АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО НАРОДНОМУ ОБРАЗОВАНИЮ
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМ. М.В. ЛОМОНОСОВА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАН

А.Б. РОНОВ, В.Е. ХАИН, А.Н. БАЛУХОВСКИЙ

АТЛАС

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ МИРА

МЕЗОЗОЙ И КАЙНОЗОЙ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Ленинград

1989

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

В.Л. БАРСУКОВ, Н.П. ЛАВЁРОВ

Картографы-составители: Т.А. АНТОНОВА, Т.Н. ГЕЛЬВИ, Г.Н. КАЛЁНОВА , Е.Ф. АЛЕКСЕЕВА

СОДЕРЖАНИЕ

Введение Стр. 7

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ

Условные обозначения 9
Ранний триас 11
Средний триас 13
Поздний триас 15
Ранняя юра 17
Средняя юра 19
Поздняя юра 21
Ранний мел 23
Поздний мел 25
Палеоцен 27
Эоцен 29
Олигоцен 31
Миоцен 33
Плиоцен 35

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

Ранний триас 37
Средний триас 37
Поздний триас 39
Ранняя юра 39
Средняя юра 41
Поздняя юра 41
Ранний мел 43
Поздний мел 43
Палеоцен 45
Эоцен 45
Олигоцен 47
Миоцен 47
Плиоцен 49

СХЕМАТИЧЕСКИЕ ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ДЛЯ КОНЦА ЭПОХ

Условные обозначения 51
Поздний триас 53
Ранняя юра 55
Средняя юра 57
Поздняя юра 59
Ранний мел 61
Поздний мел 63
Поздний палеоцен 65
Поздний эоцен 67
Поздний олигоцен 69
Поздний миоцен 71
Поздний плиоцен 73
Литература 74

ВВЕДЕНИЕ

Настоящий Атлас представляет второй том Атласов литолого-палеогеографических карт мира. Первый том «Поздний докембрий и палеозой континентов», авторы А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, К. Б. Сеславинский, вышел из печати в 1984 г., к 27-ой сессии Международного Геологического Конгресса в Москве. Данный Атлас построен на более широкой основе. Его отличительная особенность состоит в охвате всей площади планеты: континентов, их подводных окраин — шельфов и материковых склонов, окраинных и внутренних морей и ложа Мирового океана. Такой глобальный подход стал возможен в результате осуществления программы глубоководного бурения и потребовал разработки более полной легенды, учитывающей весь спектр комплексов отложений от континентальных и наземно-вулканогенных до глубоководных океанских. Сочетание литологических, палеогеографических и палеотектонических цветовых и штриховых обозначений позволило проследить смену палеогеографических обстановок, изменений литологического состава отложений, время появления новых палеогеографических элементов на континентальном и океанском блоках литосферы в течение последовательно сменявших друг друга 13-ти эпох мезозоя и кайнозоя от раннего триаса по плиоцен включительно, т. е. от 245 до 2 млн. лет радиометрической шкалы. Цифровые обозначения и изопахи содержат информацию о мощности осадков в различных структурных зонах и о положении главных депоцентров.

Методика составления карт. Исходными макетами при подготовке к изданию основных карт Атласа в масштабе 1 : 48 000 000 послужили карты литологических формаций континентов и их окраин, составленные в масштабе 1 : 25 000 000 и карты литологических формаций океанов в масштабе 1 : 35 000 000. Подготовка карт континентов была начата в 1970 г., а карт их окраин и ложа океанов в 1978 г. При составлении карт наносились контуры распределения различных типов литологических комплексов, их мощности, границы главных структурных зон континентального и океанского блоков, областей суши, континентального и морского, осадочного и вулканогенного типов накопления отложений. Были использованы все доступные опубликованные материалы по территории СССР, зарубежных стран и акваторий океанов и морей, для которых приведены сведения по стратиграфии, литологии и вулканизму мезозоя и кайнозоя. Фактический материал, заимствованный из многих тысяч статей, атласов, сводок, монографий, стратиграфических схем и таблиц, палеогеографических, геологических и тектонических карт и схем, обработан и обобщен нами при составлении карт-макетов. Эти работы столь многочисленны, что ссылки на них не укладываются в рамки одного тома и по этой причине список литературы, приведенный в конце объяснительного текста, претерпел значительное сокращение. Мы приносим свои извинения многим авторам за это вынужденное сокращение.

Среди обобщающих работ, использованных при составлении карт-макетов и подготовке объяснительного текста, следует особо отметить «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», т.т. III и IV и палеогеографические атласы, изданные для отдельных континентов и стран: Северной Америки, Западной Европы, США, Турции, Китая, палеотектонические карты Гондванских континентов и др. (3, 170, 217, 219, 378, 445).

При подготовке литолого-палеогеографических карт океанов в первую очередь были учтены фактические материалы полученные при глубоководном бурении дна океанов по проектам DSDP и IPOD (76), а также геологические карты дна океанов серии Atlas Geologique du Monde (53) и Геологическая карта ложа Мирового океана (67).

Серия карт континентов, их окраин и океанов частично опубликована, но в весьма мелком масштабе в наших статьях в журнале «Советская геология» в качестве иллюстрации к сравнительному количественному анализу площадей и объемов главных групп осадочных формаций континентов, их окраин и океанов (34—39, 47—49). В ходе работы по количественному анализу литологических формаций континентов и океанов авторами была разработана рабочая классификация литологических формаций океанов на основе обобщения литературных данных (38—40, 43, 45, 49, 76, 94, 570, 621). Она положена в основу при разработке легенды для океанских осадков настоящего Атласа.

На картах Атласа выделены области с платформенным, геосинклинальным, орогенным и океанским режимами, каждая соответственной цветовой гаммой. К платформам относились области со стабильным тектоническим режимом, со слабыми деформациями осадочного чехла и отсутствием метаморфизма. Условно к платформам отнесены также некоторые области на океанской коре (Мексиканский залив, Канадская или Амеразийская котловина), ограниченные преимущественно континентальными платформами с пассивным тектоническим режимом.

Геосинклинальные области (системы) отличаются более сложной геологической историей, линейной формой, мощным и неравномерно проявившимся на площади и во времени вулканизмом, рифтовым, островодужным или внутриплитным, интрузивным магматизмом, многофазными деформациями разного рода

Орогенные области на основных картах Атласа выделены цветом без деления на первичные эпигеосинклинальные и вторичные эпиплатформенные орогены. Зоны рифтогенеза типа (1) Восточно-Африканской рифтовой системы или (2) рифтовых окраин молодых океанов на ранних стадиях их формирования рассматривались как активные зоны платформы или как часть орогенных областей без выделения их в самостоятельную группу. Они отличаются на платформах и в орогенах наличием протяженных, сложных и узких систем грабенов, полуграбенов и осадочных клиньев (на рифтовых окраинах океанов). Выделение рифтового орогенного режима для отдаленных от кайнозоя эпох сопряжено с определенными трудностями. Поэтому было решено показать их условно на мелкомасштабных палинспастических схемах, серией которых дополнены основные карты Атласа.

Орогенам присущи известково-щелочной магматизм и метаморфизм различной интенсивности от почти полного отсутствия их проявлений до мощных вулкано-плутонических окраинно-континентальных поясов, простирающихся на тысячи километров. Наиболее сложным оказалось определение режима остаточных орогенных областей, сохранивших, судя по молассовым осадкам, в значительной степени свое гипсометрическое выражение, часто слабый вулканизм, но уже прошедших наиболее активный этап орогенеза и находящихся в стадии разрушения, т. е. областей с переходным к платформенному режимом (Урал, Центральная Азия и Аппалачи и др. в раннем и среднем триасе). Наличие таких зон породило некоторую условность при проведении их границ с соседними платформами. Океанский режим с образованием глубоководных впадин выделяется довольно четко для этапа современного океанообразования, на котором возникли молодые океаны Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый. Трудности возникают при трактовке режима начальных рифтовых стадий океанообразования или стадии образования зачаточных или неразвившихся в более крупные океаны структур. Они относились нами в ряде случаев к платформам (как было сказано выше по поводу Мексиканского залива), в других — к геосинклиналям (окраинные моря Запада Пацифики, Индийского океана, Карибского региона) или орогенам (структуры внутренних морей Средиземного, Черного или южной части Каспийского).

В конце Атласа после основных карт, выполненных с фиксированным современным положением материков, помещены схематические палинспастические карты-реконструкции в масштабе 1 : 130 000 000. Основа для них расчитана и выполнена в 1986 г. по нашей просьбе Л. Гахагон, Х. Р. Скотизом и Р. Л. Ларсоном специально для настоящего Атласа по геологической карте ложа Мирового океана в Институте геофизики Техасского университета в Остине (США). Все палинспастические карты построены на конец соответствующих эпох, начиная с позднего триаса по плиоцен, и, таким образом, практически полностью отвечают нагрузке основных карт.

О некоторых особенностях легенды. Границы континентального блока (с континентальной и промежуточной корой) и океанского блока литосферы, а также границы глубоководных впадин окраинных и внутренних морей с установленной океанической корой (фиксируемой по линейным магнитным аномалиям) или предполагаемой океанской корой, выделены синей линией. Она также является условной границей (особенно на основных картах раннего мезозоя) континентального блока (или территории, в пределах которой палеогеографическая обстановка может быть показана по прямым или косвенным данным), отделяющей его от областей, где до настоящего времени отложения данного возраста не установлены или сложены более молодой корой в пределах океанов. Области суши и размыва или области с преобладанием процессов денудации устанавливались по границам распространения морских, континентальных и вулканогенных отложений и корректировались по данным анализа фациальной зональности. Для эпох мезозоя

и кайнозоя области размыва на платформах и в орогенах выделяются довольно надежно. В то же время можно полагать, что области накопления континентальных осадков в прошлом были более широкими. Меньше данных о положении внутренних источников сноса в геосинклинальных областях (особенно для эпох раннего мезозоя), а также на площадях еще слабо разбуренных подводных окраин современных континентов.

Палеогеографические обстановки накопления разделены на картах на морские, континентальные и вулканогенные. Области с устойчивым морским режимом дифференцированы на мелководные и глубоководные зоны как в геосинклиналях и океанских бассейнах, так и на платформах и в орогенах. Кроме шельфовых мелководных (литоральных и неритовых) обстановок выделены глубоководные области пассивных окраин континентов. Этим же цветом показаны глубоководные окраинные моря (Мексиканский залив, Америзийская котловина). В орогенах к глубоководным зонам отнесены осевые части прогибов, глубоководные впадины внутренних морей и склоны этих структур.

В геосинклиналях глубоководные области разделены с некоторой условностью на две группы. Одна из них включает глубоководные части склонов и прогибов активных окраин, развивавшихся на коре континентального или промежуточного типов. Вторая охватывает наиболее глубоководные области — окраинные моря и бассейны островодужных систем, т. е. области с океанской и промежуточной корой.

В океанах выделены глубоководные желоба, абиссальные котловины, склоны срединных хребтов и глубоководных котловин и осевые зоны срединных хребтов в пределах распространения синхронных океанских толеитовых базальтов.

Введены дополнительные цветовые обозначения для морских и континентальных бассейнов повышенной солености, морских бассейнов с пониженной соленостью и пресноводных водоемов.

Некоторых пояснений требуют штриховые знаки, выбранные для изображения литологических комплексов. К карбонатным и другим монопородным комплексам отнесены осадочные толщи с содержанием в разрезах свыше 75 % карбонатных или других типов пород. Соответственно к карбонатно-терригенным комплексам отнесены осадочные толщи с содержанием в разрезах карбонатных пород от 25 до 75 % от общей средней мощности разрезов данной территории. Этот принцип не распространялся на кремнистые, туфогенные, угленосные и соленосные отложения, важные в палеогеографическом отношении. Они выделялись при присутствии их в разрезах и менее 5 %. В случаях содержания этих компонентов в разрезах менее 25 % они показаны отдельными значками на фоне основных элементов разреза отложений данного возраста.

Существующие различия в понимании и применении терминов «флиш» и «турбидиты» в мировой литературе требуют объяснения. Термин «флиш» — общий и применяется нами преимущественно для показа мощных складчатых и ритмично построенных толщ, представленных отложениями гравитационных потоков и сопровождающих их нормальных осадочных серий.

Турбидиты входят в качестве элемента в состав флиша. Как самостоятельные осадочные комплексы турбидиты стали выделяться в последнее время в связи с изучением осадочного чехла океанов, подножий структур активных окраин, абиссальных котловин, окраинных морей и склонов и подножий пассивных окраин. Часто выделяются также проксимальные и дистальные турбидиты дельтового происхождения. Дистальные турбидиты большей частью представляют собой глинистые серии — производные дельтовых мутьевых потоков с последующим дальним переотложением материала природными течениями. Турбидиты — обычный элемент осадочного разреза глубоководных океанских желобов, подножий и склонов островных дуг, островных цепей, плато и океанских внутриплитных поднятий. Вблизи континентов слагающий их материал снесен с ближайшего континента, а на ложе океанов они представляют собой продукт сноса с подводных вулканических хребтов, плато и подводных гор. Вследствие этого состав слагающего турбидитные осадки материала включает вулканогенный и осадочный (терригенный, карбонатный и кремнистый) материал континентального или океанского генезиса. Мощность турбидитных серий колеблется в чрезвычайно широких пределах. Мощность дельтовых турбидитов (конус выноса Ганга и др.) составляет несколько тысяч метров. Отдельные пачки турбидитов в толщах пелагических осадков могут иметь мощность первые десятки метров и менее. Исследования последних лет свидетельствуют, что турбидиты слагают значительную часть осадочного чехла склонов и подножий активных и пассивных окраин, склонов и подножий внутриплитных океанских хребтов, плато и гор. Установлен вынос турбидитных осадков в абиссальные котловины на расстояние в несколько тысяч километров (конус Зодиак в Тихом океане). Очевидно поэтому, что вынос мутьевыми гравитационными потоками с шельфа на склоны материков и их подножья, в глубоководные впадины, прогибы и желоба и в океаны в целом — едва ли не основной процесс, контролирующий состав и распространение осадков на океанском ложе. Этот процесс обеспечивает транспортировку больших масс осадочного вещества на все большие глубины или транзитом в пределы абиссальных котловин, их смешение или переслаивание с карбонатными, кремнистыми, вулканогенными, вулканогенно-осадочными, гляциально-морскими осадками, которые входят в виде компонентов в собственно турбидиты. Процесс турбидитного выноса в глубь океанов и глубоководных бассейнов в целом по своим масштабам вполне сопоставим с процессом аллювиального выноса материала с континентов речными системами.

Вулканогенные комплексы океанов дифференцированны на толеитовые и щелочные базальты океанского типа. Они покрывают океанское ложе, включая срединные и внутриплитные хребты и океанские плато. Этими же знаками показаны площади развития древней океанской коры. За них приняты площади распространения офиолитовых комплексов в структурах континентального блока. Поскольку офиолитовые комплексы аллохтонны (аккреционные призмы и клинья и др.), границы распространения на картах предполагаемой древней океанской коры весьма приблизительны. Если возраст превращения таких областей с океанской корой в области с корой промежуточного типа неизвестен, то уже на следующей карте эти территории условно рассматривались в составе континентального блока. Для областей континентального блока в Атласе сделана попытка выделить толеитовые, щелочные и известково-щелочные вулканиты. Введен знак для обозначения относительно небольших по площади вулканических областей на континентах и подводных вулканов в океанах.

Палеогеографическая обстановка, изображенная на каждой из карт, представляет суммарный эффект глобальных тектонических и палеогеографических процессов, совершавшихся на земной поверхности в течение данной эпохи. Соответственно на картах отражена палеогеографическая модель предполагаемых условий в данную эпоху на фоне тектонической обстановки, сложившейся на конец каждой из эпох, но этот принцип не всегда был выдержан. В ряде случаев было отдано предпочтение изображению господствовавшей в течение данной эпохи палеогеографической обстановки. Конкретные причины такого подхода объяснены в прилагаемом тексте на обратной стороне карт.

По оригиналам карт Атласа, составленным в более крупном масштабе, проведены измерения объемов важнейших типов осадочных и вулканогенных формаций мезозоя и кайнозоя в крупнейших структурных зонах континентов, их окраин и океанов (34—40, 47—49).

Благодарности. При разработке легенды и подготовке авторских макетов карт Атласа существенную помощь материалами и консультациями оказали В. И. Высоцкий, Ю. Г. Гатинский, Ю. Б. Гладенков, Г. С. Гусев, Л. В. Дмитриев, Г. С. Закариадзе, В. И. Зинкевич, Ю. И. Иосифова, Н. В. Короновский, Л. Э. Левин, М. Г. Ломизе, Л. А. Невесская, Д. И. Панов, А. А. Чистяков, К. А. Ушко, А. Я. Шараськин, Н. А. Ясаманов, которым авторы выражают свою признательность.

Группа исследователей — В. К. Гавриш, Ф. А. Станиславский, В. М. Беланов, В. Г. Конашов, Л. И. Рябчун, В. И. Якимович — любезно предоставила нам возможность использовать новейшие материалы по территории Днепровско-Донецкой области при составлении карт триасового периода. Авторы искренне благодарят их за содействие при подготовке к печати настоящего издания.

Авторы также благодарны рецензентам Научно-Редакционного совета Минго СССР Н. Н. Предтеченскому и Б. М. Михайлову за ценные замечания в ходе подготовки рецензий.

И в конце, подчеркивая исключительную важность оказанной нам помощи, мы выражаем особую благодарность нашим американским коллегам Л. Гахагон, Х. Р. Скотизу и Р. Л. Ларсону, которые предоставили нам свои палинспастические реконструкции.

У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я
L E G E N D

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ
PALEOGEOGRAPHIC AND PALEOTECTONIC ENVIRONMENTS

ПЛАТФОРМЫ КОНТИНЕНТОВ
PLATFORMS OF CONTINENTS

Суша (области размыва): а) низкая, b) возвышенная
Land (areas of erosion): a) low, b) high

Области континентального осадконакопления и (или) наземного вулканизма
Areas of terrestrial sedimentation and (or) subaerial volcanic activity

Моря: а) шельфовые, b) глубоководные (континентальные склоны и субокеанские бассейны)
Seas: a) shelf seas, b) deep seas (continental slopes and subocean basins)

ГЕОСИНКЛИНАЛИ
GEOSYNCLINES

Суша. Области размыва
Land. Areas of erosion

Области континентального осадконакопления и (или) наземного вулканизма
Areas of terrestrial sedimentation and (or) subaerial volcanic activity

Моря, шельфовые области
Seas, shelf areas

Моря, континентальные склоны и прогибы
Seas, continental slopes and troughs

Моря, глубоководные области
Seas, deep-sea areas

ОРОГЕНЫ
OROGENS

Суша (в основном горная). Области размыва
Land (mainly mountain). Areas of erosion

Межгорные и предгорные впадины с континентальным осадконакоплением и (или) наземным вулканизмом
Intermontane and foredeep basins with continental sedimentation and (or) subaerial volcanic activity

Моря: а) мелководные, b) глубоководные (склоны и прогибы)
Seas: a) neritic, b) deep-sea (slopes and troughs)

ОКЕАНЫ
OCEANS

Глубоководные области: а) глубоководные (абиссальные) котловины, b) склоны срединных хребтов и глубоководных котловин
Deep sea areas: a) deep-sea (abyssal) depressions, b) slopes of mid-ocean ridges and deep-sea depressions

Поднятия срединных хребтов
Uplifts of mid-ocean ridges

Океанические плато, хребты, включая группы подводных гор
Oceanic plateaus, ridges, including groups of submarine mountains

Желоба
Trenches

Области предполагаемого распространения более молодой океанской коры
Areas of presumed distribution of more young oceanic crust

Области гемипелагической седиментации
Areas of hemipelagic sedimentation

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
ADDITIONAL SYMBOLS

Моря, заливы и озера повышенной солености
Seas, bays and lakes of high salinity

Моря и заливы пониженной солености; пресноводные озера
Seas and bays of low salinity; fresh water lakes

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОМПЛЕКСОВ, ФОРМАЦИЙ, СЕРИЙ, ПОРОД И ОСАДКОВ
LITHOLOGICAL COMPOSITION OF COMPLEXES, FORMATIONS, SERIES, ROCKS AND SEDIMENTS

КАРБОНАТНЫЕ
CARBONATE

Известняковые
Limestone

Доломитовые
Dolomite

Мел, преимущественно мелководный
Chalk predominantly neritic

Мел нанопланктонный
Nanofossil chalk

Мел нанофораминиферовый
Nanoforaminiferal chalk

Мел глинистый
Clayey chalk

Ил нанопланктонный
Nanofossil ooze

Ил нанофораминиферовый
Nanoforaminiferal ooze

КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫЕ
CARBONATE-TERRIGENOUS

Карбонатно-глинистые, карбонатно-песчано-глинистые, карбонатно-песчаные
Carbonate-clayey, carbonate-sandy-clayey, carbonate-sandy

Мергелистые
Marly

Илы карбонатно-глинистые: а) нанопланктонные, б) нанофораминиферовые
Oozes carbonate-clayey: a) nanotossil, b) nanoforaminiferal

ТЕРРИГЕННЫЕ
TERRIGENOUS

Глинистые
Clayey

Песчано-глинистые
Sandy-clayey

Песчаные
Sandy

Песчано-конгломератовые
Sandy-conglomerate

ТУРБИДИТНЫЕ
TURBIDITES

Флиш
Flysch

Турбидиты
Turbidites

УГЛЕНОСНЫЕ
COAL-BEARING

Паралические и лимнические
Paralic and limnic

ЭВАПОРИТОВЫЕ
EVAPORITES

Гипсово-ангидритовые
Gypsum-anhydrites

Соленосные
Salts

ЛЕДНИКОВЫЕ
GLACIAL

Континентальные
Terrestrial

Гляцио-морские
Glacio-marine

КРЕМНИСТЫЕ
SILICEOUS

Кремни, радиоляриты, диатомиты, порцеланиты
Cherts, radiolarites, diatomites, porcellanites

Илы: а) радиоляриевые, b) диатомовые, с) диатомово-радиоляриевые
Oozes: a) radiolarian, b) diatomic, c) diatom-radiolarian

ГЛУБОКОВОДНЫЕ (АБИССАЛЬНЫЕ) ГЛИНЫ
DEEP-SEA (ABYSSAL) CLAYS

Серо-зеленые
Gray-green

Красные и коричневые
Red and brown

Красные и коричневые цеолитовые
Red and brown zeolitic

Красные, коричневые и цеолитовые
Red, brown and zeolitic

ВУЛКАНОГЕННЫЕ
VOLCANOGENIC

Континенты и переходные зоны
Continents and transitional zones

Базальтовые лавы и туфы: а) толеитовые, b) щелочно-базальтовые, с) известково-щелочные
Basalt flows and tuffs: a) tholeiitic, b) alkaline, c) calc-alkaline

Андезитовые лавы и туфы: а) андезитовые, b) трахиандезитовые, трахитовые, фонолитовые
Andesite flows and tuffs: a) andesite, b) trachyandesite, trachyte, phonolite

Риолитовые лавы и туфы: а) дацит-риолитовые, b) щелочные риолитовые и пантеллеритовые
Rhyolite flows and tuffs: a) dacite-rhyolite, b) alkaline-rhyolite and pantellerite

Туфы и пеплы
Tuffs and ashes

Вулканические центры
Volcanic centres

Океаны
Oceans

Базальты океанского типа: а) толеитовые, b) щелочные
Oceanic basalts: a) tholeiitic, b) alkaline

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ
VOLCANOGENE-SEDIMENTARY

Песчаные
Sandy

Песчано-глинистые
Sandy-clayey

Глинистые
Clayey, argillaceous, shaley

ДРУГИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ
OTHER SYMBOLS

Граница континентальной (и переходной) и океанской коры
Boundary of continental (and transitional) and oceanic crust

Границы платформ, геосинклиналей и орогенов
Boundaries of cratons, geosynclines and orogens

Структурные швы (сутуры)
Sutures

Сдвиги
Shifts

Сегменты срединных хребтов
Segments of the mid-oceanic ridges

Границы областей с разной палеогеографической обстановкой или распространения разных литологических комплексов: а) достоверные, b) предполагаемые
Boundaries of areas with different paleogeographical environments or boundaries of development of different lithological complexes: a) proved, b) presumed

Границы областей последующего размыва или ненакопления осадков
Boundaries of areas with following nondeposition or erosion

Изопахиты: а) достоверные, b) предполагаемые. Мощность в сотнях метров
Isopachs: a) proved, b) presumed. Thickness, hundreds m

Битуминозность
Bituminosity

Скважины глубоководного бурения: в числителе – мощность отложений в метрах, в знаменателе – номер скважины
Sites of DSDP and IPOD: top - thickness, m; bottom - number

Мощность по обнажению или скважине в тыс.м
Thickness on outcrop or borehole, thousands m

Мощность неполная, отсутствуют данные по верхней части
Incomplete thickness, no data available on the upper part

Мощность неполная, отсутствуют данные по нижней части
Incomplete thickness, no data available on the lower part

Мощность не известна
Unknown thickness

Мощность полученная делением нерасчлененной серии отложений
Thickness received by dividing of undifferentiated series of deposits

Мощность определенная по сейсмическим данным
Thickness on seismicity data

Пример смены палеогеографической обстановки в течение данного интервала времени
Change of paleogeographical environment during interval of time (example)

Пример чередования или сочетания литологических комплексов
Alternation or combination of lithological complexes (example)

РАННИЙ ТРИАС. Триас охватывает 37 млн. лет геологической истории Земли — от 245 до 208 млн. лет (41, 50, 82) по радиометрическим данным. Триас — резко выраженный геократический период. Минимальные площади морских бассейнов характерны для начала периода (индский век) и его конца (поздний норий или рэт). После интенсивных горообразовательных и складчатых движений герцинской эпохи тектогенеза, сопровождавшихся мощным магматизмом, к началу триаса устанавливается спокойный режим с преобладанием растяжений в верхней части литосферы как на платформах, так и в пределах подавляющей части тектонически активных зон континентов, включая их активные окраины. Снижается интенсивность магматизма, исключая Сибирскую трапповую провинцию и ее обрамление, в глобальном масштабе. Остаточные горные сооружения (Урал, Аппалачи, Прааанды Восточно-Австралийские, Центрально-Азиатские) подвергаются интенсивному размыву, превращаются в низкие горы и нагорья. В подавляющем большинстве разрезов в основании триасовых образований наблюдаются несогласия, перерывы или смена состава осадков (64, 104, 108, 116, 130, 172, 199, 365). Данные по изотопным отношениям серы и кислорода в осадочных породах и аномально низкому содержанию кислорода и углекислоты в атмосфере выделяют раннетриасовую (как отчасти и конец позднепермской) эпоху в качестве эпохи экстремальных условий седиментации (57—59, 65, 66, 68, 73– 75, 78, 80, 83, 84, 93, 97, 98, 100, 206, 341).

К началу и в течение триасового периода происходят большие изменения тектонических и физико-географических условий, резкие изменения в составе фауны и флоры (смена палеофитной флоры мезофитной), глобальная регрессия морских бассейнов, широкое распространение континентальных отложений (16, 18). К началу триаса заканчивается становление грандиозного аридного климатического пояса, простиравшегося от экватора до 60° северной и южной широты или на 20° дальше к полюсам, чем в современную эпоху. Теплый и жаркий семиаридный и аридный климат на большей части континентов с муссонным типом распределения осадков в течение года был основной причиной мощного накопления эвапоритов и исключительно широкого распространения красноцветных и пестроцветных отложений (в раннем триасе включая приполярные зоны) среди наземных и озерно-аллювиальных и морских толщ.

Весьма слабый темп карбонатонакопления, контролировавшийся небольшой площадью морских мелководных бассейнов на континентальном блоке, при практически полном отсутствии карбонатных пород в разрезах отложений глубоководных прогибов с преобладанием терригенно-кремнистой породной ассоциации свидетельствует в пользу высокого уровня карбонатной компенсации. Высокое положение этого уровня и отсутствие планктонной фауны (фораминифер) и флоры (наннопланктон) в триасовом палеоокеане, по-видимому, способствовали возрастанию в океанских водах резерва CO_2 при общей достаточно высокой средней температуре его вод (15° – 20° С). Этот избыток CO_2 сохранялся, обеспечивая относительную стабильность содержания CO_2 в водах океана и атмосфере, очевидно, вплоть до середины кайнозоя (эоцен), после чего непрерывное накопление пелагических карбонатов (нанно- и фораминиферовых известняков, мела и илов) на дне современных океанов израсходовало этот резерв. Общая однородность физико-географических условий на планете подтверждается широким распространением от низких до высоких полярных широт космополитной фауны и флоры. Суперконтинент Пангея, объединявший в триасе континенты в единый блок, разделенный в своей восточной части океаном Палеотетис, простирался от высоких широт северного полушария через экваториальную зону до приполярных широт южного. Положение южного полюса фиксируется по гумидным отложениям Австралии и полярным эвапоритам Тасмании. Его положение вблизи Тасмании наиболее вероятно. Северный полюс по литологическим данным (по карбонатам северной аридной зоны) располагался в районе Колымо-Омолонского массива на северо-востоке Евразии. Полярная аридная зона окружена здесь северной гумидной зоной (Ангарская палеофлористическая провинция).

Своеобразие тектонических условий в триасе подчеркивается слабым развитием по сравнению с кайнозоем активных континентальных окраин (особенно по интенсивности вулканизма в раннем и среднем триасе, которая была низкой). «Следы» активной окраины обнаруживаются в Чилийских и Аргентинских Андах, на Антарктическом полуострове, на Южно-Тибетском блоке и восточной окраине Евразии от Хоккайдо до Чукотки. Однако, типично островодужные системы в триасе известны только вдоль западной окраины Северной Америки — на севере Британской Колумбии (ширина островной дуги с участием наземных и подводных андезитов и базальтов 100—150 км). Фрагменты таких же узких, вероятнее всего раннеостроводужных вулканитов прослеживаются и южнее, в Североамериканских Кордильерах до штата Аризона, а в позднем триасе и до Западной Сьерра Мадре Мексики. В Евразии прерывистый вулкано-плутонический пояс прослеживается от Добруджи до Куньлуня (106, 131).

Особенности палеогеографии *раннетриасовой* эпохи определялись компактным положением континентов, объединенных в Пангею. После крупной регрессии в конце перми, охватившей как платформы, так и подвижные пояса, в индском веке морские бассейны расширяются. Процесс этот продолжался и во вторую половину раннего триаса и в большинстве регионов был отчетливо ингрессивным, что подчеркивается расширяющимся в течение эпохи заливом океана Тетис.

Евразия. Средиземноморский залив Тетиса располагался на территории от Афганистана до Бетской Кордильеры на западе и от Аравийского п-ова до Карпат в меридиональном направлении. В его пределах были развиты почти исключительно неритовые и сублиторальные фации карбонатных осадков: от строматолитовых биогермных построек, мегалодоновых известняков, вермикулитовых известняков до более глубоководных аммонитовых и пелециподовых глинистых известняков или переслаивания глин и известняков с аммонитами, пелециподами и конодонтами. Рифовые и биогермные постройки, обширные мелководные карбонатные платформы способствовали формированию в ряде регионов лагунных эвапоритов, часто развитых и в континентальных фациях. Терригенные компоненты, исключая базальные слои T_1, подчинены карбонатам-известнякам (обычно доломитизированным) и доломитам, но с приближением к экваториальной гумидной зоне становятся господствующими (Аравийский полуостров) (293).

Вдоль северного побережья Тетиса «альпийский» триас представлен почти полностью карбонатами, за исключением нижних горизонтов — верфена — песчано-глинистого, но с эоловым красноцветным материалом. Глубина моря, за исключением отдельных глубоководных трогов, на всей площади залива не превышала 150 м. Приливно-отливные зоны составляли значительные площади (3, 66, 75, 107, 112, 114, 118, 120, 126, 146, 162, 163, 202, 211, 262, 284, 288, 303, 355).

Северная окраина Тетиса продолжалась от Афганистана через Памир, Тибет, зону Сунпан-Канзе, платформу Янцзы и морские бассейны юго-восточной Азии, включая пролив, отделяющий сушу Индосинийского массива от Китайской платформенной суши. От Северной Добруджи через Крым и Предкавказье прослеживается область с платформенным режимом накопления и карбонатным и терригенным типами разреза (126, 131, 132). Возраст известняков в основном оленекский, что соответствует оленекской трансгрессии на Туранской платформе в Прикаспии и на Мангышлаке, где преобладало накопление песчано-глинистых серий (116, 120, 126). К югу от платформенной зоны располагался карбонатный шельф Крыма и Западного Предкавказья, который отнесен к геосинклинали условно. Основной унаследованный прогиб этой остаточной геосинклинали простирался вдоль осевой части Большого Кавказа (Сванетия и др.) с черносланцевыми толщами (3, 103, 105, 106). На восток он продолжался в Копетдагско-Памирскую область. На севере Памира развиты карбонатно-обломочные серии с базальтами. Далее на восток, на окраине Евразии, обрамленный унаследованным краевым орогеном (Куньлунь, Алтынтаг, Килиан, Циньлинь) узкий морской бассейн переходил в обширное море Сунпан-Канзе (264). В нем накапливались как мелководные карбонаты, так и глубоководные склоновые турбидиты. Отсутствие осадков раннего триаса на большей части Тибетско-Бирманского блока свидетельствует в пользу существования здесь суши. В восточной части этого блока в Таиланде в начале раннего триаса накапливались континентальные толщи, сменявшиеся вверх по разрезу морскими терригенными и карбонатными, порой весьма мощными (свыше 2 км) толщами известняков. Кислый вулканизм, который характерен для поднятия Лонгменьшань и Индосинийского массива, отвечает, вероятно, несколько более раннему позднепермскому этапу, непосредственно предшествовавшему раннескифской трансгрессии (227, 280, 344, 346). Лишь к югу от Тибета, видимо, существовала островная дуга. Следы второй дуги установлены северо-восточнее этого блока. На юге и юго-востоке континента в Индонезийском секторе из-за разрозненных пока данных палеогеографическая обстановка показана весьма условно. Обширные карбонатные платформы сочетались здесь с островодужными и окраинно-континентальными системами, глубоководными,с флишевым (турбидиты) накоплением вдоль закрытых к началу мезозоя сутур (273, 292, 295, 304, 306, 310, 317). К югу и к востоку карбонатонакопление сменяется карбонатно-терригенным и терригенным.

Зона Евразиатской окраины Тетиса отличалась в целом небольшой мощностью отложений – до 500 м, в среднем около 250 м. Мощность свыше 1000 м фиксируется в небольших прогибах. Максимальная мощность установлена в (перикратонном) прогибе (рифте?) Южного Мангышлака – до 3000 м (126, 254).

К северу от Тетиса от Германско-Польского бассейна пестрого песчаника на западе и до Северного Китая в аридных условиях накапливались красноцветные и пестроцветные (на востоке и слабо угленосные) озерные, аллювиальные и эоловые толщи (128, 140, 154, 170, 175, 183– 185, 191, 192, 204, 254). В Германско-Польском бассейне в отдельных слоях присутствует морская фауна, показывая, что этот бассейн временами превращался в морской залив, обширный лагунно-озерный водоем с неустойчивым режимом солености (гипсы, ангидриты, соли, пресноводные известняки) или аллювиальную равнину (210). По направлению к северо-востоку на севере Русской и Западно-Сибирской плит, на северо-западе древней Сибирской платформы и к югу от нее располагалась обширная область континентального накопления в гумидных условиях, где погружения сопровождались вулканизмом, синхронным с рифтовым вулканизмом Сибирской трапповой провинции (3, 221, 242, 244, 245). Мощность континентальных осадков в рифтовых впадинах Западной Сибири местами превышает 1000 м. На западе область рифтогенеза отделялась от стабильной Русской плиты остаточным Уральским орогеном. В начале триаса Урал был еще среднегорной областью с остаточными предгорными прогибами с мощностью отложений, в том числе и грубообломочных свыше 1000 м (Полярный Урал, Новая Земля). Широкий мелководный бассейн располагался на площади современного Баренцева моря. Мощность терригенных осадков в центре бассейна, вероятно, превосходит 2 км. В северо-восточной части Сибирской платформы (включая Восточный Таймыр, Хатангский залив, низовья Лены и Приверхоянье) развиты морские, континентальные песчаные и песчано-глинистые отложения с прослоями базальтов и туфов. Погружения усиливаются во вторую половину эпохи и широкое развитие получают алеврито-глинистые толщи (230). Мощность их в отличие от индских отложений возрастает в сторону восточной окраины платформы и геосинклинальной области Северо-Востока СССР (230, 236, 242).

В раннем триасе Верхоянско-Чукотская область представляла широкую пассивную окраину континента. После перерыва в конце перми в погружения вновь вовлекаются Бакы-Нельгехинская и Яно-Колымская зоны. Состав осадков этих зон и темп погружения в индском веке был близок таковым соседних областей платформы. В Чукотской зоне переход от перми к триасу был в значительной мере постепенным (231, 247). На остальной площади сохранялись крупные области размыва. Явное нарастание погружений наблюдается во вторую половину раннего триаса, когда море покрывает Кони-Тайгоносскую, Омулевскую, Омолонскую и Алазейско-Олойскую зоны (231). К северу от последней располагалась суша Гиперборейской платформы. Во второй половине раннего триаса накапливались алеврито-глинистые (в Алазейской зоне с подводными базальтами и туфами) довольно глубоководные отложения.

Палеогеографическая обстановка в областях восточной окраины континента во многом показана условно, в первую очередь Охотоморский регион и Корякско-Камчатская система. Южнее в Амуро-Охотском остаточном прогибе, геосинклиналях Сихотэ-Алиня и Японских островов (пояс Чичибу) в раннем триасе накапливались в основном мелководные морские терригенные осадки (278), на юге Японии с более глубоководными (?) кремнистыми и реже вулканогенными породами (226, 294, 309, 310, 314, 315, 351).

Обращает на себя внимание монотонный терригенный или карбонатный состав отложений юго-восточной окраины Азии, включая острова Миндоро и Палаван и краевые зоны Индосинийского массива (227, 307, 308, 311, 348). Еще в конце перми крупные участки этой территории были подняты и оставались сушей вплоть до ладинского века (восточная Суматра и др.).

Северная Америка. Красноцветные континентальные отложения в Скалистых горах США и окраине платформы сходны с раннетриасовыми платформенными отложениями Европы. Они также гипсоносны, часто глинисты (озерные глины), имеют мощность 50—400 м. К западу эти отложения замещаются морскими осадками (37А, 378, 392, 403, 410, 414, 416, 420, 429, 435, 446, 451, 453, 455, 456). Граница замещения континентальных отложений морскими почти совпадает с границей штатов Вайоминг и Айдахо. Морская базальная свита Динвуди (грисбах), залегающая трансгрессивно на карбонатах перми, перекрывается красноцветными континентальными осадками от западной границы до центральной части штата Вайоминг. Мощность этой морской в основном терригенной свиты 550—80 м. Ее положение в разрезе раннего триаса свидетельствует о кратковременном расширении морского бассейна на западе платформы. На юге, в области развития свиты Моэнкопи, переход от шельфа и континентальной прибрежной равнины к глубоководной зоне выражен уступом с альтитудой 500—1000 м, на севере — в Вайоминге и Юте — переходная ступень выражена слабо (429). На западном шельфе накапливались преимущественно терригенные песчано-глинистые осадки. К югу появляются мелководные карбонатно-терригенные и карбонатные отложения. Вдоль северо-западной и северной окраин континента преобладало накопление морских терригенных осадков, особенно мощных в Свердрупском бассейне: свыше 1500 м и, возможно, до 3000 м в его восточной части (372). Это указывает на значительный снос с Канадского щита. Меньшую роль как источник сноса играла суша к северу от Свердрупского бассейна. На севере Аляски терригенные морские и континентальные (?) отложения пассивной окраины Гиперборейского континента к югу переходили в глинисто-кремнистые глубоководные отложения материкового склона.

Остаточный ороген Аппалачей представлял, видимо, хребет средней высоты. На юго-западе континента (юго-восточная Калифорния, Аризона, Западная Сьерра-Мадре) также располагался небольшой ороген, возникший в конце перми и отделявший платформу от окраинной геосинклинальной системы.

Геологическая история западной зоны Кордильер остается пока до конца не расшифрованной. Считается, что эта зона состоит из ряда крупных и мелких блоков — террейнов или микроконтинентов (Врангелия, Стикиния и др.), примкнувших к Североамериканскому континенту в середине или во второй половине мезозоя (401, 404, 419, 423). Значительная часть этих блоков в позднем палеозое — раннем и, возможно, среднем триасе располагалась южнее их современного положения (371, 377, 387, 401, 423). Несомненно существование островодужных систем (судя по присутствию раннеостроводужных вулканитов) и структур типа окраинных морей и океанских поднятий. В Канадских Кордильерах островная дуга развивалась в течение всего раннего мезозоя (T_1—J_2). В пределах самого западного блока — Врангелии — для раннего триаса характерны большие по масштабам излияния наземных и субаквальных базальтов. В Аляскинском сегменте Кордильер за пределами Врангелии накапливались относительно глубоководные глинистые осадки и базальты (377, 379, 382).

Южная Америка. Платформа в конце перми испытывает общее поднятие. Области накопления были весьма ограниченными и показаны условно, так как органические остатки в отложениях предположительно раннетриасового возраста отсутствуют (476, 480, 481, 488, 491). Практически вся ее территория представляла низкую денудационную равнину, располагавшуюся в аридной климатической зоне. Песчаные континентальные отложения, видимо, накапливались в зоне прилегающей к орогенному поясу.

Остаточная орогенная вулканическая область располагалась в зоне Перуанских и Чилийских Анд, включая Патагонию, и продолжалась в Колумбию и Венесуэлу. Этот краевой вулканический пояс был унаследован от предыдущей эпохи (495, 505). Но в основании осадочно-вулканогенных серий в Чили и Аргентине часто наблюдается перерыв. В межгорных прогибах накапливались красноцветные песчаники, андезиты («порфириты»), риолиты, реже базальты (Патагонский массив). Мощность сохранившихся отложений в прогибах Чили и Аргентины невелика — 250—400 м. На Фолклендах — до 800 м (480). В Перу мощность вулканогенных и песчано-конгломератовых отложений не превышает 100 м. В северной части орогенного пояса (район оз. Маракаибо) песчано-конгломератовые с базальтами толщи, возможно, имеют рифтовую природу (474). Конечный возраст метаморфизма с внедрением интрузий кислого и основного состава (Восточная Кордильера Колумбии, Сьерра Периха-Маракаибо, Сьерра Невада де Санта Марта, Мерида) ограничивается первой половиной раннего триаса (474).

Африка. В отличие от Южной Америки, полностью представлявшей собой сушу, в пределах Африканского континента морские бассейны известны на севере (Алжиро-Тунисский залив и низовья р. Нил) и вдоль восточной окраины (Танзания), включая Мадагаскар. На востоке ингрессия была кратковременной и в разрезах преобладают аллювиальные и озерные осадки верхов серии Карру. Остальная часть континента представляла низкую денудационную равнину с небольшим числом впадин в восточной части, имевших унаследованную рифтовую природу. Мощность отложений раннего триаса от первых десятков до первых сотен метров, реже — до 1000 м. Мощность морских глин достигает 520 м. Континентальные осадки раннего триаса обычно согласно продолжают разрезы комплекса Карру и представлены на юге Африки нижней частью отложений группы Бофорт (541).

Атласская орогенная область представляла невысокий горный кряж (549). Небольшая территория на крайнем юге Африки была занята Капским орогеном.

Австралия. Почти вся Австралийская платформа в раннем триасе представляла сушу. Вдоль ее западной окраины располагался рифтовый морской бассейн, в котором шло накопление глинистых мелководных осадков, местами переслаивающихся с аллювиальными и дельтовыми. Ранний триас здесь залегает согласно на морской же поздней перми (559). Участие в разрезах континентальных отложений указывает на регрессию морских бассейнов. Мощность отложений при удалении от современной береговой линии монотонно возрастает и в 150—250 км достигает максимума, затем вновь уменьшается. Мощность раннего триаса достигает 1700 м. На востоке платформы вблизи западного склона орогена Хантер Боуэн на площади бассейнов Большого Артезианского и Кларенс Моретон накапливались песчаные аллювиальные осадки. Речная система продолжалась вдоль орогена в дельтовую равнину Сиднейского бассейна. В замкнутом Тасманском бассейне, располагавшемся в аридной полярной зоне, накапливались аллювиальные осадки и прослои озерных эвапоритов с галитом и эпсомитом (557, 577, 578).

К востоку по направлению к орогену Хантер-Боуэн мощность континентальных отложений раннего триаса возрастает до 3 км (прогибы Эск, Джимпи-Мэриборо и Боуэн-Галилеи). Восточная часть орогена представляла окраинно-континентальный вулканический пояс с преимущественно андезитовым вулканизмом. Мощность вулканитов достигает 2500 м (595).

В полосе континентального склона на севере накапливались терригенные толщи (Папуа, Новая Гвинея) (562).

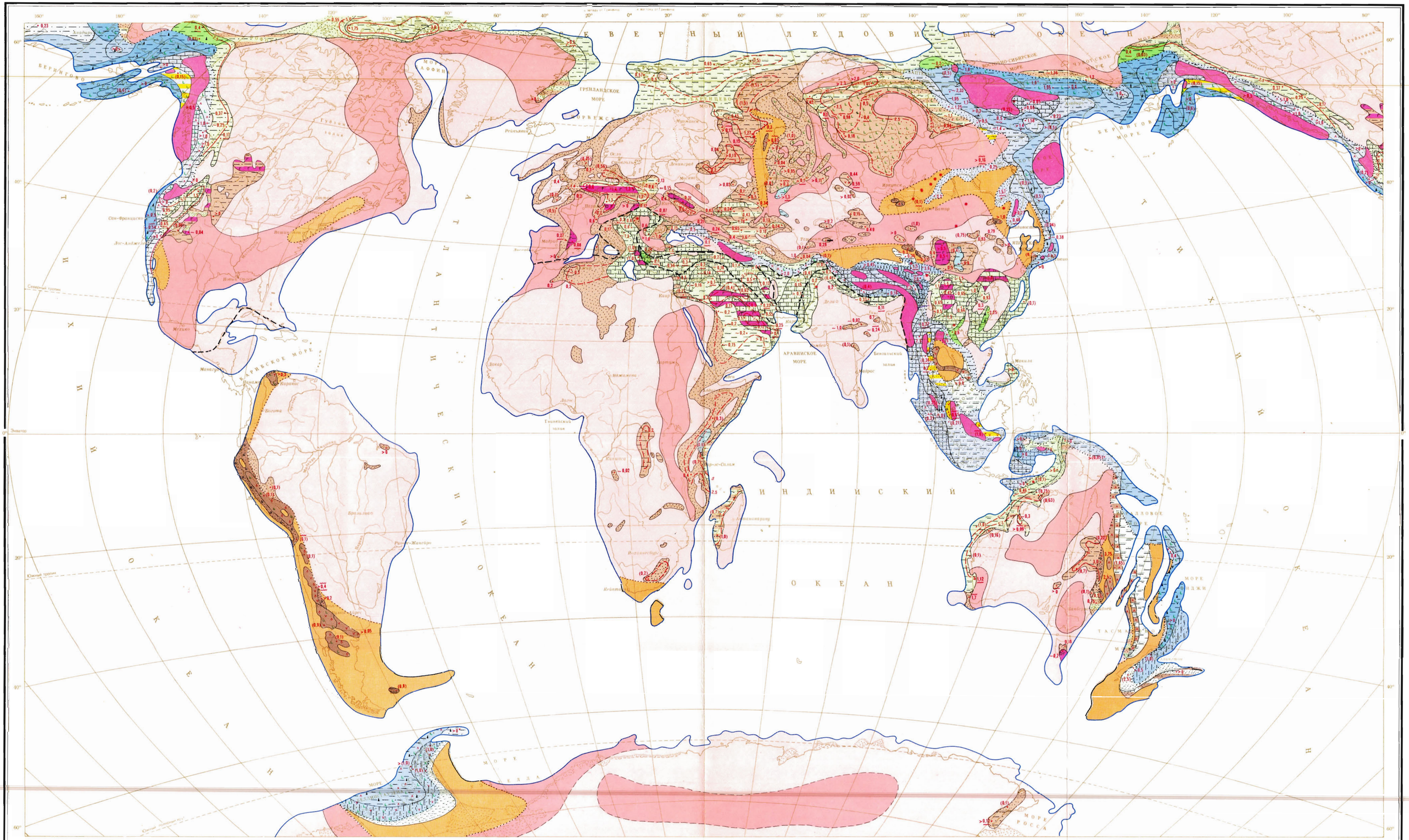
В регионах Новой Каледонии и Новой Зеландии основную роль среди глубоководных осадков играли флиш, обычно с пеплами и туфами, и подводные базальты и кремнисто-вулканогенные серии типа окраинных морей (563, 564, 687).

Антарктида. На платформе в Трансантарктических горах Земли Виктории накапливались аллювиально-болотные песчано-глинистые угленосные отложения (группа Виктория, часть супергруппы Бикон). Граница их с пермскими осадками условна (553, 589). Ограниченное развитие отложений раннего триаса по сравнению с пермскими связывают с влиянием уэделлской орогении, впервые отмеченной в горах Пенсакола (589). Вследствие поднятий этой тектонической фазы контуры триасовых бассейнов существенно изменились по сравнению с пермскими и на севере Земли Виктории аллювиально-озерные осадки (кварцевые и аркозовые песчаники, часто косослоистые, реже алевролиты и сланцы с растительными остатками) отлагались на эрозионной поверхности докембрийско-раннепалеозойского фундамента. Их мощность 130 м (589). В Южной Земле Виктории в раннем триасе продолжалось накопление конгломератов Фрезэр (мощность 318 м). В раннем триасе этого региона установлено изменение направления течения палеопотоков по сравнению с пермскими на 90°. К северу от Земли Виктории отложения мощностью до 200 м с остатками гастропод, рептилий и амфибий имеют ритмическое строение и свидетельствуют о чередовании аллювиальных и озерных условий. Зеленовато-серые глины венчают разрез нижнего триаса и указывают на спокойный тектонический режим и теплый гумидный климат.

В зоне активной окраины Западной Антарктиды палеогеографическая обстановка показана условно. Наличие триасовых отложений в разрезах Земли Грейама, на о-ве Александра, на Южно-Шетландских и Южно-Оркнейских островах не вызывает сомнений (589). Есть признаки существования вулканической островной дуги и континентального склона с флишоидным терригенным осадконакоплением (589).

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL-PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

РАННИЙ ТРИАС
EARLY TRIASSIC



Масштаб (Scale) 1 : 48 000 000

СРЕДНИЙ ТРИАС. В начале среднего триаса палеогеографические условия в общем наследуются от предыдущей эпохи. В областях погружения морем погружения продолжаются. Процесс рифтогенеза, контролировавший общий план и интенсивность погружения платформенных впадин в раннем триасе, сменяется в среднем ослабленным прогибанием и слабыми поднятиями. Соответственно области осадконакопления сокращаются на Восточно-Европейской, Западно-Сибирской, Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформах Евразии, а также на Северо-Американской и Австралийской платформах. Это сокращение сопровождалось уменьшением мощностей отложений среднего триаса по сравнению с нижнетриасовыми, что свидетельствует о нарастающей стабилизации тектонического режима и снижении контрастности движений. Эти преобразования начались еще в конце раннего триаса синхронно с изменением структурного плана на Иберийском п-ове, в Германском и Датско-Польском прогибах, юго-западной Болгарии, Тимано-Печорской области, Прикаспии, на Таймыре и в Хатангском прогибе, вдоль северного обрамления Средиземноморского залива Тетиса и на западной окраине Североамериканской платформы. Смещение зоны прогибания к югу на юго-западе Польши привело к раскрытию Восточно-Карпатского и Силезско-Моравского проливов и трансгрессии рётского моря в пределы Западно-Европейской молодой платформы, а затем и к трансгрессии «раковинного известняка», нараставшей до позднего анизия, когда раскрывается и Бургундский пролив (212, 217). Однако, уже с середины анизия в ряде регионов (Восточный Тавр, Тибет) начинают преобладать регрессивные тенденции, завершающиеся к концу анизия-началу ладина значительной регрессией в ряде регионов восточной части Средиземноморского пояса, как бы компенсирующей трансгрессию в Западной Европе.

Вторая крупная трансгрессивная фаза в среднем-позднем ладине (Врангелия, Тибет, Алжиро-Тунисский залив) завершает развитие среднетриасовой трансгрессии. В центре Азии происходит расширение областей континентального осадконакопления: Джаргалантуинский, Дашибалбарский, Цэнхэргольский, Ингодино-Шилкинский прогибы Монголии и Восточного Забайкалья. Эта последняя трансгрессивная фаза синхронна заложению первой гондванской поверхности выравнивания (Австралия, Южная Америка). В отличие от стабилизации тектонического режима на платформах в геосинклиналях отмечается нарастание контрастности тектонических движений с внутренней дифференциацией этих структурных зон. В их пределах возникают относительно небольшие, но быстро погружающиеся бассейны (Северо-Восток СССР, Юго-Восточная Азия, Тибет). Близкий к геосинклинальному режим с подводным основным вулканизмом характерен для Сицилийско-Калабрийского и Динарского прогибов, некоторых зон Альп, Карпат, Анатолид и Таврид, но в целом их тектонический режим еще близок к платформенному. Несколько снижается распространенность подводного толеитового и островодужного вулканизма, заканчивают развитие пермско-раннетриасовые (Западная Сибирь, Сибирская платформа) и возникают новые области вулканизма (Северная Америка—Врангелия).

Интенсивность орогенеза в среднем триасе снижается по сравнению с предыдущей эпохой. В низкие останцовые горы превращается ороген Урала, нивелируются остаточные горы в пределах Западно-Сибирской, Казахстанской, Центрально-Азиатской и Китайско-Корейской платформ. Вулканизм в пределах Монголо-Охотского пояса несколько усиливается. Орогенез активизируется на севере Аппалачей, но истинная протяженность этого орогена в среднем триасе пока неясна. Вполне вероятно, что он простирался дальше на юго-запад к побережью Мексиканского залива.

Капский ороген, составлявший, вероятно, единое целое с Праандским к началу ладина резко сокращается в размерах. Возможно, к концу эпохи северная часть Праандского орогена (север Чили, Перу, юг Эквадора) также превращается в платформу.

Евразия. Средиземноморский залив Тетиса в среднем триасе продолжает расширяться. Еще в конце раннего триаса залив несколько разрастается. Открываются Восточно-Карпатский и Силезско-Моравский проливы и море покрывает обширную область Польско-Германской низменности, образуя Польско-Германский бассейн. В позднем анизии открывается широкий Бургундский пролив. На площади Польско-Германского бассейна в условиях открытого моря, литоральных и лагунных накапливались преимущественно известняки-ракушняки, в меньшей мере эвапориты и терригенные морские осадки, замещавшиеся к краям бассейна и вверх по разрезу (нижний кейпер) континентальными.

К концу середины среднего триаса морские условия замещаются континентальными и наступает «кейперский век». Собственно Средиземноморский залив (область развития триаса «альпийского» типа) испытывает заметную дифференциацию. В пределах литоральной карбонатной платформы, оформившейся к концу раннего триаса, появляются более глубоководные области, активизируется вулканизм. Континентальные, дельтовые и прибрежно-морские терригенные отложения («верруканo») накапливались в Тоскане и на Сардинии, карбонатные платформы господствовали в Южных и Северных Апеннинах, сложной дифференциацией на прогибы и поднятия с локальной эрозией (турбидиты) отличались Южные (Доломитовые) Альпы (134, 162, 169, 176). Наиболее крупной структурой, выполнявшей со среднего триаса роль пограничной между северным краем Африканской платформы и Европейской окраиной, был Динарский прогиб (Внешние Динариды и Эллиниды с триасом «сербско-боснийского» типа). Его заложение относится к позднему анизию, а окончательное становление к концу эпохи (167, 177, 178). Относительно глубоководные радиоляриты и карбонаты, чередующиеся с лавами щелочных базальтов, трахитов, андезитов, риолитов и их туфами шошонитового и известково-щелочного ряда (возраст средний-поздний триас) мощностью до 1500 м распространены от Доломитовых Альп на северо-западе до Центрального Тавра на юго-востоке (334, 335). Подводные и наземные вулканиты сопровождаются интрузиями габбро, сиенитов, диоритов с возрастом 223–216 млн. лет (Rb/Sr). Лавы и туфы чередуются как с мелководными, так и с глубоководными отложениями (193, 197, 203, 205, 213). Глубоководные условия складываются и в Сицилийско-Калабрийском прогибе, заложившемся, как и Динарский прогиб, вдоль северной границы Африканской платформы. К юго-западу от Динарского прогиба располагалась карбонатно-эвапоритовая платформа, а северо-восточнее сложно дифференцированная область Альпийско-Карпатско-Балканской системы небольших прогибов и разделяющих их карбонатных платформ. На этой площади в анизии накапливались рифовые и лагунные известняки и доломиты (гутенштейнские, рамзау, веттенштейнские). В конце анизия-раннем ладинии в полосе от Северных Известняковых Альп до Западных Карпат происходит разделение на 4 типа литофаций, среди которых в относительно глубоководных прогибах накапливались красные хальштатские известняки или литофации типа «аммонитико россо», нодулярные (узловатые) известняки, даонелловые известняки, кремни и радиоляриты. Вдоль краев карбонатных платформ изредка создавались благоприятные условия для накопления карбонатных и терригенных турбидитов (Доломитовые Альпы). Вблизи вулканов были распространены подводные базальты и зеленые туфы. Эти литофации были распространены также в других прогибах (Динарском, Сицилийско-Калабрийском) Средиземноморского залива Тетиса, особенно в ладинии и в позднетриасовую эпоху. Для них характерен довольно высокий темп седиментации (мощность 300—600 м, реже — до 900 и более метров).

В Динарском прогибе мощность осадков колеблется от 50 до 1500 м. В западной части залива на востоке Иберийского полуострова (Андалузия), в Пиренеях, Провансе, на Корсике и Сардинии накоплению известняков-ракушечников (в ладинии) предшествовало отложение аллювиальных и дельтовых пестроцветных и красноцветных песчаников (140, 141, 167, 173, 181). Их весьма изменчивая мощность свидетельствует о расчлененном эрозией погребенном рельефе.

К востоку Динарский прогиб продолжался севернее Мендересского массива через о. Хиос в окрестности Анкары (133, 274, 322). Далее к востоку господствовали карбонатные платформы, простиравшиеся через Центральный Иран до северо-восточного Афганистана и Памира (мощность осадков 200—500, до 1000 м). К югу эта известняково-доломитовая система карбонатных платформ переходила в карбонатно-эвапоритовую (доломиты, ангидриты) платформу Аравии. При мощности отложений обычно 100—250 м и в прогибах до 500—600 м условия накопления были сравнительно стабильными. Глубоководные склоновые отложения (возможно, океанской окраины) известны в Омане — серия Зумейни и к юго-востоку от Кабульского блока (81, 248, 253, 274).

На юге Тетиса в зоне Инда-Цангпо в среднем триасе начинается накопление глинисто-флишоидных терригенных серий. Относительно глубоководные (с даонеллами) известняки с прослоями глин и черные известняки и глинистые сланцы (район Спити) были распространены вдоль северной окраины Индостанского кратона (296 302) Распространение континентальных отложений в его пределах показано условно, возможно, они сохранились только в грабенах, определяющих рисунок современной речной сети, но первично были распространены значительно шире, как и в позднем палеозое (2, 14). Так же условны контуры континентальных и морских отложений на северо-западе Индостана. Северная окраина кратона показывает явную тенденцию к усилению погружений. Мощность отложений возрастает (как и на Аравийской платформе) по сравнению с ранним триасом. Палеогеография южного и северного блоков Тибета не совсем ясна. Вдоль окраины южного блока (265, 321, 339, 364) располагалась островная дуга. Андезиты, риолиты, базальты составляют 40 до 70 % общей мощности среднего триаса. Северная часть блока вовлечена в погружения. Мощность конгломерато-песчано-глинистого морского комплекса до 2500 м, что предполагает большую активность внутренних островов-поднятий. Седиментация в северном блоке была замедленной, по темпу накопления платформенной (264, 265).

К северу от залива на северо-западе Европы морские осадки T_2 замещались песчаными через эвапорито-карбонатные литофации (Центральный грабен и прогиб Хорнс в Дании). Песчаные семиаридные (кое-где с озерными ангидритами) отложения накапливались в рифтогенных прогибах, возникших в конце перми и раннем триасе. Растяжения сменяются сжатием и поднятиями еще в конце раннего триаса. Это изменение тектонической обстановки ощущается в среднем триасе почти на всей территории Евразии. Следующая фаза поднятий в позднем ладине дает еще один импульс появлению более грубых континентальных отложений в ряде регионов Центральной и Юго-Восточной Азии и сливается с мощной индосинийской фазой тектонических движений (280, 289, 304, 307, 317, 318, 362).

Активизация тектонических движений на платформах и в орогенных зонах Евразии приводит к регрессии морских бассейнов и сокращению областей седиментации в целом на континенте, в частности в Тимано-Печорской области, на Скифско-Туранской плите, в Западной Сибири, на Сибирской платформе (Хатангский залив) и в Катазии. Это сокращение морских бассейнов и областей осадконакопления по периферии материка в среднем триасе как бы компенсировало трансгрессию в Средиземноморском заливе Тетиса и окраинам этого океана — в Тибете, на территории Юго-Восточной Азии и усиление погружений в зоне Тихоокеанского кольца, включая континентальную окраину от архипелага Рюкю до Северо-Востока СССР (231, 233, 315, 332).

Вдоль южной окраины Евразии в **Крымско-Кавказско-Памирской области** палеогеографическая обстановка существенно изменяется только в пределах платформенных зон. В унаследованном линейном Крымско-Кавказском геосинклинальном прогибе и на его восточном продолжении до Центрального Памира, видимо, накапливались флишоидные и терригенные песчано-глинистые осадки.

В южной Туркмении и Северном Афганистане вдоль зоны стыка Африканской и Евроазиатской платформ выделяется пояс с известково-щелочным андезито-риолитовым вулканизмом (239). Вулканиты и их туфы накапливались вместе с терригенными осадками, замещаясь к югу глинами. Крупный массив суши от Западного Понта до Южного Каспия показан условно, возможно, что он представлял собой архипелаг островов. Через центральный Памир и Тибет геосинклинальная зона, вероятно, продолжалась дальше к востоку в геосинклиналь Сунпан-Канзе. На окраине Евразии (Скифская и Туранская платформы, Прикаспий) развивались мелководные бассейны-заливы с накоплением карбонатно-терригенных комплексов германского типа. В Восточном Предкавказье и Прикаспии этот морской бассейн был солоноватоводным. Для карбонатно-терригенного с участием доломитов среднего триаса Южного Мангышлака характерно присутствие в разрезах кислых туфов.

В Днепровско-Донецкой впадине накапливались аллювиально-озерные песчано-глинистые отложения. На севере Европейской части СССР морской бассейн и высокий темп накопления осадков сохранились на площади Баренцевоморского шельфа, Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа. В Западной Сибири, Казахстане и Средней Азии аллювиально-озерные отложения и базальты накапливались в условиях низкой денудационной равнины во впадинах унаследованных от предыдущей эпохи. Граница аридной зоны в конце эпохи отступает до широты орогена Циньлинь. Лимнические угленосные осадки появляются в отдельных платформенных впадинах (Сычуань) и орогенных прогибах (Джунгарский и др.).

В юго-западном Китае ряд массивов суши вначале быстро поднимается, поставляя в окружающие морские бассейны терригенный материал, другие остаются стабильными и слабыми источниками сноса, чем и объясняется широкое карбонато- и эвапоритонакопление. Трансгрессия затрагивает и западную окраину Сино-Бирманского блока, где начинает накапливаться флиш большой мощности, возможно, на океанской коре (226, 227, 275). В Бирме, в западной Юньнани и За-

падном Таиланде располагалась вытянутая к югу карбонатная платформа (известняки и доломиты свыше 1000 м на плато Шань). К востоку в западной Юньнани карбонатная платформа сменяется узкой зоной в основном андезитового вулканизма (до 3000 м). Еще восточнее располагался прогиб (или система прогибов), вытянутый в меридиональном направлении вдоль юго-западного обрамления платформы Янцзы и западного склона Индосинийского массива. Он выполнен песчано-глинистыми морскими отложениями. С юга и юго-запада с этой системой прогибов граничат вулканогенные, карбонатные, карбонатно-терригенные и флишевые отложения области от Бирмы до Борнео. Преобладали мелководные и устойчивые шельфы с мощностью отложений 200—300 м, реже глубоководные прогибы с большой мощностью отложений до 1300 м (227, 281, 292). Севернее Индосинийского массива меридиональная система прогибов к югу от суши Сычуань-Юньнани и карбонатной платформы Янцзы открывалась в «прогиб Красной реки» (227, 283). Терригенное накопление значительной (до 3000 м) мощности сопровождалось излияниями подводных базальтов, риолитов и дацитов. Суша Индосинийского массива сократилась в размерах, вдоль его юго-западной части накапливались карбонатные и карбонатно-терригенные отложения мощностью до 300- 400 м. В пределах самого массива и по его северо-восточному обрамлению отмечается слабый риолитовый (унаследованный от поздней перми и раннего триаса) и базальтовый (бимодальный) вулканизм (227). Вдоль северо-восточной и юго-восточной окраин массива накапливались песчано-глинистые отложения мощностью до 1500 м На Суматре так же, как и во многих районах юго-восточной Азии, ладин трансгрессивно перекрывает более древние отложения и представлен мелководной карбонатно-терригенной серией мощностью около 200 м (227, 291, 305, 306). Литолого палеогеографическая обстановка на остальной части юго-восточной Азии показана по весьма разрозненным данным. Влияние Палео-Тихого океана ощущается по появлению кремней и базальтов на северном Палаване и юго-западном Миндоро (308). Севернее в архипелаге Рюкю располагалась зона карбонатонакопления. Еще севернее Японско-Сихотэ-Алиньская геосинклинальная система явно представляла океанскую окраину. Существенным элементом ее разрезов являются кремни и кремнистые глины. По-видимому, были широко развиты в полосе Хонсю-Сахалин подводные базальты. Относительно глубоководные прогибы чередовались здесь с поднятиями шельфовых глубин. Мощность среднего триаса достигает 2000 м в северном Хонсю (пояс Китаками), но обычно не выходит за пределы 250 500 м, а в конденсированных представленных кремнистыми осадками разрезах составляет 10—30 м (237, 240, 313, 345, 351)

Монголо-Охотский прогиб в среднем триасе продолжает свое развитие. Накапливаются мелководные терригенные отложения мощностью до 1100 м, но на большей ее части средний триас не выделяется из-за отсутствия ископаемых остатков (234, 241). Синхронно с Монголо-Охотским прогибом протекало развитие одноименного орогена расположенного к югу и к северу от прогиба, южная граница которого проведена условно. Для западной части орогена характерен вулканизм (базальты, андезиты, трахиты, риолиты) щелочного ряда (235, 242)

На севере Азии на Сибирской платформе в Хатангском и Вилюйском заливах в условиях регрессии накапливались терригенные морские и континентальные отложения, изредка с базальтами. Мощность 600 -1000 м свидетельствует о мощном выносе терригенного материала с Сибирской платформы и суши Таймыра и быстром погружении. Вилюйский склон платформы к северо-востоку постепенно переходил в Верхоянскую окраину геосинклинального бассейна Северо-Востока СССР. Морской бассейн в T_2 расширяется и углубляется. Повсюду здесь резко преобладают терригенные в основном алеврито-песчаные и глинисто-алевритовые литофации. Реже встречаются карбонаты и базальты (вдоль краев Колымского массива), флиш и вулканиты островодужного типа (на востоке в Корякской зоне). Относительно глубоководный бассейн существовал в Иньяли-Дебинской зоне, где мощность отложений превышает 2 км. Вдоль южной окраины Гиперборейской платформы протягивался шельф, углублявшийся к Новосибирским островам. На Тихоокеанской окраине Северо-Востока СССР среднетриасовые отложения пока не установлены. Предположительно в пределах Охотоморского массива накапливались терригенно-кремнистые относительно глубоководные отложения (230, 231).

Северная Америка. По сравнению с предыдущей эпохой общая палеогеографическая обстановка на континенте в целом мало изменяется. Платформенная суша была сравнительно высокой — низкие плато и нагорья на северо-востоке, включая частично Гренландию. На месте Аппалачей в среднем триасе началось формирование рифтового орогена и возникли, вероятно, горы средней высоты (мощность грубообломочной молассы до 1800 м (424). В юго-западной части материка также, вероятно, располагался остаточный ороген, возникший в конце перми (392, 432, 437, 456). Основные речные системы были направлены в общем западном направлении в сторону Тихоокеанского побережья. Сравнительно небольшие объемы обломочного материала (мощность — первые сотни метров), накопившегося вдоль западного края континента на шельфе и прилегающих прогибах Кордильер свидетельствуют о небольшой интенсивности сноса. Относительно более интенсивным снос был из области, прилегающей с юга к Свердрупскому бассейну. Мощность алеврито-глинистой толщи в нем достигает 1500 и, возможно, 3000 м. Свердрупский бассейн соединялся проливами на северо-востоке с Баренцевоморским, а на западе с морскими бассейнами западной окраины континента, разделяя, видимо, суши Гиперборейской и Североамериканской платформ. Морем было покрыто и северо-восточное побережье Гренландии. Почти все отложения платформенных бассейнов были терригенными. Прослои, пачки и толщи известняков изредка встречаются на западном шельфе платформы (Альберта), составляя до 20 % от общей мощности разрезов. Единственная карбонатная платформа с развитием до 75 % оолитовых известняков располагалась в штатах Орегон и Невада на крайней западной окраине Североамериканского кратона. Широкая гамма палеогеографических обстановок характерна для Кордильерского пояса. Северный его сегмент, включающий Аляску и крупные блоки: Врангелию, Стикинию и Кинелию, заметно отличается от южного (граница этих областей приблизительно совпадает с границей США и Канады). Врангелия выделяется обширными излияниями наземных и подводных базальтов (толеитовых и щелочных) мощностью до 2—3 км. На юге Аляски они ассоциируют с глинистыми литофациями (до 20 % мощности разреза).

Севернее к Врангелии примыкают блоки с различным составом осадков: карбонатных платформ, глубоководных глинисто-кремнистых в сочетании с подводными базальтами и терригенных кремнисто-песчано-глинистых (сходных с кремнистыми формациями Японии и Сихотэ-Алиня), переходящих (хребет Брукса) в глинисто-кремнистые отложения склона Гиперборейской платформы. Контуры развития всех перечисленных комплексов показаны весьма условно. Западная окраина Врангелии (о. Ванкувер), возможно, погружалась в сторону океана и была ограничена крутопадающим континентальным склоном. К востоку от Врангелии в областях Стикинии и Кинелии располагалась островная дуга (419). Основная часть вулканитов, судя по резкому преобладанию базальтов и андезитов, пересекала в северо западном направлении широкую область накопления в Британской Колумбии от Берегового плутонического пояса на западе до пояса Оминека на востоке. Мощный вулканизм островодужного типа поставлял вулканические продукты и в южную часть прогиба. Основная часть прогиба выполнена кремнисто-глинистыми и карбонатно-терригенными осадками с большим участием базальтов, андезитов и туфов. Мощность толщ превышает 1500 м (414, 419). Часть из них накапливалась в относительно глубоководных условиях.

Южнее Врангелии вдоль края континента протягивался широкий пояс подводного базальтового вулканизма в ассоциации с кремнистыми породами. Часть его сложена, вероятно, блоками океанской коры ранних островных дуг и придуговых бассейнов и океанскими островами (379, 387, 423) без типичных для переходной зоны от континента к океану флишевых и турбидитных серий (их отсутствие — характерная черта среднетриасовых Кордильер). Основываясь на этом, можно предположить плавное погружение континентальной окраины к западу, к океану. К востоку от субокеанской краевой зоны располагалась узкая островодужная система Севен Дэвилс (453), с преддуговыми и задуговыми прогибами. Для последних были характерны кремнисто-глинистые с подводными базальтами или кремнисто-глинистые ассоциации без вулканитов. К юго-востоку эти серии сменялись глинистыми (пологий склон) и песчано глинистыми (шельфовыми) ассоциациями в Западной Сьерра-Мадре Мексики. Области сноса, показанные нами внутри Кордильерской геосинклинали, вероятно, превосходят их истинные площади из-за эффекта последующего размыва.

Южная Америка. Южноамериканская платформа в среднем триасе представляла холмистую равнину. Сохранившиеся от размыва отложения развиты на небольших площадях и представлены пестроцветными песчанистыми аллювиально-озерными осадками. Впервые в мезозое на северо-западе континента происходит небольшая трансгрессия (ладин): свита Луиза группы Пайянде в Колумбии. Известняки в этом заливе чередуются с туфами и пеплами риолитов и андезитов, указывающих на близость вулканической области (островной дуги?), располагавшейся на северо-западной окраине континента. Континентальные молассы Колумбийских и Венесуэльских Анд отличались большим участием красноцветов (низы групп Хирон, Коджеро) и заполняли прогибы Кундинамарка, среднего течения р. Магдалены и юга п-ова Гуахира. Морские карбонатные осадки среднего триаса накапливались также на побережье Перу.

В Аргентинских и Чилийских Андах среднетриасовая эпоха открывает так называемый валенарианский цикл погружений и осадконакопления, наступивший после поднятий и эрозии второй половины раннего триаса (96). Началу нового цикла погружений предшествовала тектоническая фаза Ла Риоха, а приблизительно к границе анизия и ладина относятся движения фазы Тунуйон. Переход к позднему триасу постепенный. В областях седиментации резко преобладало континентальное накопление вулканогенных, примущественно андезитов и риолитов, и грубообломочных толщ с прослоями туфов. Мощность вулканитов достигает 1300 м, но первичная мощность, видимо, была явно больше.

Впервые в мезозое море захватывает также небольшую площадь на западном побережье Чили от Консепсьона до Ла Серены. Накапливались глинисто песчано-конгломератовые толщи с участием брекчий, дельтовых песчаников, турбидитов, граувакк, риолитов и туфов. Мощность морских отложений 350—650 м. Начало трансгрессии относится к анизию. Регрессия наступает в первую половину ладина, и возникший в анизии залив почти полностью осушается, а морская седиментация сменяется континентальной и вулканогенной (риолиты или «кератофиры» свит Пастос Бланкос и Эль-Керео). Этапу морской трансгрессии на окраине континента соответствует активизация вулканической деятельности на чилийской окраине. После перерыва, вызванного поднятиями фазы Тунуйон, погружения возобновляются, и континентальные осадки, включая изредка угленосные и слои с растительными остатками, накапливаются в прогибе Кайо и многочисленных мелких впадинах (96). Вулканизм почти прекращается на востоке, сместившись к западу — к современному Тихоокеанскому побережью (Уаско, Лос Вилос и др.), но остается известково-щелочным (96).

К югу от широты залива Ривадавия в отдельных изолированных впадинах (Десеадо, Фолклендские о-ва) накапливались светлые аллювиальные песчано-глинистые отложения значительной мощности.

Африка. На севере континента морской бассейн расширяется в среднем-позднем ладине параллельно с началом подводного андезито-базальтового вулканизма (523, 524). В западной части (Алжир-Марокко) этого крупного Алжиро-Тунисского залива преобладала глинисто-эвапоритовая лагунная седиментация. Каменная соль составляет местами до 90 % общей мощности среднего триаса (до 230 м). В более открытой восточной части залива были развиты в основном гипсоносно-глинистые литофации (гипсы или ангидриты до 30 %, известняки до 20 %). Накопление в континентальных впадинах восточной окраины платформы и центральной части ее, видимо, продолжалось унаследованно. В отдельных впадинах (Танзания, Карру), возможно, на средний триас приходится перерыв. На Мадагаскаре в среднем триасе продолжается накопление континентальных осадков серии Исало-I. Капский ороген на юге континента к середине эпохи превращается в платформу.

Австралия. На Австралийском континентальном блоке (Новая Гвинея, Новая Каледония, Новая Зеландия и микроконтиненты Лорд Хау и Норфолк) наблюдалась регрессия морских бассейнов. Лишь в геосинклинальной зоне вдоль северо-восточной окраины континента площади занятые морскими бассейнами несколько расширяются. К концу эпохи происходит снижение интенсивности процессов эрозии и седиментации. Мощность отложений обычно невелика 250—550 м на платформе, но 2 км на западе Новой Гвинеи, до 4 км в прогибах остаточного орогена — Эск, Мэриборо и Боуэн. Эти мощные отложения накопились в основном в течение анизия, а во вторую половину эпохи в ряде регионов подверглись частичному размыву. Этот размыв определил планацию и формирование гондванской поверхности выравнивания. Вдоль западной окраины платформы регрессия выразилась в осушении прогиба Перт и в преобладании паралической и континентальной (дельтовые отложения) седиментации в прогибах Каннинг и Карнарвон. Второй поток терригенного материала направлялся к востоку в Сидней-Боуэнский предгорный и Большой Артезианский бассейны. Проявления угленакопления приурочены к концу эпохи (они более характерны для позднего триаса Австралии), но благоприятные условия складываются в конце среднего триаса в Тасманском бассейне. Рассеянное угленакопление (тонкие непромышленные прослои угля), видимо, было широко распространено и в прогибах орогенной зоны, включая Южный остров Новой Зеландии.

Окончание см. на стр. 38

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL-PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

СРЕДНИЙ ТРИАС
MIDDLE TRIASSIC

Масштаб (Scale) 1 : 48 000 000

ПОЗДНИЙ ТРИАС. Палеогеографические условия и особенности седиментации в эту эпоху определялись двумя контрастными тектоническими процессами: рифтогенезом на атлантических окраинах Северной Америки, Западной Европы и северо-западной Африки и становлением окраинно-континентальных и островодужных вулканических поясов на тихоокеанских окраинах обеих Америк, Австралии и Азии. Западная часть Тетиса с Ирано-Афганским блоком на востоке по характеру развития была близка к областям, охваченным рифтогенезом. Восточная часть Тетиса от Гималаев и Тибета до Индонезии находилась под влиянием процессов, развивавшихся в Тихоокеанском сегменте. В позднем триасе выделяются три трансгрессивных эпизода: первый в карнийском веке, второй в норийском веке, проявившийся в отдельных регионах, подвергшихся карнийской трансгрессии или близких к ним районах. Третий эпизод — в рэте — относится к более локальным и может рассматриваться как продолжение предыдущего трансгрессивного эпизода. После регрессии в конце ладина к северу от Тетиса морские бассейны покидают Польско-Германский залив и сокращаются в ряде регионов до Мангышлака на востоке. Но уже в начале карния расширение и углубление морских бассейнов наблюдается на западе Тетиса и на севере Евразии от Баренцева моря до севера Верхояно-Чукотской области и вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки. Вопрос о том, когда впервые в рифтовую систему окраин Атлантики вторгаются воды Тетиса, пока остается открытым. Наиболее вероятно их проникновение в конце позднего триаса — в рэте, когда вулканическая деятельность усиливается в полосе от Шпицбергена на севере до Иберийского п-ова и северо-западной Африки на юге. Вдоль окраины Северной Америки широкие излияния толеитовых базальтов совпадают с концом триаса-началом ранней юры и в крупном грабене Ньюарк мощность их достигает 10 км (413, 414, 424). Второй этап позднетриасовой трансгрессии локализуется в Тихоокеанском регионе. В это время море покрывает Охотский массив и западную окраину Южной Америки. Рэтская трансгрессия в самом конце эпохи распространилась на Польско-Германский и прилежащие к нему регионы Европы. В это время в Западной Европе происходят раннекиммерийские деформации. Регрессивные тенденции в начале эпохи проявились на Аравийском п-ове. Особенно крупная регрессия с постепенно возрастающей скоростью развивается в области проявления наиболее мощного позднетриасового тектогенеза — индосинийского, охватившего Центральную, Восточную и Юго-Восточную Азию, включая Индосинийский массив, платформы Янцзы и Китайско-Корейскую, Катазию до Монголии и Забайкалья на севере и до восточного Тянь-Шаня на западе, сопровождавшуюся мощной фазой магматизма (граниты, лейкограниты, гранодиориты). Морские бассейны сокращаются на Тибетских блоках. В конце эпохи в поднятия вовлекается геосинклиналь Сунпан-Канзе и прогибы к юго-западу от платформы Янцзы и к западу от Индосинийского массива (Шань-Тай, Бирма, Таиланд) и эта область Юго-Восточной Азии вступает в орогенный этап развития.

Поздний триас — эпоха мощного эвапоритонакопления. Крупные соленосные бассейны возникли вдоль атлантических окраин Северной Америки и Африки, на севере Африки, озерные соли кейпера накапливались в Польско-Германском бассейне. В течение большей части эпохи климатические условия были еще близкими к среднетриасовым, т. е. жаркими и засушливыми и медленно изменялись в сторону гумидизации (214). Эпизоды увлажнения климата установлены в Средиземноморье (Греция, Турция, Югославия) по присутствию пластов углей в разрезах от анизия до карния (143, 288, 290, 299, 303, 335, 343, 352, 363, 366). В рэтском веке изменения в сторону гумидизации усиливаются. Северная граница северной аридной зоны, распространявшейся до Шпицбергена и севера Гренландии смещается к югу на тысячи километров к Средиземноморскому заливу Тетиса, открывая тем самым новую эпоху глобальной гумидизации климата от рэта до келловея. В связи с этим широкое развитие получают бокситоносные и каолиновые коры выветривания на севере Евразии (Казахстан, Урал, Сибирская платформа и Таймыр, Прибайкалье и Забайкалье).

Евразия . Юго-западная часть континента, как и в среднем триасе, была занята морскими бассейнами Средиземноморского залива Тетиса. Северная окраина Тетиса прослеживалась далее до Индонезии. Причудливой формы проливы и заливы в начале эпохи обрисовывали сложные соотношения суши и областей накопления на платформе Янцзы и в Катазии. Сохранился крупный обмелевший морской бассейн в пределах Баренцева моря. Мощное терригенное накопление характеризует Северо-Восток СССР, Монголо-Охотский бассейн, а вулканогенно-терригенно-кремнистое — Тихоокеанскую окраину от Чукотки до Японии. Фенноскандия была приподнята и с нее поток обломочного материала устремлялся в Датско-Германско-Польский бассейн, распространяясь до его южных окраин. Дельты проградировали в южном направлении, прямо противоположном по сравнению с раннетриасовой эпохой (136, 217). В Польско-Германском бассейне площади занятые морем в конце ладина-начале карния (время накопления «нижнего гипсоносного кейпера») превращаются в обширные аллювиально-озерные равнины, переходившие к западу и к северо-западу в равнины Северного моря и Британских островов. В центре озерных бассейнов за сравнительно короткое время (2—3 млн. лет) накопились мощные толщи эвапоритов (преобладают ангидриты, но встречается и каменная соль) и континентальных отложений мощностью до 700 м при мощности эвапоритов до 500 м (165, 166, 179, 195). На этом этапе скорость седиментации была максимальной за все время накопления триаса в германских фациях, превысив условную среднюю скорость накопления осадков более, чем в 3 раза и достигнув 400 м/млн. лет (166, 204). Высокая скорость была достигнута за счет быстрой садки эвапоритов в моменты вторжений морских вод со стороны Тетиса через Бургундский пролив. Скорость погружений остается довольно высокой в течение всей эпохи и в центральной части бассейна песчаные аллювиальные и доломитово-мергельные отложения достигают мощности 700—800 м. В рэтском веке последовала новая ингрессия через Бургундский пролив. Накапливались морские глины небольшой мощности. Общая мощность верхнего триаса в северной части Польско-Германского бассейна достигает 1600—2400 м. В Днепровско-Донецкой впадине на карнийский век, видимо, приходится эрозионный перерыв. В нории возобновляются погружения в условиях аллювиально-озерной равнины (мощность до 300 м). Регрессия и поднятия в начале карнийского века охватывают обширную область южной окраины Евразии от Крыма до платформы Янцзы на востоке. Последующие погружения сопровождались небольшим расширением морского бассейна в Восточном Предкавказье и на Мангышлаке, но на остальной территории Прикаспия и на погружающейся Туранской плите господствовало озерно-аллювиальное накопление (3, 31). Мощность отложений весьма велика (свыше 500 м в Прикаспии, свыше 1700 м на Мангышлаке). На Мангышлаке и в Восточном Предкавказье среди терригенных серий широко развиты туфы, а на Мангышлаке — карбонаты (известняки и доломиты). Регрессия на севере Русской плиты и в Баренцевоморском бассейне завершается почти полным отступлением моря (110, 112). Кое-где на низменной приморской равнине (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа) накапливаются угленосные отложения. Мощность отложений позднего триаса в этой крупной депрессии до 1700 м (109, 117, 121, 122). Русская плита гипсометрически становится более высокой. К северо-западу эта холмистая равнина переходила в возвышенную. В Западной Сибири и Казахстане возобновляется рифтогенез и возникают широкие линейные грабены-прогибы, заполнявшиеся угленосными и озерно-аллювиальными осадками (челябинская серия). Большая часть Казахстана оставалась холмистой равниной, к юго-востоку переходившей в низкие горы и плато орогенной зоны Центральной Азии. На Сибирской платформе низменная равнина становится несколько выше. Аккумулятивная равнина Вилюйской синеклизы постепенно расширяется к юго-западу. Мощность в основном аллювиальных отложений превышает в центре этой впадины 300 м. Морские мелководные отложения карния и аллювиальные и угленосные (мыс Цветкова) осадки окаймляли сушу Сибирской платформы и Таймыра на востоке и северо-востоке (126, 219).

В орогенной зоне Центральной и Юго-Восточной Азии в течение эпохи интенсивность поднятий нарастала. В карнийском веке морские бассейны еще сохранялись на значительных площадях и частично унаследовали общую конфигурацию морских бассейнов среднего триаса. Но уже в конце карния и особенно в нории, регрессия охватывает область Юго-Восточной Азии. Обширная озерно-аллювиальная равнина, вероятно, продолжавшаяся на востоке до Тихоокеанского побережья сохранялась на Северо-Китайской платформе. На платформе Янцзы накапливались карбонатные серии. Мощность на западе Ордосской впадины превышает 2500 м.

Средиземноморский залив Тетиса испытывает после растяжения в среднем триасе слабое сжатие. Морские бассейны расширяются на западе (Иберийский п-ов, Алжир, Тунис) и сокращаются на севере и юге. На юго-востоке значительное отступление моря захватывает Аравийский п-ов. Оживают и внутренние поднятия — микроконтиненты Родопский, Кыршехирский и Лутский. Продолжает погружаться и удлиняется Сицилийско-Калабрийско-Лигурийский бассейн, замедляется темп погружений Динарского прогиба. На его продолжении к востоку вдоль Эгейско-Анатолийской сутуры закладывается прогиб корневая (?) зона будущих офиолитовых покровов Тавра. Глубоководный прогиб возникает в Фарахрудской зоне Афганистана (326). Отдельные прогибы среди господствовавших карбонатных платформ возникают также в Карпато-Балканской области. В прогибах накапливаются кремни, известняки и подводные базальты и андезиты, составляющие до 10 % общей мощности осадков. В Западных Карпатах в конце ладина начале карния происходят значительные изменения условий седиментации от прибрежно-морских к более глубоководным: группа «карпатского кейпера», «главного доломита», известняки формаций Фатра, Норовица, рифовые дахштейнские и фурмановские и халыштаттские известняки. К югу от суши Богемского массива развиты гельветские и пеннинские прибрежно-морские терригенные серии, австроальпийские кёссенские доломиты и эвапориты и более глубоководные осадки (107, 163, 180, 186, 188, 190, 200). В профиле Апеннины-Южные Альпы — Динариды аллювиальные и прибрежно-морские отложения замещаются доломитами и известняками. Вдоль внутренних платформ ближе к берегу располагались лагуны. В них отлагались доломиты, эвапориты и терригенные осадки. По краям прогибов и платформ располагались рифы и биогермы. В прогибе Восточного Тавра между платформой Кебан на севере и массивами Пютюрг и Битлис на юге изливались базальты, отлагались мегалодоновые известняки, красные аргиллиты и кремнистые известняки (район Элазиг). На Аравийском полуострове в условиях умеренных погружений продолжается формирование карбонатно-эвапоритовых платформ. Накапливались каменная соль, гипсы и доломиты. На Синайском п-ове на норий-рэт приходится перерыв, а в карнии синхронно с накоплением эвапоритов в прибрежной зоне отлагались лигниты. От Мизийской платформы, включая район Стамбула в Турции, до Ирана на востоке морские условия замещаются континентальными. На западе смена морских условий континентальными происходит в позднем карнии, а на Иранском блоке — в рэте, когда начинает накапливаться формация Шемшак, в основном раннеюрского возраста. Мощность песчано-глинистых и терригенно-карбонатных отложений до 2200 м к западу от Лутского массива. Восточнее накапливались карбонатно-терригенные серии, на севере Афганистана замещавшиеся флишоидными сериями, характерными для Крымско-Кавказско-Копетдагско-Памирской геосинклинали. На западном, Крымском ее отрезке господствовало накопление флишевых (в Добрудже в нории) серий с участием базальтов и известняков мощностью до 3000 м. Восточнее, на Кавказе и Памире преобладало отложение глинисто-алеврито-песчаных серий (флишевых в нории Памира и Восточного Гиндукуша) мощностью до 1500 м (4, 35, 103, 105). К востоку эта геосинклиналь продолжалась, вероятно, в геосинклиналь Сунпан-Канзе. Тибетские блоки испытывают поднятия. В южном блоке Лхаса унаследованно накапливаются мощные (до 2700 м) грубообломочные морские и континентальные молассы. В северном блоке Тангла преобладало отложение морских песчано-глинистых и континентальных угленосных отложений до 500 м мощностью. Возможно, что уже в позднем триасе начинается формирование восточной части сутуры Бангонг-Нуцзян (264, 306, 361).

В зоне Инда-Цангпо продолжает накапливаться флиш. Южнее, в Гималаях Тетиса в мелководных условиях осаждались терригенно-карбонатные, карбонатные с доломитами в прибрежной части (район Спити-глинистые сланцы свыше 700 м мощностью) (224, 225, 277, 339, 367). Обстановка на северо-западной окраине Индостанской платформы показана условно. В позднем триасе здесь формируется рифт Кач и в нем начинается отложение аркозовых песчаников (270). Мощность аллювиальных серий в грабенах внутри континента (Дамодар и др.) до 550 м. В карнии умеренные погружения продолжались в геосинклинальной системе Юго-Восточной Азии. На западе Бирмы, западнее суши Шань-Тай накапливался мощный терригенный флиш (свыше 2500 м). Флиш и подводные базальты отлагались и в остаточном прогибе на Малаккском п-ове. Преобладало накопление терригенных и карбонатно-терригенных серий мощностью до 500 м, но в отдельных прогибах — до 1600 м (на востоке Малаккского п-ова). В нории значительные территории вовлекаются в поднятия индосинийской фазы тектогенеза. Относительно глубоководные отложения карния с галобиями и даонеллами сменяются вначале мелководными известняками, а затем континентальными песчано-глинистыми и песчано-конгломератовыми молассовыми отложениями. Континентальный режим седиментации устанавливается в конце эпохи от Индосинийского массива до платформы Янцзы на севере (260, 264). В поднятия вовлекается прогиб Красной реки. В прогибах Катазии в первую половину эпохи сохраняются морские условия седиментации, сменяющиеся в конце ее континентальными. Мощность моласс на юге Катазии до 4000 м, больше половины из которых угленосные, а остальные грубообломочные. В геосинклинальной системе востока и северо-востока Азии от Японии до Корякии на больших площадях накапливались глубоководные терригенно-кремнистые отложения с подводными базальтами. К югу от о. Хонсю преобладало накопление терригенно-кремнистых отложений небольшой мощности (до 500 м). В прогибах Сихотэ-Алиня и Амуро-Охотском преобладало накопление терригенных песчано-глинистых и песчаных серий изредка с кремнистыми и карбонатными толщами. В сторону суши они сменяются паралическими уг-

леносными отложениями (235). В Верхояно-Чукотской области продолжалось мощное накопление относительно глубоководных алеврито-глинистых (Яно-Колымская, Полоусненская зоны) и песчано-глинистых и песчаных (Омулевская зона, Охотский массив, Алазейско-Олойская, Чукотская зоны) при некотором участии известняков-ракушечников и кремнистых и вулканогенных пород (231). В нории в Кони-Тайгоносской зоне начинается островодужный вулканизм (андезиты, базальты). Островодужная система протягивалась до блока Канкэрэн на севере Корякии. Мощность туфогенных (до 75 %) и карбонатно-терригенных пород составляет здесь 2050 м (233). Мощность геосинклинальных терригенных серий в прогибах Верхояно-Чукотской области достигает 4 км.

Северная Америка. Крупные тектонические и палеогеографические изменения коснулись юго-восточной, южной и юго-западной окраин континента. На юго-востоке мощный рифтогенез приводит к возникновению системы рифтовых прогибов, протянувшихся от Ньюфаундленда до западного побережья Мексиканского залива. В южной Калифорнии и Западной Сьерра-Мадре Мексики возникает островодужная система, надстроившая островную дугу западной окраины материка в штатах Калифорния, Невада, Орегон. На севере платформы конфигурация морских бассейнов остается прежней. Изменения выразились в замедлении погружений в Восточной Гренландии и Свердрупском бассейне и регрессивном строении разреза с континентальными отложениями в верхней части. На западе Мидконтинента расширяется дельтовая и озерно-аллювиальная равнина — основная вместе с соседними морскими бассейнами область аккумуляции терригенного материала, поступавшего с возрожденной рифтовым процессом системы Аппалачского орогена. Вдоль западной окраины платформы море трансгрессирует к востоку. Изменения в составе отложений более значительны на северо-западе, где почти циркум-континентальный терригенный пояс прерывается протяженной областью карбонатного и карбонатно-терригенного накопления с участием лагунных доломитов и ангидритов в Альберте. Особенно широким на северо-западе континента карбонатонакопление становится в нории и рэте. Карбонатные платформы формируются и в островодужной системе Британской Колумбии (407, 425, 431, 442, 445), отражая кратковременный этап стабилизации.

В орогенной области юго-востока континента узкие рифтовые бассейны быстро заполнялись осадками. Лагунно-морские эвапориты накапливались вдоль края современной континентальной окраины от Ньюфаундлендской банки до Делавэра. Мощность отложений превышает обычно 1500 м, достигая на севере 3340 м. Каменная соль составляет более 60 % общей мощности разреза, ангидриты только 5 %. Остальная часть разреза представлена песчано-глинистыми континентальными и морскими мелководными отложениями. К северу от плато Блейк, на южном продолжении внешней ветви рифтовой системы развиты аллювиально-озерные осадки мощностью до 3000 м. В самой южной части системы, включая западное обрамление Мексиканского залива, мощность континентальных на западе и угленосных отложений значительно меньше — 200—500 м. Угленосные отложения экваториальной гумидной климатической зоны на юге быстро сменяются терригенными континентальными с лагунными или озерными эвапоритами (440, 443, 448). Мощное погружение охватило западную ветвь рифтовой системы. Мощность озерных, аллювиальных и дельтовых отложений здесь превышает 5 км, а их накопление сопровождалось мощными извержениями базальтов толеитового ряда. В верхней части этой серии отмечается угленосность. Восточнее горной системы располагалась аридная зона. Область активной окраины на западе континента развивалась в значительной степени унаследованно. Контуры областей размыва или суши здесь условны. Видимо, они представляли собой архипелаг небольших островов, то появлявшихся над уровнем моря, то вновь исчезавших. Крупный глубоководный бассейн и его континентальный склон по-прежнему занимали в позднем триасе центральную и южную Аляску (396). Вулканогенно-кремнистые, терригенно-кремнистые серии этого бассейна явно тяготеют по своему составу к аналогичным сериям Тихоокеанской окраины северо-востока и востока Азии и, несомненно, являются их продолжением.

Западную часть сегмента от Южной Аляски до о. Ванкувер на юге составляет микроконтинент Врангелия. К характерным особенностям его развития относятся мощные излияния подводных и континентальных толеитовых, щелочных базальтов и трахитов мощностью свыше 3000 м (425, 431, 462). К востоку от Врангелии узкая (100—150 км) зона распространения андезитов и базальтов, извержение которых происходило преимущественно в морских условиях, очерчивает положение вулканической дуги (390). На остальной площади Британской Колумбии вулканиты перемежаются с терригенно-карбонатными осадками мощностью свыше 3 км. Южный сегмент Тихоокеанской окраины представлен океанскими (?) зонами вдоль западной окраины и вулканогенно-терригенно-кремнистыми раннеостроводужными в Орегоне и Калифорнии (427). К юго-востоку их сменяет типичная островная дуга Западной Сьерра-Мадре. Восточнее островодужной системы накапливались в основном терригенные глинистые и песчано-глинистые морские мелководные и относительно глубоководные серии. Среди них кремнисто-глинистые в штате Орегон и Вашингтон наиболее глубоководны и накапливались, вполне вероятно, ниже уровня карбонатной компенсации. Мощность островодужной серии позднего триаса в Калифорнии 1000—2000 м, в Мексике 500—800 м, терригенных отложений окраины континента превышает 1000 м, кремнисто-глинистых 100—200 м. Вдоль Тихоокеанской глубоководной окраины континента распространена теплолюбивая позднетриасовая фауна низких широт. На западном шельфе континента теплолюбивая фауна развита к югу от северной границы штата Невада. Севернее обитала фауна средних широт (до 60 ° с. ш.) и только в Свердрупском бассейне, уже на арктической окраине, фауна высоких широт (451). Теплолюбивая фауна обитала в экваториальной гумидной зоне, фауна средних широт — в аридной тропическо-субтропической и высоких — в северной теплоумеренной климатической зоне.

Южная Америка. Тектонические и палеогеографические изменения на этом континенте выразились прежде всего в расширении морских бассейнов и возникновении вулканических дуг вдоль западной окраины. Увеличиваются области седиментации на Южноамериканской платформе как континентальные, так и морские. Через территорию Перу и Боливии море в норийском веке ингрессирует почти на 800 км в пределы платформы. Континентальные, в основном аллювиальные, отложения (косослоистые красноцветные и эоловые песчаники формации Буэна Виста и др.) накапливались на севере — в Колумбии и Венесуэле, на северо-востоке Бразилии, в Боливии, Уругвае и Аргентине и на Фолклендских островах. На юге Южноамериканская платформа расширяется за счет орогенной области. Поднятия в зоне Тихоокеанской окраины были слабыми, поэтому границы орогена на севере, в центре и на юге в Аргентине, и границы Эквадорско-Колумбийского и Перуанско-Чилийского геосинклинальных сегментов условны. В северной части континентальной окраины накапливались известняки мощностью до 800—1000 м, а в Центральной Кордильере Перу и свыше 3000 м. Область вулканизма протягивалась от Эквадора до Перуанско-Чилийской границы. В сериях вулканической дуги андезиты и их туфы составляют на юге только 10 %, преобладают глинистые и песчано-глинистые мелководные серии. Южная, чилийская часть окраины отличалась накоплением песчано-глинистых отложений дельтового типа с участием конгломератов. Мощность на границе с Праандским орогеном достигает 7500 м (97). Вулканиты — кератофиры и базальты — изливались в подводных условиях на сравнительно небольшой площади (до 60 % общей мощности разреза в 2650 м). Вдоль чилийской окраины верхнетриасовые континентальные в интервале карний-ранний норий и угленосные с многочисленными остатками флоры Dicroidium (произраставшей в условиях равномерно-влажного климата) отложения перекрывают более древние образования с несогласием. Возраст угленосных отложений во впадинах Копьяпо, Гомеро, Киллен и др. в основном карнийский. Накапливались они в условиях равномерного гумидного климата, сменившегося в нории климатом с продолжительным сухим сезоном и накоплением красноцветных осадков (97, 480). Непрерывной при переходе от среднего триаса к позднему была седиментация в узкой области покрытой морем в среднем триасе (Уаско, Лос Вильос, Куреато). В конце позднего триаса (норийская гектоническая фаза Вальпараисо) обширные области Чили и Аргентины были охвачены поднятиями и вновь превратились в область размыва. В орогенной зоне Аргентины и Чили, помимо накопления молассовых континентальных слабо угленосных серий в многочисленных впадинах, извергались базальты, андезиты и риолиты и их туфы. Прослои последних и переотложенный вулканический материал содержатся в молассовых сериях, а также в отложениях прилегающих платформенных впадин. Вулканизм сопровождался внедрением крупных гранитоидных массивов. В норийском веке на юге Чилийско-Аргентинской окраины отмечаются движения тектонической фазы (Rio del Palos), в рэте—фазы Рио Атуэль (97, 465, 466, 485).

Африка. Рельеф континента в позднем триасе оставался низким и слабо расчлененным. Плоские денудационные равнины соседствовали с широкими изометрическими или овальными аккумулятивными озерно-аллювиальными равнинами. Возвышенная суша на северо-востоке материка и Аравийском п-ове активизируется. Море отступает и накапливаются аллювиально-дельтовые отложения формации Минджур и ее аналоги в Египте. Мощность этих континентальных серий до 350 м. В систему рифтовых прогибов вдоль юго-восточной окраины континента трансгрессирует море, создаются условия для садки эвапоритов (максимальная мощность до 2600 м, из них каменной соли до 65 %). Крупные солеродные лагуны возникают и на северо-западной окраине в Алжиро-Тунисской системе прогибов и в узком рифтовом бассейне вдоль атлантической окраины от Марокко до Гвинеи-Бисау. В основании разрезов часто присутствуют толеитовые базальты и андезиты с возрастом 211±12 млн. лет (525, 541, 543). В прогибах мощность отложений достигает 1500 м (в Алжирской Сахаре каменная соль составляет до 70 %, ангидриты 10 %, глины или карбонаты 20 % мощности). На шельфе атлантической окраины при мощности 500—800 м эвапориты составляют до 50 % и более от общей мощности разрезов (шельф Сенегала, Гамбии и Гвинеи-Бисау) (516, 533, 534). Почти весь континент, за исключением юга, где во впадине Карру накапливались угленосные отложения и о. Мадагаскар находились в аридной зоне.

Австралия. В позднем триасе положение береговых линий на этом материке существенно не изменяется. Несколько дальше к югу граница моря продвинулась только вдоль западного шельфа к бассейну Перт. На северо-западе явная регрессия наблюдается в конце эпохи. Особенно она заметна в бассейне Каннинг, превратившемся в аллювиально-озерную равнину, контролируемую простиранием грабена Фитцрой, как и в предыдущие эпохи триаса (552). Мелководные известняки присутствуют в основании дельтовых отложений на плато Скотта, бассейне Бровс и заливе Бонапарта, подчеркивая регрессию морского бассейна на северо-западе континента. Мощность отложений T_3 значительно превосходит мощность T_2, достигая, видимо, 1500 м. Мощность континентальных отложений в рифтовом бассейне Перт еще больше — 2200 м. Снос, очевидно, превышал скорость погружений и можно предположить, что Австралийская платформа подвергалась все более активной эрозии. Гумидный климат в западной части материка к концу эпохи становится, возможно, семиаридным (568). Шлейф континентальных отложений (дельтовых песчаных, реже озерных) обрамляет платформу и на севере. Карбонатные серии значительной мощности (700 м) формировали карбонатные платформы на северо-западе Австралийского континентального блока. На востоке вдоль его окраины преобладали терригенные песчаные и глинистые серии, видимо, большой мощности, накапливавшиеся синхронно с мощными (до 3,5 км) островодужными вулканитами Кана на юго-западе Папуа (562, 570). Вулканиты Новой Каледонии свидетельствуют о продолжении краевого вулканического пояса к северо-востоку от орогена Хантер-Боуэн. Активность этого орогена в позднем триасе еще более снижается. Мощность позднетриасовых угленосных моласс в прогибах востока Австралии (Кларенс-Моретон) до 2500 м (566). Угленосные отложения развиты и в платформенных впадинах Большого Артезианского бассейна. Вулканизм в орогене почти прекращается. В позднетриасовую эпоху, видимо, изливаются вулканиты Гаравилла с возрастом по радиометрическим данным 205—171 млн. лет, мощность их 180 м. В Новой Зеландии на активной окраине продолжают накапливаться мощные дельтового типа отложения серии Торлесс. В них присутствуют покровы базальтов. В зоне Таупо, имеющей, видимо, тектонические контакты как с мощной (до 4 км) морской и континентальной молассой на западе, так и с флишоидными отложениями серии Торлесс на востоке, накапливалась вулканогенно-кремнисто-терригенная относительно глубоководная формация (~ более 1900 м) раннеостроводужного типа (565, 581, 587).

Антарктида. На фоне общего наследования тектонических и палеогеографических условий от предыдущей эпохи наблюдается снижение тектонической активности на платформе и в орогене Росса. Вновь на платформе возобновляется (впервые после перми) угленакопление, локализованное на Земле Виктории (антрациты мощностью до 5 м формаций Лэшли, Ален Нунатак и др.). В центре Трансантарктических гор и на западе Земли Королевы Мод продолжается наземная вулканическая деятельность (базальты, риолиты). Платформа оставалась низкой аккумулятивно-денудационной равниной. С активными блоковыми движениями на западе Земли Королевы Мод связано внедрение плутонов с возрастом 200 млн. лет (589).

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL-PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

ПОЗДНИЙ ТРИАС
LATE TRIASSIC

Масштаб (Scale) 1 : 48 000 000

РАННЯЯ ЮРА (лейас). Раннеюрская эпоха охватывает от 208 до 187, от 204 до 181 или от 195 до 172 млн. лет по разным радиометрическим шкалам (20, 50, 127). Физико-географические и тектонические условия, установившиеся в ранней юре, достаточно резко отличаются от позднетриасовых, а с условиями среднеюрской эпохи связаны сравнительно постепенным переходом. К началу ранней юры крупные изменения палеогеографических условий, обусловленные преобразованиями раннекиммерийской эпохи тектогенеза, определили существенно иной облик рельефа континентов, иную конфигурацию морских и континентальных областей седиментации. Лишь некоторые, хотя и довольно важные, тектонические и палеогеографические особенности раннеюрской эпохи были унаследованы от позднего триаса. Ранняя юра начинается с поступательно развивающейся морской трансгрессии. В северо-западной Европе юрская трансгрессия началась в начале геттанга и, возможно, была вызвана эвстатическим повышением уровня моря. Для отдельных регионов последующие фазы трансгрессии устанавливаются в раннем синемюре-раннем плинсбахе, в позднем плинсбахе и раннем тоарe. Видимо, унаследованно трансгрессия лейаса развивалась вдоль рифтовых окраин востока Северной Америки. Однако, только в Западной Европе и Средиземноморском поясе трансгрессия раннеюрских бассейнов носила эпиконтинентальный характер. Более типичны для ранней юры трансгрессии окраинных бассейнов, занимавших обычно узкую полосу вдоль активных или пассивных (современных и древних) окраин материков. Снижение темпов поднятия в пределах древних платформ (Северная и Южная Америки, Африка, Австралия, Сибирь и Индостан) и одновременное вовлечение в погружения молодых платформ (Западно-Европейской, Скифско-Туранской и Западно-Сибирской) свидетельствуют об ослаблении поднятий. Наиболее тектонически активной областью остается восток Азии — область индосинийского орогенеза и Северо-Восток СССР. Масштабы соленакопления уменьшаются, особенно в Средиземноморском заливе Тетиса и Польско-Германском бассейне, отражая как смену аридного климата гумидным, так и сокращение площадей благоприятных для садки эвапоритов. Смещается к югу южная граница гумидной зоны в северном полушарии. Сочетание тектонических и климатических условий способствует широкому угленакоплению в Евразии. В южной гумидной зоне угленакопление было ограниченным по площади (юг Южной Америки, север Мадагаскара, Австралия). Заметным, начиная с позднего триаса, становится угленакопление в экваториальной гумидной зоне (Мексика, Центральная Америка, Куба). Среди карбонатных пород уменьшается распространенность доломитов. В Альпийском поясе движения раннекиммерийской фазы тектогенеза вызвали поднятия довольно крупных областей в Карпато-Балканском регионе, Динаридах, Тавридах и Центральном Иране. При последующем погружении этих регионов накапливались терригенные и угленосные серии (грестенские фации, формация Шемшак), сменившие отложения карбонатных платформ и впадин позднего триаса. Еще более сильными поднятия этой фазы тектогенеза были в Тибете, геосинклинали Сунпан-Канзе и на юго-востоке Азии, т. е. в восточном сегменте Тетиса. В Северной и Южной Америке вдоль западных окраин возникают вулканические пояса — островодужные и окраинно-континентальные. В Южной Америке формирование протяженной вулканической системы в Береговой зоне Анд происходило параллельно с трансгрессией моря и обособлением задугового бассейна. Регрессия наблюдается в Австралии. Здесь, как и на других континентах (Свердрупский бассейн, формация Сан Каэтано Кубы и крупнейший Шемшак — в Евразии), получают развитие дельтовые комплексы.

Вулканизм и интрузивный магматизм в ранней юре были значительными и тяготели к Тихоокеанским активным окраинам, Индосинийскому орогену и Альпийскому поясу. Поля мощных траппов покрывали крупные площади гондванских континентов — Африки (базальты Дракенсберг и их стратиграфические аналоги), Австралии, Тасмании (552, 564) и Антарктиды (589) и были, видимо, еще больше, но подверглись сильной последующей эрозии. Их мощность местами превышает 5 км. Максимальная мощность раннеюрских отложений превышает 7 км.

Евразия. После регрессии в конце предыдущей эпохи начинается новый трансгрессивный цикл. Рифтогенез на западной окраине континента сменяется плавным общим погружением. В опускания вовлекаются и краевые зоны поднятий — Богемского, Арморикапского, Лондонско-Брабантского, Иберийского, Ирландского, Грампианского, Западно-Гебридского и более мелких — Рейнского и Корнуэльского массивов и Уэльского поднятия. Через Польско-Германский бассейн и широкие проливы между этими поднятиями осуществлялась связь Средиземноморского залива Тетиса с бореальными бассейнами и краевыми бассейнами Африки и Северной Америки (1, 51, 52, 71). Морские воды распространяются на Баренцевоморскую и Карскую акватории, через Хатангский пролив вновь прорываются в пределы Западной Сибири, распространяются на Вилюйскую синеклизу. Регрессия охватывает южную окраину Гиперборейской платформы, Амуро-Охотский прогиб и продолжается в области наиболее активного проявления индосинийского тектогенеза на востоке и юго-востоке Азии. Регрессия охватывает и Тибетские блоки (264, 321). Крупные источники сноса возникают внутри Верхояно-Чукотской области. По сравнению с позднетриасовыми мощность раннеюрских отложений, за исключением некоторых прогибов на крайнем западе континентов (Западный Эпроач, Селтик), уменьшается на платформах в 3—4 раза. В бассейнах Евразии накапливались морские песчано-глинистые и глинистые осадки, среди континентальных отложений возрастает роль угленосных. Карбонаты и эвапориты накапливались в геттанге-синемюре на юго-западе и юго-востоке континента — на Западно-Европейской платформе и в Средиземноморском заливе Тетиса (150, 152, 168, 170, 207, 208, 216, 217).

Средиземноморский залив Тетиса вследствие общего погружения и широкой трансгрессии в Западной Европе соединяется с бореальным морским бассейном на северо-западе. На западе море прорывается в Карибский регион и область Мексиканского залива, но, видимо, до байосского века не соединяется с тихоокеанскими бассейнами Северной и Южной Америки. На первом этапе трансгрессии в геттанге-синемюре на западе пролива Пуату к югу от Арморикапского массива еще накапливались известняки, доломиты и эвапориты, а связь с Бореальным бассейном осуществлялась через Бургундский пролив. От Богемского массива на западе до Понта на востоке в начале эпохи накапливались терригенные слабо угленосные озерные, аллювиальные и лагунно-морские отложения в «грестенских» фациях (1, 107, 157). Мощность этих осадков в горах Мечек до 1600 м. Они перекрываются толщей пятнистых мергелей позднего синемюра-аалена мощностью до 2 км (200). С конца синемюра трансгрессия расширяется в северо-западной Европе и к началу тоара создаются благоприятные условия для отложения битуминозных глин в осевых частях прогибов. Их сменяют обычные глины, означающие снижение темпа прогибания. Характерно присутствие оолитовых железных руд, конденсированных горизонтов, многочисленных размывов, частные трансгрессии, быстрое изменение скорости накопления осадков (минимумы — в зонах отложения железных руд). Значительна тектоническая дифференциация, активны блоковые вертикальные движения (усиливается погружение Центрального грабена Северного моря), преобладает накопление глинистых терригенных осадков. Теплолюбивая фауна Тетиса почти не проникает за границу распространения карбонатных фаций на север. Бореальные аммониты изредка встречаются в области Тетиса. В собственно Средиземноморской части залива господствуют открыто морские условия. В разрезах преобладают известняки, большей частью мелководные. Погружения достигают максимума в позднем плинсбахе-раннем тоаре, граница распространения глинистых фаций соответственно несколько смещается к югу (посидониевые глины Прованса, Тосканы). В Лузитанском бассейне на юго-западе Иберийского полуострова с плинсбаха преобладают глинисто-мергелистые отложения с прослоями известняков как и на Большой Ньюфаундленской банке (217, 399, 426). На уровне тоара разрез приобретает ритмичный характер. Сходство фауны фораминифер и остракод этих бассейнов установлено для позднего тоара-аалена. В Кантабрии в тоаре отлагались глины. Холодное течение (отсутствуют кораллы — Румыния) вдоль северо-восточного берега залива проникало в Крымско-Кавказское окраинное море. Мощность однообразных алевро-песчано-глинистых флишоидных отложений здесь превышает 6 км. В Дагестане мощность только позднетоарских песчано-глинистых отложений 4 км (127). Максимум трансгрессии наступает в плинсбахе, широкое распространение получают глинистые серии и зоогенные известняки. Общее и быстрое погружение в целом характерно для тоара, когда поступление обломочного материала со стороны источников сноса достигает максимума. Крупная дельта формируется в Эльбурсе, где мощность угленосных отложений формации Шемшак 2800 м (268, 342, 349). Область развития этой формации выделена нами в качестве орогенной зоны, а отложения формации Шемшак рассматриваются как угленосная моласса. Угленосные отложения ранней юры развиты также на севере и в центре Афганистана (253), где они перекрываются морем в тоаре. На юго-западе и юго-востоке Афганистана накапливались терригенные серии различной мощности, а на Кабульском блоке и известняки. Тоарские известняки перекрывают только континентальные песчаники Датта в Кохат-Потварском прогибе Пакистана и на юге Аравийского полуострова — в широком заливе, достигавшем Эфиопии. Здесь известняки верхнего лейаса залегают на песчаниках Адиграт, в основном раннеюрского-позднетриасового возраста (258, 515, 519, 521, 549).

В центральной части Средиземноморского пролива удлиняется глубоководный Сицилийско-Калабрийский прогиб и проходит через Лигурию в Пеннинскую зону. В ранней юре развитие этого прогиба на некоторых отрезках проходит фазу континентального рифтинга (143, 147, 151, 182). Глубоководные прогибы возникают в Южных Альпах (Ломбардский прогиб в Калабрии и Тоскане с погружением дна бассейна на 1500 м и более (144). Процесс образования этих прогибов предшествовал возникновению Пеннинского (Лигурийского, Пьемонтского) бассейнов с океанской корой.

Подводный размыв раннеюрских и позднетриасовых отложений (до кровли карния) в Предальпах, подводный размыв в интервале тоар-байос в Оманских горах, многочисленные внутриформационные размывы в разрезах раннеюрских отложений в Западной Европе свидетельствуют об усилении течений в Средиземноморском заливе Тетиса (207, 208), особенно в конце эпохи. Течениями, вероятно, объясняется смещение глинистых фаций к югу (мощность глинистых сланцев тоара в Аквитанском бассейне до 1000 м).

В восточной ветви Тетиса вдоль окраины Евразии наблюдается регрессия, особенно значительная на Тибетских блоках. От Копетдага до Памира и далее в зоне Инда-Цангпо прослеживается зона склона и подножья, выраженная терригенным флишем. Через Индо-Бирманские хребты она продолжалась на Суматру и Яву. На севере, восточнее Шань-Тай накапливались в основном терригенные серии (до 1000 м). На Суматре, Яве и их шельфах предположительно — карбонатно-терригенные. Крупный морской залив существовал на шельфе Индокитая, проникавший к западу со стороны о. Палаван (226).

В орогене Центральной и Юго-Восточной Азии интенсивность поднятий снижается по сравнению с предыдущей эпохой. Возникают новые впадины, заполняющиеся озерно-аллювиальными и дельтовыми угленосными отложениями. Большие мощности угленосной молассы характерны только для Джунгарского и Турфанского прогибов (до 2800 м) и некоторых крупных грабенов (249, 264, 360).

Тенденция к поднятию охватывает область Казахстана и Сибирской платформы и во впадины начинают поступать продукты размыва мощных каолиновых кор выветривания. Здесь накапливаются угленосные аллювиально-озерные отложения небольшой (100—600 м) мощности. В Хатангском и Лено-Анабарском прогибах на северо-востоке Сибирской платформы накапливаются морские песчано-глинистые серии. К югу вдоль восточной окраины роль песчаной составляющей возрастает и в Вилюйской синеклизе глинистым остается только маломощный тоар (127, 230). В Верхояно-Чукотской области темп погружений заметно снижается, возрастает содержание глин, в том числе кремнистых (Яно-Колымский прогиб). В районе Колымо-Омолонского массива на широком шельфе отлагаются преимущественно песчаные осадки мощностью до 300 м. В Кони-Тайгоносской зоне продолжается островодужный вулканизм, заметно более слабый, чем в позднем триасе. В задуговом прогибе, расположенном западнее, мощность раннеюрских отложений достигает максимального для Верхояно-Чукотской области значения — 2300 м.

Монголо-Охотский прогиб продолжает интенсивно погружаться. Мощность терригенных флишоидных серий его выполняющих достигает 5 км (235).

Продолжаются также погружения Сихотэ-Алиньской геосинклинали и эвгеосинклинали Самбосан и миогеосинклинали Чичибу в Японии. Значение и площадь распространения кремнистых отложений в этих структурах снижается. Максимальная мощность раннеюрских отложений (терригенно-кремнистых и типа посидониевых битуминозных глин Европы с возрастом поздний плинсбах-ранний тоар) в геосинклинали (окраинном море) Чичибу несколько превышает 2000 м. От зоны Китаками на о. Хонсю через о. Хоккайдо на Сахалин продолжает существовать глубоководная область с подводным основным вулканизмом (127, 223, 240, 353). На Охотоморском массиве и в Корякии условно показана область накопления глубоководных глин в структуре типа окраинного моря. Обращает на себя внимание ослабление в ранней юре магматизма, в частности вулканизма. Редкие вулканы отмечаются на Кавказе, Аравийском полуострове, продолжается известково-щелочной и щелочной вулканизм в Забайкалье, на Колымо-Омолонском массиве, вдоль Тихоокеанской окраины, но в целом он ослабевает даже по сравнению с поздним триасом.

Северная Америка. Морские бассейны расширяются вдоль восточной и южной окраин континента, вступивших в основной этап рифтогенеза. Вдоль этих окраин морские воды в синемюре-плинсбахе проникают до западного побережья Галф Коста (402, 439, 446). В этом узком заливе на севере в аридной зоне накапливались эвапориты Арго, сменявшиеся к Багамским островам карбонатами. Большую часть платформы занимает низкая денудационная равнина. Наиболее возвышенная часть платформы располагалась на юго-востоке и юге, тяготея к зоне рифтогенеза. Погружения окраины и поднятия возрожденного Аппалачского орогена сопровождались наземным толеит-базальтовым вулканизмом. Вулканиты изливались по краям грабенов, а также образовали обширное трапповое плато в районе п-ова Флорида. Мощность достигает 2—3,5 км. Большая часть обломочного материала выносилась на запад. Крупные дельты располагались на территории штатов Колорадо и Вайоминг (США) и в Альберте (Канада). Общий темп седиментации снижается почти во всех платформенных бассейнах, особенно в Свердрупском, и на западе Альберты.

Упрощается внутреннее строение рифтового бассейна атлантической окраины на востоке континента. Мощность отложений ранней юры здесь велика — 4—7 км (известняки и эвапориты) и является максимальной для материка в целом. Выравнивание рельефа континента в течение ранней юры было синхронным с расширением морских бассейнов, которое продолжалось до тоарского века включительно (394, 400, 402). В юго-западной части континента, в Западной Сьерра-Мадре Мексики в ранней юре возникает ороген и в его пределах вулканический пояс. К югу от него с конца T_3 формируется система рифтовых прогибов. Прогибы в результате трансгрессии синемюра были на короткое время заняты морем и заполнены черными сланцами формации Уйякокотла (мощность до 1500 м в штате Пуэбла (402, 418), а с тоара — угленосными паралическими и континентальными осадками (418, 447).

В гумидной экваториальной тропической зоне, распространявшейся на периферию Мексиканского залива и Центральную Америку, включая Кубу, накопились дельтовые сероцветные отложения с тонкими пластами угля (формация Сан Каэтано), красноцветы формации Тодос Сантос (371).

В поясе Кордильер в конце триаса возникают крупные поднятия. Как следствие — отложения геттангского яруса отсутствуют в пределах микроконтинентов Врангелия, Стикиния и Кинелия и в прогибах Альберта-Лиард (377, 402). В юго-западной части Британской Колумбии (прогиб Мокой) отложения синемюра залегают несогласно и часто с большим перерывом на более древних образованиях (402). После поднятий и внедрения плутонов в конце позднего триаса-начале ранней юры погружения активной окраины возобновляются. Вулканические дуги на севере Британской Колумбии и в Калифорнии были унаследованы от предыдущей эпохи. От южной оконечности Калифорнийского полуострова до штата Орегон простирался отчасти унаследованный от триаса преддуговой прогиб. К востоку от него располагалась молодая вулканическая дуга, также унаследованная от T_3. К югу она, возможно, продолжалась и на Калифорнийский полуостров, судя по присутствию андезитов и вулканогенного материала среди турбидитов в районе полуострова Вискоино (387). Возможное южное продолжение дуги находится в северной Сонore (Мексика). Трансгрессию лейасового моря так же, как и позднетриасового, связывают с растяжением и возникновением краевого моря в зоне Калифорнийского залива (432).

От штатов Юта и Айдахо к северу широким развитием пользовались песчано-глинистые серии. Их накопление в пределах микроконтинентов Врангелия и Стикиния сопровождалось островодужным вулканизмом (мощность вулканитов до 3 км). В пределах первого микроконтинента излияния были локализованы на юге (о. Ванкувер) и на севере (юг Аляски). Западная часть Врангелии была относительно глубоководной и отвечала, скорее всего, склону микроконтинента. Прослои известняков на юге Аляски указывают на мелководные условия поднятых участков морского дна. Большая часть микроконтинента Стикиния в ранней юре представляла вулканическую дугу. Положение ее фиксируется мощными сериями известково-щелочных вулканитов на северо-востоке Британской Колумбии и унаследовано с позднего триаса. Вулканическая длительность на остальной площади микроконтинента за пределами этой узкой (100—150 км) вулканической дуги была сравнительно слабой. Преобладали мелководные обстановки, но к северо-востоку от вулканической дуги существовал глубоководный прогиб, заполнявшийся флишем. В целом рельеф бассейна был, видимо, расчлененным. Восточный континент Кинелия самостоятельного значения не имеет, на карте не отражен из-за мелкого масштаба. По-видимому, его можно рассматривать как глубоководную часть окраины (развиты черносланцевые толщи) континента. Поднятие Оминека, возможно, представляло архипелаг островов. По распространению в толщах нижней юры кремнистых отложений можно предполагать глубоководные условия накопления на территории штатов Вашингтон и Орегон, а также на севере Аляски, в хребте Брукса и, более условно, в средней части долины р. Юкон.

Южная Америка. Палеогеографическая обстановка на континенте в значительной степени унаследована от предыдущей эпохи и характеризуется общей тенденцией к погружению его западной окраины, с трансгрессией моря, формированием системы островных вулканических дуг, преддугового и задугового бассейнов. Это сопровождается ослаблением дифференцированных движений на платформе. Активные в позднем триасе крупные поднятия (тектоническая фаза Рио Атуэль), подобные своду Канастра в Бразилии (95, 96, 493), подвергаются интенсивной эрозии. Из-за последующей денудации первичные контуры континентальных бассейнов пока недостаточно ясны. Формации Ботукату и Буэна Виста бассейна Чако-Парана и их аналоги на северо-востоке Бразилии свидетельствуют о существовании довольно широких аллювиальных равнин. Эоловое происхождение песчаников Ботукату (рэт-поздняя юра), частое развитие лагунных гипсов в Субандийской зоне Перу, Боливии и Аргентины указывают на господство почти на всей площади платформы аридного климата, сменявшегося тропическим экваториальным гумидным климатом на севере — в Венесуэле и Колумбии — и семиаридным или гумидным на юге — в Патагонии — соответственно с исчезновением лагунных гипсов и появлением углей (южный склон впадины Неукен). Песчаные дюны пустыни Ботукату (юг Бразилии, Уругвай и прилегающая территория Аргентины) были погребены под базальтами Параны (формация Серра Жерал) в начале раннего мела (96, 500). В синемюре морские воды прорываются через рифты небольшого Колумбийского орогена и вторгаются в пределы платформы в районе Боготы. Ингрессия была кратковременной, и в рифтовых прогибах орогена и прилежащей части платформы возобновляется накопление красноцветных аллювиальных отложений на фоне довольно широкого кислого эксплозивного вулканизма. Мощность туфов и песчано-глинистых континентальных осадков достигает на платформе 1600 м, а в орогене Колумбии 2500 м. Расположенная южнее западная окраина континента (Эквадорские, Перуанские, Чилийско-Аргентинские Анды) после регрессии в конце триаса вступает в геттанге-плинсбахе в этап продолжительного и широкого погружения и трансгрессии в основном с севера и северо-запада (96, 468, 482). Остается пока неясной палеогеография Береговой зоны в Перу и Чили. Нами в этой области условно показан узкий преддуговой бассейн, но, вероятно, что здесь, на современном шельфе Перу, существовали крупные острова, препятствовавшие прямому проникновению моря с запада. В Чили в отдельных разрезах идентифицированы черные относительно глубоководные сланцы, видимо, южного продолжения этого преддугового прогиба (24, 96). Существенным препятствием для развития трансгрессии с запада была сформировавшаяся в основном в ранней юре узкая (100—150 км) вулканическая дуга, протянувшаяся от севера Чили до бассейна Неукен. Континентальные осадки и наземные вулканиты составляют незначительную часть андезитовых и базальтовых серий с участием терригенных и карбонатных пород и общей мощностью до 3 км. Обычно мощность этих серий значительно меньше (200—1500 м), вероятно, из-за последующего размыва. К востоку вулканическая дуга в Перу, на севере Чили и Боливии сменялась широким (200—300 км) задуговым бассейном. В Перу мощность мелководных известняков ранней юры превышает 1500 м, но обычно из-за последующего размыва колеблется в пределах 100—150 м. В Перу вулканическая дуга (Береговая зона) отделялась от задугового бассейна (зон Западной Кордильеры, Высоких Плато, Восточной Кордильеры и Субандийской) сушей, которая препятствовала распространению вулканических продуктов подводных извержений к востоку. Климат и мелководный характер бассейна благоприятствовали накоплению маломощных прослоев лагунно-морских гипсов вдоль восточного побережья прогиба и на поднятиях внутри него (Высокие Плато), часто среди битуминозных известняков, трансгрессивно перекрывающих более древние отложения до ранней перми включительно. Активность Патагонского орогена в ранней юре заметно снижается. Отдельные возвышенные плато, нагорья и небольшие горные хребты поставляли в прогибы грубообломочный материал, а мощные эксплозии — кислые туфы и пеплы в морские и континентальные отложения широких ограниченных кое-где разрывами прогибов. Мощность отложений в них обычно не превышает 1300 м (96, 466, 502).

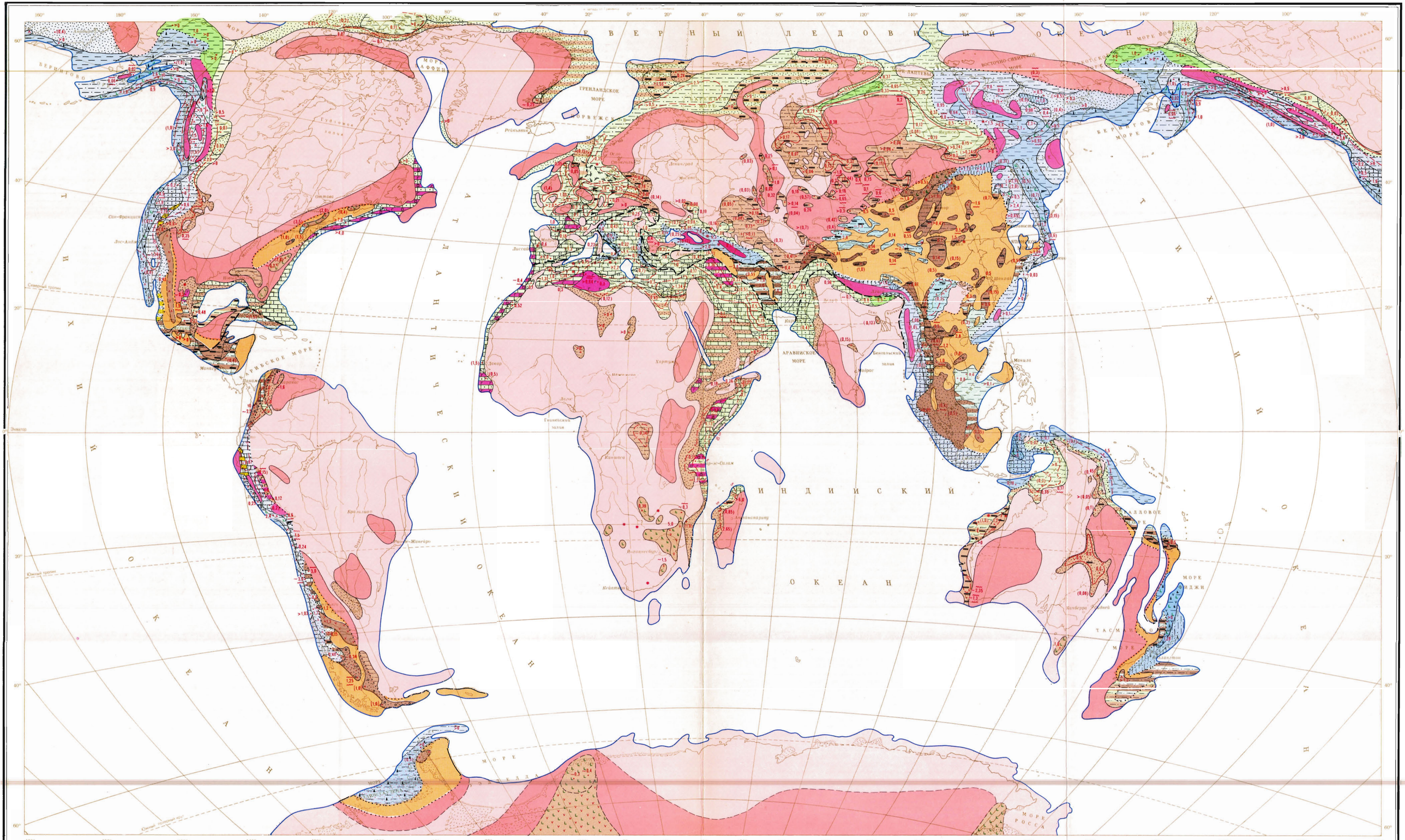
Подавляющая часть морских отложений ранней юры активной окраины отлагалась в мелководных условиях. Относительно глубоководные условия накопления можно предполагать, помимо уже упомянутых черных глин чилийской части преддугового прогиба, для нижнесинемюрских флюшоидных отложений Эквадора (провинция Ориенте). Однако, почти полное отсутствие кремнистых отложений на активной окраине Южной Америки обязано, скорее всего, их субдукции (?) под континент.

Африка. Лагунные условия с накоплением довольно мощных толщ эвапоритов (гипс, ангидрит, каменная соль) остаются характерным элементом краевых бассейнов — северо-западного (атлантического), северного (средиземноморского) и восточного (сомали-кенийского), но площади и интенсивность соленакопления претерпевают значительное сокращение, особенно на западе и северо-западе. В бассейнах атлантической окраины на фоне накопления карбонатов (500—1500 м) соленосные отложения играют небольшую роль. В Алжиро-Тунисском бассейне, расположенном к юго-востоку от области рассеянного подводного базальтового вулканизма, в центральной части лагуны (на севере Сахары) при мощности 300—600 и более метров ангидриты составляют более 65 % от общей мощности толщи, каменная соль до 10 %, остальную часть составляют доломиты (до 15 %), известняки (до 10 %) и глины (до 10 %) (536, 546). В западной части бассейна (Марокко) мощность отложений возрастает за счет терригенных, видимо, дельтовых отложений. Еще одна дельта располагалась в низовьях р. Нил в Египте. Господство карбонатных отложений характерно и для восточного окраинного бассейна континента, но в его кенийской части лагунные отложения содержат до 80 % каменной соли при 10 % гипса и 10 % глин при общей мощности нижнеюрских отложений до 1200 м (513, 522, 529). Большая мощность юрских отложений во впадине Кисимайо, вероятно, указывает на положение еще одной крупной дельты. Области развития континентальных, в основном аллювиальных, отложений сравнительно невелики вследствие возможного последующего размыва. Во внутренних бассейнах наиболее мощные отложения в раннеюрскую эпоху накопились во впадине Конго (свыше 300 м). Остальные площади развития континентальных отложений значительной мощности тяготеют к восточной окраине континента — к области развития комплекса Карру, т. е. были унаследованы от триасового периода. В Эфиопии и Судане и до Кении на юге аллювиальные песчаные осадки окаймляли мелководный морской бассейн на востоке и морской залив, проникавший со стороны Аравийского полуострова. Менее крупные по занимаемой площади, но быстро погружавшиеся рифтовые бассейны располагались на юго-востоке, в Мозамбике, и к югу от него и на западе Мадагаскара (бассейн Мурундава). Это также дельтовые отложения, судя по их большой мощности (свыше 2600 м) и составу. Чрезвычайно мощный трапповый вулканизм (мощность вулканитов до 5 км) в ранней юре охватывает южную часть континента. Первоначальное распространение траппов было, очевидно, значительно шире и на карте фактически показаны останцы, сохранившиеся от последующего размыва. Суша континента в ранней юре представляла собой низкие, холмистые и возвышенные денудационные равнины, деление на которые довольно условно. Северная часть континента была низменной, слабо наклоненной к северу равниной с преобладанием денудации. Чехол первоначально накопленных отложений был распространен, вероятно, значительно шире, чем показано на карте. Наиболее возвышенной была восточная часть континента, исключая о. Мадагаскар. Возвышенные участки суши простирались в меридиональном направлении. Возможно, область распространения траппов частично также была возвышенной. Небольшие участки возвышенной суши существовали и в других областях континента. В целом низкая скорость денудации, видимо, способствовала формированию полицикличной гондванской поверхности денудации.

Окончание см. на стр. 38

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL- PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

РАННЯЯ ЮРА
EARLY JURASSIC



Масштаб (Scale) 1: 48 000 000

СРЕДНЯЯ ЮРА. По разным радиометрическим шкалам среднеюрская эпоха заключена в интервалах от 187 до 169 млн. лет или от 181 до 158 млн. лет (50). Соответственно ее длительность от 18 до 23 млн. лет.

Среднеюрская эпоха — переломный этап в истории Земли. С одной стороны, многие палеогеографические черты унаследованы от предыдущей эпохи, с другой, крупные тектонические преобразования приводят к коренному изменению палеогеографических условий. По особенностям палеогеографических условий и крупным глобальным изменениям эпоха разделяется на три этапа, грубо соответствующие векам. Несмотря на некоторую регрессию морских бассейнов в конце тоарского века ранней юры, в средней юре юрская трансгрессия продолжается. Максимум трансгрессий приходится на первую половину байосского века. Тоар-аален-байосское расширение морских бассейнов было синхронным в весьма отдаленных регионах — во впадине Неукен в Южной Америке и в Загросе на севере Ирана, что может свидетельствовать в пользу эвстатического повышения уровня океана. Но уже в конце позднего байоса и особенно в бате начинается глобальная перестройка структуры таких крупных регионов как Кордильеры Северной Америки, Андский пояс. Зарождается еще в начале эпохи в современных тектонических границах Мексиканский залив. В зонах активных геосинклинальных окраин и в Средиземноморском геосинклинальном поясе преобладало сжатие, а на будущих пассивных окраинах рифтогенез и растяжение, сопровождавшиеся плавными довольно быстрыми погружениями (атлантическое побережье Северной Америки и северо-западной Африки) или мощным вулканизмом на обширной площади материков (Патагония, Африка, Антарктида). Эти явления оказались предвестниками этапа новейшего океанообразования, в результате которого произошел раскол суперконтинента Пангеи и возникли молодые океаны — Атлантический, Северный Ледовитый и Индийский. Батская фаза тектогенеза, которой придавал глобальное значение еще Аркелл (1), предшествовала этапу формирования нового облика Земли, кардинальных изменений в направленности ее тектонического и палеогеографического развития. Прекращают свое существование древние длительно развивавшиеся (с раннего мезозоя или с позднего палеозоя) вулканические островодужные системы (Северная Америка, отчасти Южная Америка) и на этих окраинах возникают окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса Андского типа. Средиземноморский пояс вступает в стадию формирования внутренних и краевых морей с океанской корой. Наиболее активной областью поднятий остается в средней юре Центральная и Восточная Азия или Индосинийский ороген.

Евразия. Развитие юрской трансгрессии продолжается с максимумом в байосе (1, 3, 31, 35, 217). Плавное погружение распространяется и на внутриконтинентальные бассейны, размеры которых возрастают. Формируются крупные дельты.

На Западно-Европейской платформе в аалене общая палеогеографическая обстановка наследуется от предыдущей эпохи. Перед байосом на северо-западе континента происходят общее поднятие и активизация блоковых движений. Эрозия достигает верхнетриасовых отложений. По периферии этой обширной суши и внутри нее накапливаются дельтовые и аллювиальные, часто угленосные отложения, начинается вулканическая деятельность (базальты), контролируемая системой рифтогенных структур. В поднятия вовлекается и Центральный грабен Северного моря (159, 217). Связь с бореальными бассейнами в байосе и бате почти полностью прекращается. Морские проливы, возможно, иногда открывались вдоль Восточно-Гренландского и Роккол-Фарерского рифтов.

На юге, где среднекиммерийские движения проявились в ослабленной форме (Иберийский полуостров, Парижский бассейн), распространение карбонатов (известняки, реже доломиты и мергели) увеличивается как следствие общего медленного погружения бассейнов и прекращения или сокращения привноса терригенного материала с севера. Мощность отложений снижается в два раза по сравнению с предыдущей эпохой. С середины байоса и до конца эпохи господствуют условия обширных карбонатных платформ.

В то время как поднятие Фенноскандии, Белорусского, Украинского и Воронежского массивов усиливается, на севере и, особенно на юго-востоке и востоке **Восточно-Европейской платформы**, возрастает тенденция к погружениям. Еще в аалене морские бассейны расширяются на Скифской плите и море в конце века проникает в Днепровско-Донецкую впадину. Максимум трансгрессии наступает в позднем байосе. Море покрывает Польско-Литовскую впадину, через Кума-Манычский пролив прорывается в западную часть Прикаспийской впадины и в конце байоса-бате достигает верховьев Волги (3, 31). Морские глинистые и песчаные осадки с редкими прослоями известняков часто ассоциируют с аллювиальными и озерно-болотными и угленосными отложениями мощностью до 200 м. Тимано-Печорская аллювиально-озерная равнина соседствовала на севере с крупным открытым морским бассейном на месте Баренцева моря. Накапливались глины мощностью до 120 м на Земле Франца Иосифа (121, 156).

Трансгрессия на Карский шельф вызвала широкое погружение **Западно-Сибирской плиты**. Эта аллювиальная равнина на севере временами заливалась морем (3, 219, 245).

Туранская плита погружается в основном в байосе-бате и на ее окраины с юго-запада на короткое время вторгается море. Песчано-глинистые морские и аллювиально-озерно-дельтовые отложения, часто угленосные достигают 800 м. Урал, Казахстан и Тянь-Шань представляли собой возвышенные холмистые равнины с многочисленными впадинами, в которых отлагались угленосные осадки (3, 255).

Сибирская платформа отделялась от Таймыра расширившимся Енисей-Хатангским проливом. Медленное воздымание в центре сменялось слабым погружением на ее окраинах. Морские глины накапливались в Лено-Анабарском прогибе (до 600 м), замещаясь в Китчано-Тукуланском и Хандыгском районах Предверхоянского прогиба угленосной паралической и песчаной континентальной толщами (230, 236). Смена глинистой толщи морской паралической и континентальной вообще характерна для востока Сибирской платформы (31, 230, 254).

Гиперборейская платформа расширяется за счет Чукотской части Верхояно-Чукотской геосинклинали, превратившейся в возвышенную равнину.

Ороген Центральной и Юго-Восточной Азии в основном сохраняет свои границы несколько расширившись (?) в Алтае-Саянской области и Казахстане. Контуры межгорных впадин были унаследованы от предыдущей эпохи (Сычуанская, Ордосская, Цайдамская, Джунгарская и др.) и погружались дифференцированно. Часть из них, контролируемая разломами северо-восточного простирания (восточнее 105° в. д.), прогибалась с несколько более высокой скоростью (мощность аллювиально-озерных осадков на полуострове Циндао 7 км, во впадинах Катазии — до 3 км). С движениями по разрывам этого же простирания связано возникновение широкого прерывистого пояса щелочного вулканизма, вытянутого от Монголо-Охотского пояса до Ордосской впадины (мощность андезитов, трахитов и озерно-аллювиальных осадков, переме-

жающихся с ними, до 2500 м). Впадины, связанные с разрывами северо-западного или субширотного простирания, погружались медленнее (Цайдамская — до 2200 м) и заполнялись угленосными лимническими осадками. Узкие и высокие горные хребты Палео-Куньлунь и Байян Хар отделяли внутренние хребты, плато и нагорья от моря в северном Тибете (264, 277).

Средиземноморский залив Тетиса вступает в стадию океанского рифтогенеза (спрединга), продолжавшуюся до раннего мела. Спрединговая зона предположительно (офиолитовые комплексы ее представляющие находятся в аллохтонном залегании), от Бетской Кордильеры продолжалась к востоку в Сицилийско-Калабрийско-Лигурийский прогиб (аллохтон Бракко и др.) и далее через Пеннинскую зону Западных Альп уходила в Вардарскую, Пелагонийскую и Эгейско-Анатолийскую сутуры, заканчиваясь Загросско-Оманской сутурой на востоке (19, 25, 261, 286, 297, 298, 340). Видимо, в это время возникает глубоководный бассейн и в Карпатской дуге, соединившийся с Вардарской зоной. Узкий океанский бассейн разделил Евразию и Африку около 170 млн. лет назад — возраст метаморфизма офиолитов Пеннинской зоны (111, 161, 198). Начало спрединга сопровождалось отложением железо-марганцевых конкреций, известных от Сицилии (Пелоританские горы), до Пеннинской и Вардарской зон. Ранее господствовавшие в этой области обширные карбонатные платформы подвергаются деструкции, вовлекаясь в погружения, которые начались еще в позднем триасе. В средней юре в некоторых регионах еще в тоаре этот процесс охватывает обширную область на периферии спрединговой зоны — бассейны Лагонегро, Молизе (Апеннинский п-ов), Имерес и Сикано (Сицилия), Беллуно (Южные Альпы). На склонах бассейна накапливались карбонатно-глинистые и карбонатно-мергельные (Срединные Предальпы) осадки с участием турбидитов. Для карбонатных платформ и их склонов характерны перерывы, иногда многочисленные (Тоскана). В бассейнах отлагались глины, радиоляриево-известковые илы, радиоляриты. Некоторые карбонатные платформы (Трапанес в Сицилии и др.) рассекаются на ступени дизъюнктивами и погружаются. В их пределах накапливаются конденсированные карбонатные осадки с аммонитами — красные нодулярные известняки, которые изредка переслаиваются с базальтами. На отдельных карбонатных платформах и их склонах среднеюрские отложения полностью отсутствуют вследствие последующего или синхронного размыва. Южная (Апеннины, Южные Альпы, Динариды — зоны Высокого Карста, Сербская, Боснийская), африканская, окраина Тетиса, представлявшая собой сочетание линейных глубоководных прогибов и разделяющих их карбонатных платформ, погруженных на различную глубину, была активней северной.

На востоке южного фланга Тетиса (Анатолия-Аравийский п-ов) сохраняются условия карбонатных платформ (преобладают известняки). В аллохтонном залегании встречаются радиоляриты и известняки фации «аммонитико россо» и подводные базальты (Центральный Тавр, Загрос), свидетельствующие о существовании глубоководных прогибов. На территории Ирака сохранился небольшой лагунный бассейн, в котором отлагались ангидриты (до 45 %) и глины, замещавшиеся к краям лагуны карбонатами. На Аравийском п-ове и в зоне Персидского залива продолжалось накопление известняков. Количество глин в них возрастает по мере приближения к суше (до 30 % у Эр-Рияда).

Северная окраина Тетиса оказывается более стабильной. Наиболее энергично погружается бассейн юго-восточной Франции (до 600 м) и юго-западная окраина Мизийской плиты (до 1000 м). В Карпато-Балканской области преобладало терригенно-карбонатное накопление, но роль карбонатных платформ снижается. Активизация блоковых движений приводит к увеличению поступления терригенного материала в бассейны. Трансгрессия достигает максимума в байосе, и в конце века и начале бата расширяется карбонатонакопление. Крупные тектонические и палеогеографические изменения происходят в Крымско-Кавказско-Копетдагской геосинклинали. В аалене продолжается накопление флишоидных и дельтовых серий (свыше 3 км на Большом Кавказе). В байосе в интенсивные погружения вовлекаются южный склон Большого Кавказа и часть Закавказья и в результате мощной островодужной вулканической деятельности накапливается андезито-базальтовая («порфиритовая») серия мощностью до 3—5 км. В позднем байосе вулканизм внезапно прекращается и в среднем и позднем бате погружения резко замедляются из-за проявления батской фазы тектогенеза. В изолированных лимнических бассейнах начинается накопление угленосных осадков, а на северном склоне Большого Кавказа — маломощных терригенных отложений. Южнее, в северо-восточной части Малого Кавказа продолжается островодужный вулканизм. Флиш продолжает накапливаться в Копетдаге и на севере Афганистана. Ирано-Афганский блок втягивается в новый этап погружений. Угленосные отложения формации Шемшак сменяются морским и карбонатно-терригенными сериями в байосе, а к концу эпохи — карбонатными. Карбонатные платформы продолжают господствовать на юго-востоке Афганистана и в южных зонах Памира. Существенно изменяется палеогеографическая обстановка на Тибетских блоках. На востоке их разделяет глубоководный флишевый трог с излияниями подводных базальтов с мощностью отложений до 3 км. Южный Тибет целиком погружается под уровень моря и в условиях шельфа здесь отлагаются терригенно-карбонатные осадки. В зоне Инда-Цангпо по южной периферии блока на востоке накапливается мощный флиш (до 3 км), а на западе, видимо, склоновые карбонатно-терригенные серии с участием андезитов мощностью свыше 4 км. Возможно, что эта зона представляет собой остаточную вулканическую дугу. На северном блоке Тибета морские условия начала эпохи быстро сменяются регрессией и седиментация становится континентальной, молассовой. Судя по сходству флор от Сардинии до Ирана и Средней Азии, северная окраина Тетиса находилась в гумидной тропической зоне (10, 26, 52, 70, 84, 85, 88, 108, 361, 368).

Восточная, Бирмано-Суматро-Яванская часть северной окраины Тетиса погружалась унаследованно. Поднятие Шань-Тай разрастается и на его восточном фланге накапливаются паралические угленосные отложения. На севере Бирмы, восточнее и юго-восточнее этого поднятия, отлагались песчано-глинистые и песчаные серии, с преобладанием последних на западе. Мощность терригенных отложений до 1200 м. От южного Таиланда и до восточного окончания пояса (о. Ява) в условиях обширного и стабильного шельфа накапливались терригенно-карбонатные и карбонатные серии. Здесь преобладали карбонатные платформы.

На тихоокеанской окраине Евразии морской бассейн сохраняется, видимо, на шельфе Катазии, включая о-ва Рюкю. Далее к северу в Ниппоно-Сахалинской и Сихотэ-Алиньской геосинклиналях в средней юре резко усиливаются погружения с накоплением терригенно-кремнистых серий (с участием базальтов) вдоль внешней зоны окраины и терригенных песчано-глинистых во внутренней ее части. Мощность превышает 2500 м. В зоне подводного вулканизма (островная дуга?) вытянутой от о. Хонсю (зона Китаками) до Сахалина мощность кремнисто-терригенных серий с участием базальтов превышает 6 км (310, 314, 324, 328, 353).

В **Верхояно-Чукотской геосинклинали** темп погружений резко снижается, за исключением Яно-Колымской зоны. Здесь накапливается мощный терригенный флиш (свыше 2500 м). Флишевый прогиб открывался в задуговой прогиб, где преобладало накопление глубоководных глинистых отложений умеренной мощности (до 500 м). Еще восточнее в Кони-Тайгоносской зоне продолжался островодужный вулканизм (подводные андезиты, базальты, перемежающиеся с терригенными породами). На западе и юго-западе области отлагались мелководные песчано-глинистые осадки (мощность несколько больше 1000 м в Верхоянском прогибе), а на востоке, на Колымо-Омолонском массиве, в Чукотской зоне отлагались преимущественно песчаные мелководные серии мощностью до 1600 м, указывающие на нарастание регрессивных тенденций и замедление прогибания (31, 231, 246).

На севере **Индостанской платформы** погружения несколько замедляются. Мощность глинисто-карбонатных и глинистых (на востоке) отложений до 350 м. Северо-западная окраина погружалась быстрее. Мощность известняков на карбонатной платформе Сулейман-Киртара до 1000 м. По направлению к суше роль глинистых и песчано-глинистых серий возрастает. Они замещаются в свою очередь аллювиально-болотными угленосными отложениями (Кохат-Потварская депрессия, регион Кач). Суша Индостана представляла собой низкую денудационную равнину. Возвышенные участки, выделенные условно, располагались на востоке и северо-западе платформы. Ископаемые флоры свидетельствуют о жарком и влажном климате Индостана (10, 42, 85).

Северная Америка. В течение эпохи на континенте происходят крупные изменения в тектонической и палеогеографической обстановке. Лишь *на арктической и атлантической окраинах платформы заметна унаследованность* зон погружений от предыдущей эпохи. Ороген на юго-востоке континента (сопровождающие его грабенообразование и вулканизм также прекращаются) заканчивает свое активное развитие, к началу средней юры нивелируется денудацией и втягивается в опускания. Атлантическая окраина и Галф Кост по-прежнему отделены от внутренней зоны континента возвышенной сушей. Контуры ее проведены условно. На южной окраине континента начинается новый этап седиментации. Зарождается впадина Мексиканского залива, начинается ее общее погружение, инициированное рифтогенезом. Континентальные красноцветные отложения сменяются здесь лагунными эвапоритами и, возможно, в конце батского века морскими отложениями (трансгрессия с востока). На западе платформы в центре материка граница моря перемещается к востоку на расстояние свыше 1000 км. В основании разреза лагунно-морских с гипсами и ангидритами отложений залегает толща терригенных красноцветов (мощностью от 0 до 120 м), которая перекрывает эрозионный рельеф, указывая на быстрое погружение этого региона. Благоприятные условия для садки эвапоритов возникали на многочисленных внутренних поднятиях дна залива, сменяясь глинистыми или карбонатными осадками в несколько более глубоких зонах.

На западе, в **Кордильерах**, к позднему байосу заканчивается развитие сложной островодужной системы. В средней юре осуществляется (в основном) переход к андскому типу активной окраины. Он сопровождался выходом крупных территорий из-под уровня моря, складчатостью и внедрением плутонов в середине (возраст метаморфизма в горах Кламат 165—170 млн. лет) и конце средней юры (382, 385, 419). Склон континента маркируется флишевым поясом. На юге Аляски терригенная формация Тукседни замещает вулканогенную раннеюрскую формацию Талкитна (393, 397, 416, 425). Довольно условно показана палеогеографическая обстановка в центральной части Аляски и ее связь со структурами северо-восточной Азии. Тесная связь морских бассейнов запада и севера континента с Евразией очевидна, но в целом в морях запада Америки сохраняется космополитный облик фауны (397, 416, 447, 450). Исключение составляют фауны позднего байоса-бата (и раннего келловея), когда преобладают тихоокеанские формы и исчезают тетисные. Это явление принято связывать с временным закрытием т. н. испанского коридора, проходившего через Центральную Атлантику к Багамам, Мексиканскому заливу, Кубе (формация Сан Каэтано) и Центральной Америке (формация Эль План) и, возможно, вдоль северной окраины Южноамериканского материка (регион Сикесике) (397, 471).

Вулканические дуги Британской Колумбии (Врангелия и Стикиния) отмирают. Последующий вулканизм, начавшийся в конце батского века, был крайне слабым и может быть отнесен скорее к типу подводных гор, а не островных дуг. Ороген в юго-восточной части континента (Восточная Сьерра Мадре Мексики), судя по грубообломочному материалу в прилежащих прогибах, был унаследован от предыдущей эпохи, но в отличие от ранней юры, вулканизм в его пределах затухает.

Климатическая зональность в средней юре изменяется. Прекращение накопления эвапоритов вдоль атлантической окраины континента предполагает смещение северной границы северной аридной зоны к югу. Это явление наблюдается и в Европе, начиная с середины ранней юры. Одновременно отступает к югу и граница экваториальной тропической зоны, которая проходила через северную окраину Южной Америки.

Южная Америка. Режим выравнивания и растяжения с излияниями предрифтового типа базальтов на северо-востоке Бразилии характерен для платформы. На западе, в зоне, унаследованной от предыдущей эпохи активной окраины континента сохраняется вулканическая дуга и сопровождающие ее преддуговой и задуговой бассейны. Трансгрессия в байосском веке приводит к распространению моря в Патагонии далее к востоку, особенно в Неукенской впадине (96). Но на севере, в Колумбии и Эквадоре, и на юге, в Патагонских Андах, наблюдаются регрессии. На платформе, видимо, продолжалось накопление эоловых песчаников Ботукату во впадине Чако-Парана. Основная же часть платформы представляла область слабой эрозии. В батском веке море покрывает часть Фолклендского выступа платформы (76, 511). За счет разрастания орогенных областей на севере (в Колумбийских и Эквадорских Андах) и на юге (в Патагонских Андах) островодужная система несколько сокращается в меридиональном направлении. Мощности отложений обычно меньше, чем нижнеюрских. Возможно, это связано с последующим размывом, начиная с батского века. Несмотря на заметную трансгрессию в отдельных регионах в тоаре, аалене и байосе (Неукен и др.) преобладающим типом седиментации был континентальный (аллювиальный и дельтовый), а мощность отложений (западный Неукен) в несколько раз меньше мощности отложений смежных эпох. Однако, в центральной части западной Патагонии мощность порфиритов средней (и верхней) юры весьма значительна — 1000—1500 м; то же наблюдается на массиве Десеадо (в основном риолиты). В зоне Главной Кордильеры Чилийско-Аргентинских Анд мощность среднеюрских отложений в тех разрезах (35°—20° ю. ш.), где они затронуты глубоким предкелловейским размывом, не превышают 200 м. Эти разрезы характеризуют преддуговой или междуговой прогиб. В вулканической дуге продолжались извержения подводных и наземных андезитов и базальтов, реже кератофиров и сопровождающих их пирокластов. Вулканиты слагают 70—90 % общей мощности отложений дуги. Наиболее мощный вулканизм отмечается в этой зоне в байосе (формация Камарака). Среднеюрские серии в ряде регионов залегают трансгрессивно на подстилающих отложениях. Мощность вулканогенных серий обычно колеблется в пределах 500—1000 м, достигая 2100 м у границы Перу и Чили и даже 5 км к северу от района р. Атуэль. В задуговом бассейне сокращается накопление лагунных гипсов. В разрезах севера Чили и Субандийской зоны Перу гипсы составляют 5—10 % общей мощности 500—700 м и заключены в довольно пестрых (известняки, мергели, песчаники, конгломераты, глинистые сланцы) по составу толщах. Преддуговой прогиб пока недостаточно изучен. К нему, видимо, относятся черные сланцы (район реки Атуэль), согласно продолжающие разрез нижней юры. В среднеюрскую эпоху северная (Колумбия и Венесуэла) и южная (Патагония, включая Патагонские Анды и Магелланский бассейны) окраины материка вовлекаются в режим растяжения (96, 480). На севере с ним связано формирование глубоководного (?) прогиба субокеанического типа (формация Сикесике—Анды Мерида). Положение этого прогиба и границы морского бассейна на севере Южной Америки показаны условно. Видимо, продолжалось накопление континентальных красноцветных толщ в грабенах орогена в Колумбии. В зоне тафрогенеза на юге континента в орогене Патагонии во второй половине средней юры и в поздней юре (по радиометрическим данным с максимумом между 165—155 млн. лет в бате) начинается мощный эксплозивный (игнимбриты, туфы риолитов, дацитов и андезитов) вулканизм (96, 466, 468, 476, 490). Мощность средне- верхнеюрских вулканитов, покрывших территорию свыше 1 млн. км^2, достигает 2 км (вулканиты групп Байя Лаура и Лонко Трапьял). Извержения мощных коровых бимодальных, известково-щелочных и щелочных риолитов Патагонии предшествовали распаду суперконтинента Гондваны (79, 492).

Климатические условия в средней юре были более гумидными, чем в ранней. Сокращается аридная зона (10—30° ю. ш.). Усиливается влияние экваториальной тропической зоны и в средней юре Субандийской зоны Перу возрастает количество глинистых и песчано-глинистых отложений.

Африка. Особенности палеогеографической обстановки наследуются от предыдущей эпохи. Суша представляла низкую аккумулятивно-денудационную равнину, возможно, более возвышенную на северо-западе и северо-востоке. Распределение в основном аллювиальных отложений внутри и по краям континента показано условно. Первичные области их развития были, очевидно, более обширными. Речные системы направлялись в сторону Алжиро-Тунисского бассейна на севере, к Синайскому полуострову и в направлении Сомалийско-Мозамбикского шельфа (впадина Кисимайо и др.). Продолжается накопление дельтовых, изредка угленосных песчаных осадков в бассейнах Мадагаскара (мощность до 2 км).

Морские бассейны несколько расширяются, особенно на севере континента. Условия мелководного открытого бассейна с накоплением известняков устанавливаются на атлантической окраине северо-западной Африки от шельфа Мазаган в Марокко до Гвинеи-Биссау на юге (522, 540).

В Алжиро-Тунисском прогибе сокращается площадь эвапоритовых лагун. Хлориды и ангидриты составляют в них только 10—40 % мощности. Максимальная мощность глин и эвапоритов в Алжирской лагуне 2600 м (Алжирская Сахара). На остальной площади бассейна преобладали условия карбонатной платформы (известняки мощностью до 500 м).

На восточном побережье сохраняются крупные морские заливы со стороны Аравийского п-ова и окраины Индийского океана. В заливе Рога Африки (Эфиопия, Сомали, Кения) преобладали условия карбонатных платформ (известняки имеют мощность свыше 2 км). На побережье и шельфе Танзании и Мозамбика продолжалось накопление лагунных эвапоритов (мощность до 2 км, каменная соль и ангидрит составляют до 90 %). Южнее на шельфах Мозамбика и Мадагаскара господствовали условия карбонатных платформ.

Континент находился в зоне жаркого климата. На севере и юге в аридных поясах господствовал семиаридный и аридный климат. На Мадагаскаре – семигумидный или гумидный. Экваториальная гумидная зона проходила от Сенегала на западе в направлении на юг Аравийского п-ова.

Австралия. Пассивный тектонический режим со слабым рифтогенезом вдоль западной окраины характерен для платформы. На ней широко, как и в предыдущую эпоху, развиты дельтовые и лимнические угленосные и морские терригенные песчано-глинистые и глинистые отложения. Берега представляли собой низкие аккумулятивные равнины и континентальные осадки постепенно замещались морскими. Низменная аллювиально-озерно-болотная равнина располагалась в центре континента (Большой Артезианский бассейн). В ее пределах накопились угленосные отложения мощностью до 500 м.

Вдоль западной рифтовой окраины, погружавшейся слабо (мощность в основном континентальных отложений до 150 м) мощность значительна в бассейне Каннинг (дельтовые — до 100 м) и в грабене Перт (свыше 350 м). На крайнем северо-западном шельфе Тиморского моря в бассейне Бровс в бате изливались наземные базальты (до 150 м). В морских бассейнах севера платформы (включая шельфы Австралии и Новой Гвинеи) в условиях слабого погружения отлагались в основном глинистые осадки (до 300 м, на северо-востоке в Папуа до 750 м).

На активной окраине господствует вялый тектонический режим. Слабый островодужный вулканизм продолжается на востоке Новой Гвинеи, на Новой Каледонии и в зоне Таупо на севере Новой Зеландии. Большая часть окраины Новой Зеландии вовлекается в поднятия. В бассейнах, расположенных в основном за пределами современной суши (плато Кэмпбелл, поднятие Чатем), накапливались морская и аллювиально-дельтовая песчаная молассовая серии. Мощность дельтовых отложений превышает 3700 м (Южный остров). Континентальные отложения в этом комплексе составляют 50 % (на юге) и до 90 % (на севере) мощности моласс (554, 574, 587, 588)

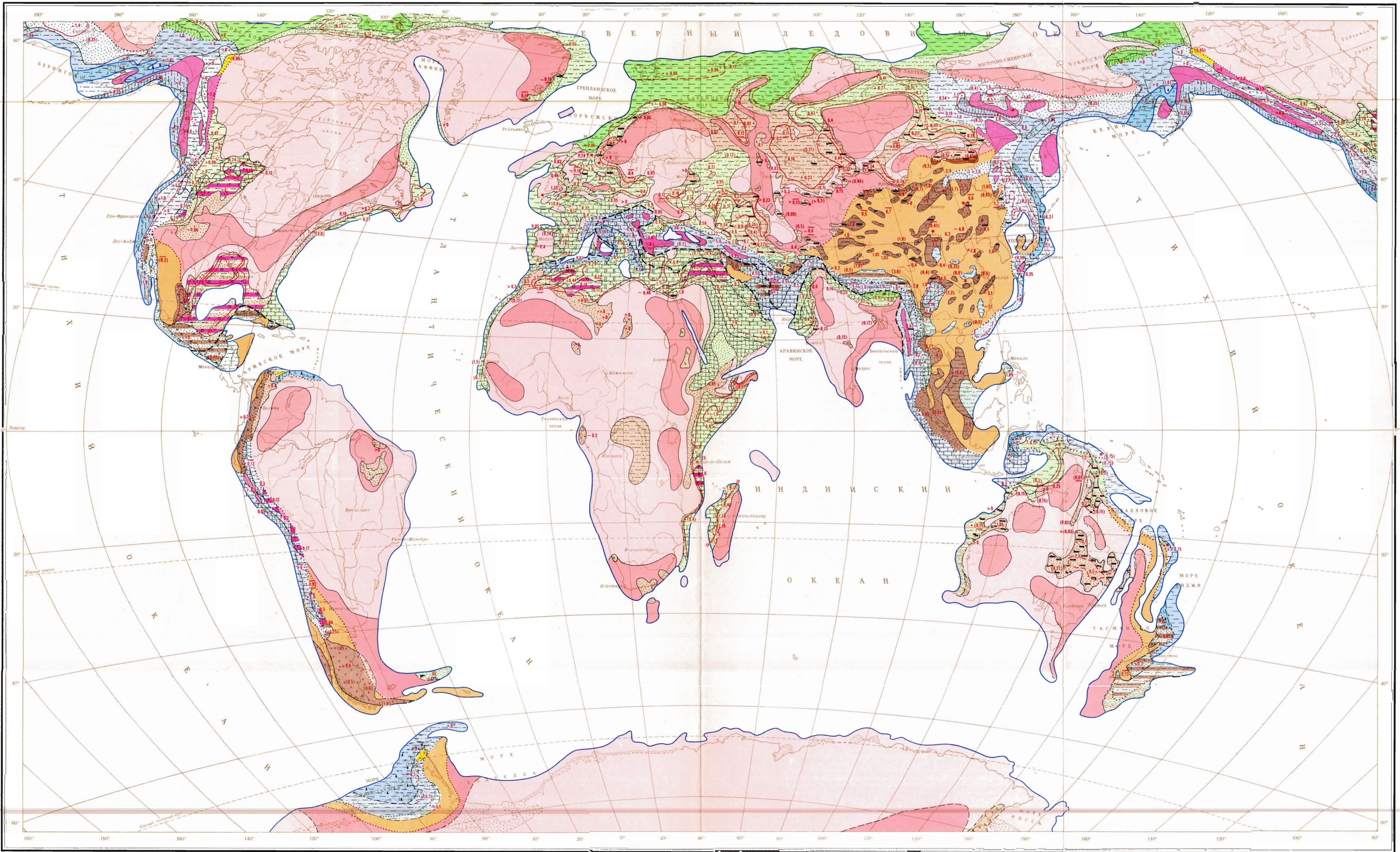
Морские бассейны Новой Зеландии в отличие от раннеюрских были широко связаны с бассейнами Тетиса. Климат был гумидным и теплым, субтропическим, на что указывает состав флоры совершенно аналогичной южноамериканской и антарктической (587).

Антарктида. Тектоническая и магматическая активность снижается. Ослабленный остаточный магматизм в Трансантарктических горах продолжался до конца эпохи и прекратился к началу поздней юры 165 млн. лет назад (573, 576, 585, 589). Континентальные отложения (нунатак Карапак) содержат ископаемые остатки цикадофитов и хвойных, свидетельствующих о влажном, близком к тропическому, климате континента.

В зоне активной окраины область погружений расширяется и морские песчаные осадки (Земля Элсуэрта) перекрывают интенсивно смятые в складки раннемезозойские породы. Общая палеогеографическая обстановка показана на активной окраине условно.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL- PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

СРЕДНЯЯ ЮРА
MIDDLE JURASSIC



Масштаб (Scale) 1: 48 000 000

ПОЗДНЯЯ ЮРА. Позднеюрская эпоха характеризовалась относительно спокойным тектоническим режимом. Преобладали движения отрицательного знака, обусловившие широкую морскую трансгрессию на континенты. Это связано с ускоренным процессом формирования Атлантического и Индийского океанов и ростом срединных хребтов. Ограниченными по масштабу были орогенез, вулканизм и интрузивный магматизм, сконцентрированные преимущественно в тихоокеанском кольце. Трансгрессии позднеюрских морей относятся к типичным эпиконтинентальным. Возникают или продолжают развитие глубоководные бассейны с океанской корой в поясе Тетиса. Климат становится более контрастным, в частности, жарким и аридным (33). В многочисленных лагунах накапливаются эвапориты. Площадь угленакопления сокращается. На севере Евразии и Северной Америки накапливаются битуминозные глины.

Евразия. Западная часть континента подвергается широкой эпиконтинентальной трансгрессии. Вновь открываются проливы, связывавшие Тетис и Бореальный бассейн в ранней юре-аалене. На Русской плите широкий морской пролив соединяет моря Тетиса с Баренцевоморским бассейном. В среднем келловее-оксфорде образуется пролив, связавший Польско-Датский бассейн с морями Московской синеклизы и Днепровско-Донецкой впадины. На востоке континента заметна регрессия (3, 31, 106, 127, 142, 149, 174, 194, 217).

Западно-Европейская платформа становится морем с многочисленными островами и проливами. Крупные климатические изменения, выразившиеся в глобальной аридизации отчетливо проявились на западе Европы. Карбонаты и эвапориты продвигаются на север в Польский бассейн по Бургундскому проливу — в Германский и указывают на смещение границы северной аридной зоны на расстояние свыше 1000 км в титоне. Карбонатные формации к северу сменяются кабонатно-терригенными, а на северо-западе – глинистой, частично битуминозной формацией. Источники сноса становятся менее активными (глинисто-карбонатный состав осадков, умеренная до 300 м мощность на основной части площади бассейнов). Вновь погружается Центральный грабен Северного моря. Помимо морской глинистой серии в нем и соседней части бассейна развиты дельтовые и аллювиальные осадки, снесенные с запада — с Грампианского поднятия и Шетландской платформы. Северо-западные бассейны были относительно глубоководными, но к концу эпохи, когда наступает регрессия, глубина их уменьшается и роль континентальных отложений увеличивается. В то же время возникают небольшие лагуны, в которых происходит садка эвапоритов. Мощность отложений в Польском прогибе до 1500 м, в Центральном грабене — до 500 м, в грабене Викинг – 250 м, в прогибах Селтик и Эпроач, Аквитанском и Лузитанском бассейнах – свыше 1000 м, в Парижском — 1500 м (3, 4, 38, 217).

Суша **Восточно-Европейской платформы** большей частью становится низкой денудационной равниной. В течение келловея море распространяется на значительную ее часть и лишь на востоке постепенно сменяет батское море. Ничтожный снос и небольшая глубина моря предопределили существенно глинистый состав осадков. Они преобладают в центре, на востоке и на севере платформы, содержат прослои песков, в том числе глауконитовых мергелей, горючих сланцев, битуминозных глин, которые получают широкое развитие на северо-востоке и юго-востоке, фосфориты. К югу, особенно на уровне оксфорда, появляются известняки и мергели и на южной и западной окраинах платформы преобладают терригенно-карбонатные и карбонатные серии (3, 31, 127). Мощность от первых десятков до первых сотен метров (Львовская, Преддобруджинская, Днепровско-Донецкая, Прикаспийская впадины). В Баренцевоморском бассейне отлагались преимущественно глины (до 150 м). Значительна мощность песчано-глинистых отложений к северо-западу от Фенноскандии (до 500 м).

По периферии Западно-Сибирской плиты в первую половину келловея сохраняются условия для накопления пресноводных и угленосных осадков. Развитие трансгрессии в келловее-оксфорде сопровождалось накоплением мелководных песчано-глинистых отложений с прослоями известняков, известняков-ракушечников, спонголитов, сидеритов. Наиболее глубоководные условия устанавливаются в волжском веке (баженовская свита), когда в центральной части впадины отлагается фация черных битуминозных глин. Мощность верхнеюрских осадков до 200 м в Усть-Енисейской впадине – около 600 м.

Урал оставался в основном низкой денудационной равниной в отличие от Казахстана, в центре которого, возможно, располагалась плоская возвышенность. На юго-востоке она переходила в высокую, но довольно слабо расчлененную сушу орогена Центральной Азии. Западная часть Туранской плиты продолжала погружаться с накоплением песчано-глинистых отложений с участием мергелей и известняков мощностью свыше 400 м (Мангышлак). Южная часть Туранской плиты, Таджикская депрессия и Северный Афганистан в кимеридже и титоне превращаются в крупную солеродную лагуну (карбонаты, галит, сильвин, карналлит, ангидрит) с мощностью эвапоритов до 850 м (127, 253) при общей мощности 1500 м (127).

К северу от **Сибирской платформы** расширяется Енисей-Хатангский пролив. В нем отлагались песчано-глинистые отложения мощностью свыше 600 м. Сибирская платформа остается в основном низкой сушей. Угленосные отложения продолжали накапливаться на юго-западе (в западной части Канско-Ачинского угленосного бассейна), востоке и юго-востоке платформы. В обширную озерно-аллювиальную равнину превращаются Вилюйская синеклиза и Пристановой прогиб. Угленосность особенно развита в верхней песчаной части серии, соответствующей по времени образования волжской трансгрессии на севере платформы (31, 230). Мощность до 600 м (Вилюйская опорная скважина).

Гиперборейская платформа оставалась в основном возвышенной сушей. Активность тектонических движений в **орогене Центральной и Юго-Восточной Азии** выразилась в усилении вулканизма в Восточно-Монгольско-Хинганской области и в Катазии, где вулканическая зона возникает впервые. Области вулканизма были осложнены рифтовыми структурами-грабенами. В этих грабенах Восточного Забайкалья, Восточной Монголии и Хингана вулканогенно-осадочные серии (андезиты, дациты, трахиандезиты, базальты, аллювиально озерные угленосные отложения) достигают мощности 3,5 км. В прогибах Катазии андезиты, риолиты, аллювиально-озерные отложения имеют мощность до 4,5 км. Крупные седиментационные бассейны разрастаются, возникают многочисленные мелкие озерные впадины, которые из-за масштаба карт не могли быть показаны. По юго-восточному краю орогена поднимаются горные хребты Палео-Куньлунь и Баян-Хар (264).

Мощность аллювиально-озерных отложений во впадинах орогена (Джунгарская, Сычуаньская, Ордосская и др.) 1500—3000 м. Монголо-Охотский бассейн, погружавшийся с позднего бата, в поздней юре прогибается с накоплением морских и континентальных (алевролиты, песчаники, конгломераты, аргиллиты, угли) отложений в межгорных прогибах (Верхнеамурский, Удской, Торомский, Буреинский). Мощность отложений до 7 км (Удской прогиб).

Средиземноморский пролив Тетиса вступает в стадию океанского рифтогенеза. Спрединговая зона, связанная на западе с аналогичной зоной Центральной Атлантики, простиралась через корневую зону покровов Рифа, Бетской Кордильеры, Телля в Сицилийско-Калабрийско-Лигурийско-Пеннинский прогиб, в Вардарскую зону, Эгейско-Анатолийский прогиб и до Севано-Акеринской зоны и Иранского Карадага на востоке. Южная ветвь отделялась в районе Эрзинджана к юго-востоку (Загрос). От нее в свою очередь ответвлялась еще одна ветвь, проходившая к западу между массивами Кебан и Битлис и продолжавшаяся на Кипр. Все эти сутуры трассируются по выходам офиолитов и «океанской» ассоциации (радиоляриты, черные и графитовые сланцы, марганценосные сланцы, пелагические известняки, флиш, подводные базальты и туффиты и туфы основного состава), находящихся в аллохтонном залегании (152, 605). Ширина океанского бассейна была невелика – до 100 км и расчленена на сегменты трансформными разломами (111, 131, 146, 152). Периферические зоны спредингового бассейна (Пелагонийская, Ионическая зоны и др.) также вовлекаются в опускания. В этих зонах отлагаются радиоляриты и глубоководные известняки («аммонитико россо»), известняки со стяжениями кремней (187). На остальной площади Тетиса господствовали карбонатные платформы, в той или иной степени раздробленные на блоки. За пределами унаследованных зон карбонатонакопления переход к палеогеографическим условиям поздней юры сопровождался значительными изменениями условий седиментации, обусловленных климатическими, тектоническими и палеоокеаническими факторами. В келловее и отчасти в оксфорде глубоководная область сохраняется в Задунайских хребтах (горы Баконь, Герече и др.) и здесь продолжалось накопление радиоляритов, которые сменяются по вертикали глубоководными известняками. Этот залив проникал до Восточных Карпат и прекратил существование к началу раннего мела. Келловейская трансгрессия, широко проявившаяся в Крымско-Кавказско-Копетдагской области, не вызвала больших изменений в составе осадков. Смена формаций произошла в начале оксфорда и сопровождалась на обширных площадях установлением карбонатонакопления. Карбонаты сочетались с терригенными породами (песчаники, глины, конгломераты) — продуктами размыва островов, подводных поднятий. Флишевый бассейн формируется в начале эпохи, но в Крыму флиш накапливается только с титона, а его отложению предшествовало накопление мощной толщи конгломератов (до 700 м). Мощность терригенно-карбонатного флиша в Крыму до 3,5 км при общей мощности верхней юры до 5 км. На Большом Кавказе мощность флиша свыше 2 км. Мощность титонского флиша в Балканах свыше 3 км, состав его сходен с флишем Крыма. Флиш в титоне отлагался также в юго-западном Афганистане (свыше 3 км), в Рифе (Марокко, мощность свыше 1500 м), в зоне сутуры Инда-Цангпо и в аналогичной зоне между южным и северным блоками Тибета (264, 306, 358, 361). Большое развитие получают рифы и биогермы, окаймлявшие глубоководные, в том числе флишевые, бассейны. Мощность слагающих их известняков 1000 – 1500 м. Поднятия в кимеридже-титоне (позднекиммерийская фаза тектогенеза) в сочетании с аридным климатом способствуют образованию солеродных лагун. Особенно крупная лагуна возникает в титоне на Аравийском п-ове. До титона южная окраина Тетиса находилась в зоне гумидного климата, установившегося в конце ранней юры, поэтому в келловее-кимеридже здесь еще сохранялись условия карбонатной платформы. В Луристанском бассейне — основной части лагуны — накапливались галит (до 90 %) и ангидрит (до 35 %). На остальной части п-ова происходила садка венчающих разрезы верхней юры ангидритов Хит. Лагунные и озерные эвапориты и пестроцветные континентальные осадки отлагались в Предкавказье и в Центральном Иране (31, 342, 349, 350).

Вулканическая деятельность в области Тетиса и на его окраинах была весьма слабой. Остаточная вулканическая дуга Малого Кавказа наследует мощный вулканизм предыдущей эпохи. Извержения андезитов, дацитов и туфов продолжались со значительными паузами до титона включительно. Общая мощность вулканитов до 500 м, а карбонатно терригенной и вулканогенно-осадочной серии до 1500 м (31, 127).

Тибетские блоки вовлекаются в новый этап погружений. На юго-западной окраине южного блока продолжалась островодужная вулканическая деятельность (андезиты составляют 10 % при мощности до 1000 м). На остальной части бассейна отлагались терригенные и терригенно-карбонатные серии (глины, песчаники, конгломераты, известняки, угленосные отложения в восточной части блока). Северный блок характеризуется более монотонными терригенно-карбонатными сериями (известняки, глины, включая битуминозные, угли) мощностью до 1500 м. Палеогеография области перехода от Тибета к массиву Шань-Тай пока неясна.

На северо-западе **Индостана** (Соляной кряж) после келловея начинается новый этап седиментации с преобладанием песчано-глинистых серий регрессивного строения. В Тетис-Гималаях глинистые серии (сланцы Спити) накапливались в верховьях р.Инд. К востоку их сменяют глубоководные кремнистые глины. Мощность глинистых серий вдоль северной окраины платформы до 700 м, терригенного флиша до 900 м (в зоне Инда-Цангпо). На западной окраине песчано-глинистые отложения и гипсоносные глины титона (свыше 500 м) замещались к западу терригенно-карбонатными сериями (около 500 м в Сулейман-Киртхаре) (96, 225). Наиболее значительные изменения тектонической и палеогеографической обстановки происходят вдоль юго-восточной окраины платформы. Здесь в пределах современного шельфа зарождается рифтовый бассейн. Мощность континентальных и морских песчано-глинистых отложений в бассейне этой окраины превышает 100 м (96).

В Бирмано-Суматринском секторе Тетиса море трансгрессирует в пределы блока Шань-Тай. В центре бассейна отлагаются глинистые и песчано-глинистые осадки мощностью свыше 1000 м. На северо-западном склоне массива Шань-Тай – терригенно-карбонатные, на юге Таиланда и севере Суматры возникает небольшая вулканическая дуга, с юго-запада и юго-востока ограниченная областью накопления глубоководных глин, включая кремнистые. К востоку их сменяют песчано-глинистые турбидитные серии мощностью до 2 км, в хребте Барисан (Калимантан) кремнистые глубоководные отложения.

На **тихоокеанской окраине юго-востока Азии** накапливались терригенно-карбонатные, в том числе флишевые отложения (мощность флиша на о. Лусон до 4 км). В полосе от Тайваня до островов Рюкю отлагались глинистые относительно глубоководные серии с участием туфов андезитов (10 %) мощностью до 1000 м. Крупные тектонические и палеогеографические изменения происходят в **Ниппоно-Сихотэ-Алинской области** окраины Тихого океана. На юго-западе (Кюсю, Сикоку, Хонсю) состав отложений, несмотря на миграцию прогибов к северо-западу и к юго-востоку от крупной области поднятий, возникшей в центре бассейна, существенно не изменяется: преобладали песчано-глинистые

серии с горизонтами (10—20 м) радиоляритов, а на Кюсю с участием рифовых известняков (до 40 % при мощности до 2100 м). В Хоккайдо-Сихотэ-Алинской части окраины в условиях растяжения, сопровождавшегося «рассеяным» щелочно-базальтовым вулканизмом (вулканиты составляют 5—10 % общей мощности разрезов верхней юры) погружения резко усиливаются на фоне дифференциации на глубоководные прогибы и подводные поднятия. Основными компонентами разрезов помимо базальтов являлись песчаные, песчано-глинистые, глинисто-кремнистые и кремнистые осадки. Кремни составляют не менее 5 %, кремнистые глины до 30 %, песчаники до 70 % общей мощности разрезов, которая превышает 3 км.

Обстановка в зоне **Охотоморского массива** и **Камчатки** показана условно на основе возможного сходства с палеогеографическими условиями соседних регионов.

Крупные изменения происходят в **Верхояно-Чукотской области**. Погружения в Яно-Тарынской зоне замедляются и в ее северо-западной части возникает крупные остров. Прогибание Иньяли-Дебинского прогиба усиливается. В нем накапливаются флишоидные песчано-глинистые серии. Мощность осадков в Илинь-Тасском троге перед Чондоно-Ясачненской вулканической дугой до 10,5 км. Он заполнялся вулканогенно-осадочными (андезиты, дациты, базальты, их туфы и туфобрекчии, песчаники, аргиллиты, гравелиты) морскими и континентальными угленосными отложениями, венчающими разрез верхней юры. Умеренные погружения впадин **Колымо-Омолонского массива** сопровождались извержениями продуктов среднего, основного и кислого состава. Северо-восточнее располагался Южно-Анюйский бассейн с корой океанского типа (первичная ширина его неизвестна). В нем накапливался терригенный флиш и изливались подводные базальты мощностью свыше 3,5 км. Вулканическая **дуга Кони-Тайгоносской зоны** вновь распространяется к северо-востоку до стыка с восточным окончанием Южно-Анюйского бассейна. Мощность андезитов и песчано-глинистых серий, слагающих дугу, превышает 2 км. В Корякско-Камчатской области глубоководный прогиб прослеживается параллельно вулканической дуге и показан условно. На дуге Канкэрэн накапливались, видимо, мелководные песчано-глинистые отложения (233).

Северная Америка. Поздняя юра — важнейшая переломная эпоха в истории этого континента. В поздней юре определились основные тенденции развития тектонических процессов на материке и в сопряженных с ним зонах, господствовавшие затем до современной эпохи включительно. Важнейшим событием было образование глубоководных океанских бассейнов: Канадской котловины на севере, впадины Мексиканского залива на юге, Северо-Атлантической котловины и Карибского бассейна. Резким диссонансом по сравнению со стабильным погружением пассивных окраин этих бассейнов выглядело общее поднятие Кордильер в конце эпохи и отраженное на данной карте. Поднятия сопровождались исключительно мощным магматизмом с внедрением крупных гранитных батолитов. На востоке платформы, вдоль атлантической окраины, расширение океанского бассейна в поздней юре было медленным. В ее пределах преобладало накопление карбонатов, сменявшихся глинистыми осадками с приближением к Большой Ньюфаундленской банке. Вдоль внешнего края последней развивались барьерные рифы. Возникновение глубоководных впадин Мексиканского залива и Карибского продолжения Атлантики существенно изменило палеогеографическую обстановку на юге континента и в центральной Америке. Широкие связи со Средиземноморским регионом доказываются появлением раннекелловейских рейнекий в тихоокеанских краевых бассейнах Северной и Южной Америки. Особенно расширяется обмен фауной в оксфорде. Поднятия охватывают обширные области Кордильер (Британская Колумбия, Вайоминг, Айдахо, Монтана) и центральную Аляску. Продолжает снижаться интенсивность вулканизма. Еще в бате определяются контуры впадины Боусер (Британская Колумбия), ограниченной поднятиями Стикин и Скина — превратившимися в сушу бывшими вулканическими дугами. После раннего оксфорда глинистые серии этой впадины сменяются грубообломочными отложениями. К югу островодужная система продолжалась в штат Сонора Мексики. В отдельных разрезах (штат Орегон) мощность островодужных отложений достигает 10 км, причем половину составляют вулканогенные породы (базальты 10 %, риолиты 30 % и андезиты 60 %). Севернее, в Британской Колумбии мощность отложений поздней юры, как в зоне собственно вулканической дуги, так и в соседних прогибах (Боусер и др.), обычно не превышает 2500 м. В течение второй половины поздней юры крупные регионы западных Кордильер испытывают поднятия, осуществляется переход к континентальному типу седиментации. В вулканических областях преобладают извержения наземных вулканитов (390, 393, 402).

К концу эпохи континентальная обстановка устанавливается и на площади мелководного бассейна на западе платформы (408), на севере Аляски и на востоке Гренландии (угленосные серии), несмотря на более высокий темп прогибания, чем в средней юре. Последующая денудация уничтожила, по крайней мере, часть отложений и вулканитов поздней юры. Особенно это касается новообразованных орогенов на Аляске и на юге Кордильер (штаты Невада, Юта и др.). В этом последнем регионе, вероятно, существовал широкий вулканический пояс. На небольшом сохранившемся от размыва отрезке пояса мощность наземных вулканитов превышает 2700 м (риолиты до 50 % разреза, андезиты до 40 %).

Вдоль западного края Кордильер от штата Орегон на севере до южного окончания Калифорнийского полуострова в поздней юре прослеживается глубоководный склон континента. Сложно дислоцированные отложения этой зоны (франciскан) представлены пиллоу-базальтами (до 60 %), радиоляритами (до 20 %), терригенными контуриты песчаниками и песчано-глинистыми отложениями (432, 433). Изредка присутствуют известняки, составляющие не более 5 % от общей мощности разреза. Мощность этих отложений превосходит 2 км (возможно, до 2,8 км). На юге Аляски мощность терригенных, в том числе и флишевых, отложений достигает 5 км. Крупная область континентальной седиментации с локальным наземным вулканизмом возникает и в Центральной Америке (формация Тодос Сантос юга Мексики, Гватемалы, Гондураса, Никарагуа). Так же, как и на атлантической окраине и в области Галф Коста, в Мексике и Центральной Америке, включая Кубу, морские бассейны расширяются. Мощность морских флишевых отложений в троге Паррас (Мексика) достигает 3 км, карбонатно-терригенных — свыше 1000 м. Южная часть материка (к югу от 50° с. ш.) находилась в зоне семиаридного и аридного климата. Условия для накопления угленосных отложений на небольших площадях платформы и в Британской Колумбии (угленосная моласса) возникают в конце эпохи.

Южная Америка. Крупные тектонические и палеогеографические изменения происходят на западной активной окраине континента. В северном Венесуэльско-Колумбийско Эквадорском секторе зарождается вулканическая дуга (498). В конце эпохи в южном секторе Анд в Магелланском бассейне и на о. Южная Георгия возникает краевой спрединговый бассейн. В центральном Перуанско-Чилийско-Аргентинском секторе сближенные фазы тектогенеза конца бата, араукканская (поздний оксфорд-кимеридж) и конца эпохи обусловили цикличную смену палеогеографических условий от лагунных к морским. После араукканского тектогенеза регрессивные тенденции усиливаются и широкое развитие получают континентальные обстановки седиментации. При общем наследовании положения вулканической дуги от предыдущей эпохи (Береговая зона Перу — юго-западная часть о. Южная Георгия) роль наземных вулканитов в ней увеличивается и к концу эпохи ее значение как источника сноса возрастает (485).

На **платформе** продолжаются погружения на юге континента и морской бассейн от Фолклендских островов расширяется до современной береговой линии залива Сан Хорхе (492). Остальная часть платформы остается низкой денудационной равниной. Озерно-аллювиальная седиментация продолжалась в бассейне Чако-Парана и в интракратонных грабенах, из которых авлакоген Реконкаво в Бразилии был самым крупным. Мощная вулканическая деятельность продолжалась в Патагонии (мощность андезитов и риолитов свыше 1000 м) в задуговых условиях (96, 506, 511). К западу, к центральному сектору островодужной системы платформа переходила в возвышенную равнину, служившую источником сноса для континентального накопления в конце эпохи, когда береговая линия отступила к западу.

В центральном секторе окраины вулканическая дуга смещается к востоку на расстояние до 100 км. Подводные андезиты, реже базальты составляют 20—90 % разрезов дуги при общей мощности 2—3,5 км. В сторону задугового бассейна мощность осадков быстро уменьшается (до 500—1500 м). В нем преобладают морские глинистые, дельтовые и аллювиальные песчаные и эвапоритовые лагунные осадки. Коралловые рифы располагались в зоне перехода от островной дуги к задуговому прогибу от границы Эквадора и Перу на севере до бассейна Неукен на юге. Неоднократная смена палеогеографических обстановок происходила в Патагонской Кордильере. Наземные вулканиты (Эль Квемадо) сменяются рифами (известняки формации Котидиана), паралическими и морскими терригенными осадками и глубоководными глинами титонской формации Запата (96, 467). Во время цикла погружений в титоне бассейн южной части островодужной системы соединяется с краевым Магелланским бассейном, заполнявшимся терригенным флишем (96, 511).

В поздней юре на континенте кардинально изменяются климатические условия и климат, за исключением крайнего юга континента, становится аридным, что подтверждается широким развитием эвапоритов и красноцветов. Лагунно-морские и озерные эвапориты (в основном гипс и ангидрит) отмечаются в разрезах от о-ва Маргарита на севере (гипсы формации Мараван) до впадины Неукен в Патагонии (гипсы Каловенс). В Чилийско-Аргентинских Андах, в бассейнах Неукена и Мендосы келловейские гипсы залегают непосредственно на терригенных породах средней юры (96). Мощность их достигает 500 м. Широко развиты лагунные эвапориты и на уровне верхов оксфорда-кимериджа. Озерные гипсы и каменная соль накапливались среди красноцветов формаций Чаниза и Сарайкилла в Эквадоре и Перу (Восточная Кордильера).

Африка. Основные черты палеогеографии наследуются от предыдущей эпохи. Суша становится еще более низкой. Внутри континента расширяются области накопления аллювиальных и озерных отложений (впадина Конго с мощностью битуминозных осадков более 500 м и Мали-Нигерская синеклиза с мощностью аллювиально-дельтовых осадков более 800 м). Расширяются зоны накопления и на окраинах. Море трансгрессирует вдоль северо-западной окраины и впервые выходит за пределы современного шельфа. Еще значительнее трансгрессия на востоке. Здесь морские воды проникают в пределы континента более чем на 1200 км, занимая почти всю территорию Эфиопии, Сомали и Кении. Морские условия устанавливаются вдоль всего побережья Индийского океана на юге Африки и проникают с юго-востока на атлантический шельф до устья р. Оранжевой, образуя здесь гипсовую лагуну. Расширяется площадь моря на Мадагаскаре. Только на северной окраине континента трансгрессия почти неощутима и выразилась в прекращении лагунного соленакопления и установлении условий открытого моря. Соленакопление в целом не только резко сокращается, но и сдвигается в пределы юго-восточной окраины материка. Более или менее значительным оно было лишь в бассейне устья р. Замбези, где галит и ангидрит (по 30 % мощности) и вмещающие их песчано-глинистые осадки имеют мощность до 1800 м (522). На атлантической окраине и Роге Африки преобладали условия карбонатных платформ (550). Мощность отложений до 2 км. На восточной окраине (и на Мадагаскаре) на современном шельфе отлагались глинистые дельтовые (на юге Кении), песчано-глинистые, мергельные (свыше 500 м в прогибе Мурундава) и терригенно-карбонатные осадки (до 3 км, впадина Кисимайо). Тот же состав и мощность до 3 км имеют отложения верхней юры на северной окраине континента (Алжиро-Тунисский прогиб). Климат континента был семиаридным, за исключением экваториальной гумидной тропической зоны, проходившей между 10° и 30° с. ш.

Австралия. Расширение морских и континентальных бассейнов и возрастание мощности отложений в унаследованных впадинах свидетельствуют об усилении контрастности тектонических движений на платформе и на тихоокеанской активной окраине. Усиливается денудация суши, в морских бассейнах преобладает накопление терригенных, преимущественно глинистых, отложений (552, 556). Внутри платформы продолжается погружение (мощность до 500 м) Большого Артезианского бассейна в условиях озерно-аллювиальной равнины. Роль угленосных осадков уменьшается. Активизация рифтогенеза на западной и северо-западной окраинах сопровождалась интенсивным прогибанием. Дельтовые (морские и континентальные песчано-глинистые) отложения в прогибах Перт и Карнаварон достигают мощности около 2 км, а на шельфе залива Бонапарт превышают 1 км. Глинистые серии (мощность свыше 1599 м) обрамляют платформу на севере, замещаясь на юго-восточной окраине морскими песчаными и аллювиальными осадками.

В орогенной зоне тихоокеанской окраины (Новая Каледония-Новая Зеландия) активизируется вулканизм (наземные андезиты), в отдельных впадинах формируются маломощные угленосные осадки.

На севере активной окраины (Новая Гвинея) отлагались склоновые глинистые серии мощностью до 900 м. В Новой Каледонии и Новой Зеландии начинается стадия быстрого погружения. В прогибе Новой Каледонии глинистые серии средней юры сменяются песчано-глинистыми осадками мощностью до 500 м (564). Мощность терригенного флиша на северо-востоке Северного острова Новой Зеландии до 5 км. В северо-западной части Северного острова мощность дельтовых песчано-глинистых отложений с участием континентальных 5 км.

Окончание см. на стр. 38

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL-PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

ПОЗДНЯЯ ЮРА
LATE JURASSIC

Масштаб (Scale) 1 : 48 000 000

РАННИЙ МЕЛ. Раннемеловая эпоха охватывает 32—46 млн. лет радиометрической шкалы (132—100 млн. лет или 144—97,5 млн. лет по разным данным). В раннем мелу протекало одно из самых значительных событий в геологической истории Земли — распад континентов Гондваны и частично Лавразии. Начало этого процесса относится еще к поздней юре. Возникшие в результате дробления и последующего раздвига обломки суперконтинентов представляли собой как окончательно сформировавшиеся современные континенты (Африка), так и крупные обломки, претерпевшие последующее вторичное дробление — Палео-Индостанский (от которого впоследствии отделились Мадагаскарский и Сейшельский микроконтиненты) и Австрало-Антарктическо-Южно-Американский палеоконтиненты. Между молодыми материками возникают и разрастаются молодые океанические впадины.

В течение раннего мела после значительной регрессии в конце юрского периода площади морских бассейнов на континентах расширяются. В неокоме (берриас-валанжин-готерив) отчасти сохраняется жаркий и аридный климат позднеюрской эпохи. Полный возврат к условиям типа позднеюрских происходит в аптском веке а в альбе наступает увлажнение и похолодание (33, 47, 49). Процесс распада Гондваны и частично Лавразии и обособление более мелких континентов оказались мощным спусковым механизмом для их быстрого воздымания, особенно вдоль новообразованных окраин, и значительной внутренней дифференциации на области поднятий и опусканий. Первые представляли возвышенные участки денудационной суши, включая, возможно, и низкие горы, вторые — аккумулятивные (низменные, но, отчасти, и возвышенные) депрессии и бассейны. На их площади накапливались как континентальные, так и морские отложения мощностью до 500 и даже 2000 м (северная часть Большого Артезианского бассейна Австралии). В рифтовых грабенах и полуграбенах внутри континентов и на их окраинах мощность отложений часто превышает 3 км, а изредка и 5 км. Мощный платобазальтовый вулканизм проявился в раннемеловую эпоху локально, но иногда на больших площадях (траппы Серра Жерал Южноамериканской платформы).

Евразия. Процесс формирования Атлантического и Индийского океанов и их окраин получил отражение в широких преобразованиях в структуре Евразии. Крупные изменения характерны для **Западно-Европейской платформы.** В конце юры-начале мела в поднятия вовлекается ее центральная часть от Арморикапского массива до Шетландской платформы в меридиональном направлении и от банок Поркьюпайн и на западе Роколл до Богемского массива на востоке. В неокоме в прогибах Селтик, Западный Эпороач и к югу от Лондонско-Брабантского массива, представлявших собой единый континентальный бассейн, отлагается дельтовый угленосный комплекс вельда мощностью до 1500 м. Вельдские фации получают развитие также на Иберийском п-ове и в узкой зоне к северу от Рейнского и Богемского массивов. Отдельные вулканические центры существовали в прогибах Поркьюпайн и западный Эпроач, на севере Брабантского массива, к югу от Центрального грабена и на стыке с поднятием Фенноскандии. Связаны они были с разломами по границам блоков. С конца берриаса начинается постепенное расширение морских бассейнов. Образуются проливы, соединяющие Бореальный бассейн с Тетисом. Наиболее крупным был пролив через Лондонский массив и Парижский бассейн. От него отделялись более узкие проливы, соединявшие Бискайский залив с Североморским бассейном. Расширяется пролив между Богемским массивом и Восточно-Европейской платформой. В проливах и вдоль массивов суши накапливались песчаные континентальные и прибрежно-морские отложения, сменявшиеся карбонатно-глинистыми осадками. В бассейне Северного моря и в грабенах Центральном и Викинг преобладало накопление глин, известняки составляют до 20 % общей мощности. Мощность апт-альбской части разреза нижнемеловых отложений 100—300 м и в унаследованных зонах прогибания обычно меньше мощности неокома. Общая мощность K_1 до 1000 м в грабене Викинг, свыше 1000 м в Нижне-Саксонском и свыше 2000 м в Кантабрии и на юге Иберийского п-ова. Во флишевом прогибе Пиренеев мощность около 3 км.

В центральных регионах **Восточно-Европейской платформы** после некоторого перерыва морские бассейны вновь расширяются и в альбе становятся близкими по размерам и конфигурации к позднеюрским. Отлагались преимущественно глины, пески, в том числе кварцево-глауконитовые, алевролиты, реже мергели, желваковые и конкреционные фосфориты, опоки, континентальные с каолиновым и бокситовым материалом частично угленосные осадки (особенно в центре и на юго-западе), сидериты, включая их конкреции, горючие сланцы, битуминозные глины, бескарбонатные глины. Наиболее длительный этап континентальной седиментации в Днепровско-Донецкой впадине — готерив-ранний альб (123). Основной этап погружений приходится на апт и альб — 100—300 м. Мощность осадков более чем в 2 раза превосходит мощность верхнеюрских и возрастает к перикратонным зонам (Прикаспийская впадина свыше 700, Печорская синеклиза свыше 300 м). Усложняется обстановка и ускоряются погружения в Баренцевоморской синеклизе (на Шпицбергене и на Земле Франца Иосифа внедряются долериты и изливаются базальты мощностью до 250 м с возрастом 105 млн. лет). Мощность глинистых серий на севере Фенноскандии (шельф Норвежского моря) достигает 3 км (217).

Западно-Сибирская впадина активно погружается, особенно в берриасе-валанжине и апте-альбе. По краям бассейна формируются осадочные клинья (31, 123, 219). В центральной части преобладало накопление глин с песчаными прослоями, изредка с бобовыми железными рудами. В южном и юго-восточном направлениях морские осадки замещаются пестроцветными и угленосными сериями с каолиновыми глинами, сидеритами и бокситами мощностью до 760 м. Общая мощность нижнемеловых отложений до 1200 м (31, 219).

Урал, Казахстан, Алтай и Саяны вовлекаются в поднятия и становятся активными источниками сноса обломочного материала в соседние бассейны. **Юг Туранской плиты, Средняя Азия и Памир** погружаются и превращаются в область седиментации с чередованием лагунных и континентальных красноцветов (песчано-глинистые серии, гипсы, доломиты) и морских (песчаники, алевролиты, глины, известняки, мергели, конгломераты) отложений. Последние преобладают в верхней части разрезов (альб). Мощность на юго-западе (Большой Балхан) достигает 1600 м.

На **севере Сибири** тектоническая и палеогеографическая обстановки претерпевают большие изменения. Поднимается Таймыр. Суша возникает и на шельфе моря Лаптевых, соединяя сушу Таймыра с сушей Гиперборейской платформы и новообразованного Верхояно-Чукотского орогена. Возникает Енисей-Хатангский залив, простиравшийся от Усть-Енисейской впадины через Лено-Ангарский прогиб до северной части Предверхоянского прогиба. Мощность морских песчаных и угленосных отложений на границе с последним до 1600 м (3).

Сибирская платформа остается в основном низкой денудационной равниной. В Вилюйской синеклизе отлагались лимническая угленосная и аркозовая континентальная формации (на уровне баррема-апта) мощностью до 400 м, а в грабенах северного склона Станового хребта — терригенно-туфогенная серия апта и альба, перекрывающая угленосные отложения неокома. Мощность отложений здесь до 1 км (3, 230).

Верхояно-Чукотская область испытывает общее поднятие и деформации и в апте и альбе превращается в ороген. В Южно-Анюйском прогибе отложение терригенных флишоидных осадков с подводными базальтами в основании продолжалось до конца неокома. В апте в зоне Южно-Анюйской сутуры начинается накопление континентальных моласс и наземных вулканитов (базальты, трахибазальты, андезиты, риолиты). Суммарная мощность отложений превышает 6 км (230, 247). В Предверхоянском прогибе накапливается угленосная лимническая и локально морская песчаная (берриас-валанжин) формации. В Ленском прогибе в конце эпохи отлагались слабоугленосные аркозовые осадки мощностью до 1 км (230). Общая мощность отложений в Предверхоянском прогибе около 3 км. В Илинь-Тасском прогибе-грабене (верховья и среднее течение р. Индигирки) мощность песчано-конгломератовой и угленосной моласс до 8 км (230).

На юге Верхояно-Чукотский ороген смыкается с орогеном Центральной и Юго-Восточной Азии. Хингано-Буреинский массив и Иншань-Яншаньская зона были охвачены вулканической деятельностью и служили продолжением Охотско-Чукотского вулканического пояса (220). Еще южнее вулканический пояс продолжался в Японию, Корею и юго-восточный Китай и Вьетнам. Вулканиты этого Восточно-Азиатского пояса представлены дацитами, андезитами, реже базальтами, туфами, ассоциировавшими со слабо угленосными, озерными и аллювиально-дельтовыми отложениями, содержащими примесь вулканогенного материала (257, 279). Мощность на Ханкайском массиве до 4500 м, в Катазии — до 6 км.

Вулканическая дуга располагалась на Тайване. Туфы пользуются широким распространением среди терригенных серий на о-вах Рюкю. Вдоль восточной окраины Ниппонской геосинклинали возникает флишевый прогиб (мощность терригенного флиша свыше 7 км), ограниченный с востока (?) сушей (микроконтинент) или архипелагом островов (313). Этот флишевый прогиб протягивается через о. Хоккайдо и запад Сахалина в Сихотэ-Алинь (мощность флиша около 4500 м). Восточнее флишевой зоны на о. Хонсю располагалась вулканическая дуга. На северо-восточном шельфе Японского моря (о. Монерон) в глубоководном прогибе изливались подводные базальты (мощность более 2 км) (662). На северо-западе Сихотэ-Алиня отложение флиша сопровождалось островодужным вулканизмом. Флишевый прогиб располагался непосредственно к востоку от Охотско-Чукотского пояса и в неокоме был связан с Южно-Анюйским прогибом. Мощность терригенного флиша в Пенжинско-Анадырской зоне свыше 8 км. В основании флишевой серии обычны вулканиты основного состава. Встречаются андезиты, туфы среднего и кислого состава, конгломераты и угли. В Корякско-Камчатской области и на Курилах преобладали глубоководные условия седиментации. Накапливались подводные базальты и кремнистые серии океанского типа с участием терригенных пород мощностью свыше 3 км (247, 251).

На западе орогена Центральной и Юго-Восточной Азии конфигурация бассейнов седиментации несколько изменяется. Продолжается накопление красноцветных и пестроцветных озерно-аллювиальных песчано-глинисто-конгломератовых моласс (Джунгарская и Ордосская впадины — около 1300 м, Сычуаньская — 2 км). Основными источниками обломочного материала служили горы Палео-Тяньшаня, Палео-Куньлуня, нагорье Байян-Хар на севере Тибета, горы Циньлинь (264).

Средиземноморский пролив Тетиса еще более расширяется. Связь его с Атлантикой становится свободной и осуществляется через Бетско-Рифский и Бискайский проливы, а в конце эпохи — и через Бургундский и Восточно-Карпатский проливы, Русское море и Прикаспий — с Бореальными бассейнами (3, 123, 217, 219). Зона с океанской корой разрастается. На дне океана Тетис и в прилегающих прогибах накапливаются карбонатные глубоководные осадки и радиоляриты, известняковые брекчии и мергели, песчаные осадки (типа контуритов), глинистые (бюнднершифер), флиш и базальты. В течение эпохи условия растяжения сменяются сжатием в западной части Тетиса (от Рифа и Бетской Кордильеры до Эллинид, Балканид и Крыма). Смена тектонического режима сопровождалась миграцией зон прогибания и часто резким изменением палеогеографических условий от глубоководных к мелководным и наоборот. Карбонатные платформы подвергаются особенно сильному дроблению в Карпато-Балканской области после накопления органогенных известняков ургонской фации в барреме-апте. Многочисленны перерывы в седиментации, присутствуют грубообломочные и гравитационные осадки — олистостромы, брекчии. Значение терригенных пород возрастает к альбу, уменьшается и фациальное разнообразие осадков и глубина их накопления. Наблюдаются «лавинные» скорости седиментации. Готерив в Предбалканской зоне имеет мощность до 2600 м в флишоидных фациях, поздний альб в Северо-Крымском прогибе (песчано-глинистые осадки) — до 2600 м (123, 129).

В прогибе Альп (Пеннинский океан), в глубоководных прогибах, включая собственно океанский, простиравшийся в зону Пинда в Греции и через Анатолию в Севано-Акеринскую зону и на его продолжении накапливались радиоляриты, пелагические известняки, карбонатные турбидиты и базальты. Мощность этих отложений не превосходит первые десятки метров (111, 123, 215).

Известняки слагают низы разреза в Крыму и на Северном Кавказе (мощность до 1200 м) (115, 123). В прогибе южного склона Б. Кавказа в берриасе-валанжине отлагался терригенно-карбонатный флиш, сменившийся терригенным в готериве-альбе (123); общая мощность около 5 км. На западе Грузинской глыбы отлагались неритовые известняки (в основании присутствуют лагунные доломиты) и клансей — альбские мергели, известняки и глины, к югу замещающиеся туфами, туфогенными песчаниками и андезитами островодужного типа (общая мощность до 500 м в Очамчира). Вулканическая дуга продолжалась через Крым в Молдавию, а к юго-востоку в Аджаро-Триалетию и Базумский хребет (северо-запад Армении).

На Малом Кавказе берриас-готеривская часть разреза представлена известняками. С баррема (ургонская фация развита довольно широко) получают развитие песчано-глинистые серии, часто туфогенные, реже встречаются вулканиты (218). В Севано-Акеринской глубоководной зоне отлагались терригенные серии гемипелагического типа (111, 123).

На западе островодужная система Малого Кавказа соединяется с островодужной зоной Понта (андезиты и риолиты альба-сеномана и терригенно-карбонатная формация — до 1000 м). В Северной Анатолии известняки ургона (баррем-апт) несогласно залегают на палеозое. Верхи слагает песчано-мергельная серия. Мощность до 300 м. Южнее переход от юры к мелу постепенный, граница проходит в известняковой толще. За исключением океанского бассейна, который разрастается к востоку, в центральной Анатолии и Тавре преобладали условия карбонатных платформ (274). В конце эпохи (альб) наступает регрессия и накапливаются бокситы.

В регионе Байер-Бассит (Сирия) на склоне южного океанского бассейна вместе с щелочными вулканитами (базаниты, лампрофиры,

трахиты, фонолиты — до 20 %) отлагались красные кремни, а в альбе — известковистые алевролиты и глины (богатые железом и марганцем — до 20 %) и кремни (25, 111, 228).

На северо-западе Ирана сохранялись условия карбонатных платформ. В Центральном и Северном Иране (Эльбурс—Восточный Копетдаг) в конце поздней юры последовала регрессия и в позднем титоне — готериве отлагались «вельдские» красноцветные и пестроцветные континентальные, иногда гипсоносные, отложения (песчаники, глины, алевролиты, конгломераты мощностью от 50 до 1000 м) формации Чах Паланг (к западу от Табаса). В барреме-апте вновь возвращаются условия карбонатных платформ и на значительной площади накапливаются орбитолиновые известняки (более 500 м в Сорхшаде) (285, 342). В отдельных прогибах в центре, на юго-западе (Луристан, Фарс и др.) и на севере Ирана (Эльбурс, Копетдаг) апт-альбская часть нижнего мела представлена глинистыми и песчано-глинисто-мергельными сериями с прослоями известняков (мощность до 3 км).

На юго-востоке Ирана известны кальпионелловые известняки (верхняя юра-нижний мел?), свидетельствующие о более глубоководных условиях. На юго-западе, в Загросе на пассивной окраине Гондваны местами накапливались карбонатные турбидиты. В Луристане отложение турбидитов сопровождалось излияниями базальтов. К югу от суши Центрального Афганистана, в зоне Фарахруд в берриасе-готериве отлагались мощные (до 6 км) терригенные серии (песчаники, глины, алевролиты). По периферии прогиба на том же уровне развиты основные и кислые вулканиты мощностью до 1000 м (в среднем течении р. Фарах). Их замещают известняки ургона (баррем-апт) мощностью до 2 км. Конгломераты, песчаники и известняки (до 1000 м) накапливались в конце эпохи (поздний апт-альб). Мощные терригенные мелководные серии неокома могут рассматриваться как дельтовые комплексы, поскольку на севере им соответствуют красноцветные континентальные отложения южной окраины Туранской плиты. Вулканиты приурочены к структурам рифтового типа. На востоке Центрального Афганистана в прогибе океанского типа офиолитовый комплекс имеет мощность до 1500 м (Кандагар). С несогласием его перекрывают мелководные песчано-конгломератовые серии (беррем-апт до 1000 м). Юго-восточнее этого окраинно-морского прогиба мощность верхней серии (район Тарин) уменьшается до 600 м и толща приобретает пестроцветный и красноцветный облик. В ней встречена фауна фораминифер баррема-сеномана. На крайнем юго-востоке, в горах Шингай располагалась островная дуга: андезиты, риолиты, песчано-глинистые породы, кремни и известняки до 1000 м внизу (баррем-апт), перекрываемые терригенной серией мощностью до 1000 м (альб-сеноман).

На Тибетских блоках преобладали континентальные обстановки с накоплением угленосных серий на западе. В апте-альбе вдоль южной окраины блока Лхаса возникает вулканическая дуга — продолжение Южно-Афганской (андезиты), а вдоль ее южного фронта в желобе (?) в зоне Инда-Цангпо отлагается терригенный флиш (259, 269).

На северной окраине Индостана, отделившегося от остальной Гондваны, происходит замещение относительно глубоководных глинистых отложений Тетиса мелководными песчаными. На северо-западной и юго-восточной окраинах продолжается морская трансгрессия. Возрастает роль дельтовых песчаных отложений, сменявшихся к более глубоководной зоне Тетиса глинистыми осадками мощностью свыше 1000 м (Нижнеиндская впадина, бассейн Камбей). В апте заканчивается накопление отложений группы Гондвана в континентальных рифтах вследствие усиления поднятий платформы. Первичное распространение этих отложений было значительно более широким, чем показано нами на картах $T\text{-}J\text{-}K_1$. Как и в юре Индостан в рассматриваемую эпоху располагался в зоне гумидного климата (33).

Как и в J_3, область накопления морских отложений простиралась от Тибета вдоль западной окраины Юго-Восточной Азии через Суматру, Яву и Калимантан на соединение с морскими бассейнами тихоокеанской окраины Азии. К западу от массива Шань-Тай выделяется зона мелководных песчано-глинистых отложений (до 250 м), затем область развития терригенного флиша, которая к западу замещается осадками глубоководного прогиба Аракан-Йома-Нага и Андаманских и Никобарских островов (офиолиты, базальты, кремни). На Суматре и Яве существовала островная дуга (андезиты, глинистые серии мощностью около 3500 м). В соседних зонах отлагались терригенно-карбонатные и карбонатные серии (на Яве до 5 км), а на востоке Калимантана (хр. Барисан) — глубоководные (базальты, кремни и островодужные андезиты и риолиты — до 3 км), к северо-востоку сменявшиеся мелководными частично дельтовыми отложениями (мощность до 1 км), а затем — на шельфе Южно-Китайского моря — песчано-глинистыми угленосными паралическими осадками. На севере Калимантана и Сулавеси и на большей части площади Филиппин и их шельфов располагалась область с океанским типом седиментации (подводные базальты, кремни, песчано-глинистые отложения (до 50 %), известняки мощностью более 2 км).

Северная Америка. В раннем мелу продолжает возрастать контрастность в направленности развития между западной, тихоокеанской, и восточной и южной, атлантической и карибской, окраинами континента. В зрелую стадию развития вступают периокеанские зоны на юге, востоке и севере. Их быстрое погружение сопровождается трансгрессией. Первый импульс раннемеловой трансгрессии на западной (тихоокеанской) и восточной (атлантической), арктической и карибской окраинах отмечается в валанжине (384, 385, 391, 395, 402). Небольшая регрессия последовала в конце неокома-раннем апте. В течение среднего и позднего апта море очень медленно расширяется до начала альба. В альбе затопление континента морскими водами резко ускоряется. Синхронно в сторону гумидизации изменяются и климатические условия (402). Морские бассейны существенно расширялись только на юге материка — в Мексике и зоне Мексиканского залива. Наступление морских вод было здесь быстрым. Структура Кордильерской активной окраины во многом наследует позднеюрскую. Существенные изменения происходят в апте и особенно в альбе, когда в поднятие вовлекаются прогибы Боусер и Таунтон и формируется крупный межгорный прогиб в центре Британской Колумбии.

Усиление поднятий в Кордильерах вызвало компенсационное опускание западной периферии Североамериканского кратона и в образовавшуюся от Аляски до Мексики широкую зону прогибания вторгается море. Резко усиливаются прогибания и расширяются области накопления в альбе в Мексиканской геосинклинали, где мощность отложений этого яруса достигает 2000—3000 м, составляя половину и более в основном карбонатных отложений нижнего мела.

В Центральной Америке бассейн после орогении Дайаблан в валанжине расширяется только в позднем апте-раннем альбе. Мелководные карбонаты на Юкатане с эвапоритами в основании перекрывают красноцветные отложения формации Тодос Сантос (ранняя юра), позднетриасовую Эль План и складчатый древний фундамент. В среднем альбе начинаются быстрые погружения, сопровождаемые подводным вулканизмом и формируется глубоководный прогиб северо-восточного простирания на территории Гватемалы и Никарагуа. Мощность отложений апта и альба превышает 3 км. В погружения вовлекается и южная окраина Юкатанской платформы. Мощность эвапоритов Кобан (ангидриты составляют до 65 % мощности формации, доломиты — около 25 %) около 3,5 км. В конце эпохи территория Гондураса, Сальвадора, Никарагуа и Коста-Рики вовлекается в новый этап поднятий (446, 460). В Центральной Америке и на Больших Антиллах скорости погружения особенно возрастают в альбе. Учитывая, что к апту-альбу приурочен также активный рост крупных соляных диапиров на севере Галф-Коста и соответственно компенсационное ускорение скорости седиментации в междиапировых зонах, очевидно, что на юге континента поздний апт и альб отличались ускоренным темпом накопления осадков в разных тектонических зонах.

В мощное прогибание вовлекается и территория Аляски. Поднятие источников сноса сопровождалось интенсивной эрозией и накоплением мощных толщ терригенных осадков. Возрастание интенсивности процессов эрозии и накопления в альбе характерно для всех структурных зон континента, включая сушу кратона и его окраины и ороген Кордильер. Расширение эпиконтинентального морского бассейна продолжалось до позднего альба включительно (384, 402, 406, 422, 444). Именно в позднем альбе происходит соединение внутреннего эпиконтинентального бассейна с морями Мексики и Карибского региона. Соотношение площадей суши и моря, показанные нами на карте, отражают сложившуюся в альбе. Отчасти это касается и состава осадков, в которых альбская часть разреза преобладает или играет значительную роль. К концу эпохи площадь седиментации возрастает почти в 2 раза по сравнению с поздней юрой. Формируются крупные дельты на атлантической окраине (Новая Шотландия: формация Миссисога), в Свердрупском бассейне и более мелкие вдоль орогена Кордильер. Плавные погружения и сравнительно стабильный режим мелководных бассейнов Кордильер, Аляски и Мексики, во многом унаследованных от предыдущей эпохи, сменяются с середины эпохи нестабильным с быстрым изменением их глубин от верхней батиали до внешней неритовой зоны (т. е. от более чем 500 до 100 м в прогибе залива Кука на юге Аляски).

К фазам регрессий приурочено возникновение эвапоритовых лагун в области Мексиканского залива. Интенсивность соленакопления, однако, резко снижается по сравнению с предыдущей эпохой. В мелких лагунах (на карте они объединены в более крупные области) локально происходила садка гипса. В Мексиканской геосинклинали они составляют 5—10 % от общей мощности раннемеловых отложений. Так же невелика их роль на западе и севере Мексиканского залива. В бассейне Юкатанской платформы и сопряженном прогибе Гватемалы и южной Мексики неокомские ангидриты составляют 35 -50 % мощности отложений (от 85 до 1800 м). В лагуне Флориды накапливались и сульфаты (ангидрит) и хлориды (каменная соль), составляя до 35 % от общей мощности отложений. Возникновение благоприятных условий для лагунного соленакопления относится к неокому. Эвапоритонакоплению способствовал рост необыкновенно крупных барьерных рифов и биогермов, протягивавшихся на тысячи километров в длину и создавших естественные ограничения лагун (439, 446). Комплекс карбонтных платформ, эвапоритовых лагун и протяженных рифогенных построек на юге Северной Америки — уникальное явление в палеогеографической истории мезозоя. В течение эпохи, особенно в апте и альбе, вдоль юго-западной окраины континента заканчивается становление мощной островодужной системы. Она протягивалась от штата Сонора и Калифорнийского полуострова вдоль побережья Мексики до Гватемалы и после некоторого перерыва продолжалась в субширотном направлении через Большие Антильские о-ва . Далее, вероятно, через Малые Антиллы, которые представляли собой эмбриональную энсиматическую островодужную систему, Северо-Карибская система продолжалась в аналогичную систему Венесуэльских и Колумбийских Анд. Подобно тому как на континенте Северной Америки островодужная система переходила к северу в краевой вулкано-плутонический пояс Кордильер, так и в Южной Америке этот островодужный пояс продолжался к югу в вулкано-плутонический краевой пояс Анд.

Южная Америка. Крупные тектонические преобразования, связанные с формированием атлантической окраины континента, контролируют быстрые и порой резкие изменения палеогеографических условий. Начало формирования атлантической окраины может быть отнесено к дате 127 млн. лет назад — возраст наиболее древних оливиновых базальтов в рифтовой впадине Эспириту Санту. Начальный этап образования окраины сопровождался также исключительно мощным и широким трапповым вулканизмом, охватившим почти всю юго-восточную часть Бразильской платформы. Толеитовые базальты, составляющие свыше 90 % мощности формации Серра Жерал в бассейне р. Параны, изливались на площади около 1 млн. км^2, начиная с конца юры при максимуме излияний в интервале 133- 120 млн. лет. Мощность трапповой серии достигает 1500 м. Максимум излияний базальтов в интракратонных впадинах Аргентины приходится в основном на альб (109—98 млн. лет назад). Излияния базальтов известны и в ряде других регионов континента, включая Гвианский щит (96, 126). Одновременно с излияниями траппов и рифтовых вулканитов Южноамериканская платформа испытывает общее поднятие и к концу неокома превращается в возвышенную сушу. Вдоль атлантической окраины с этого времени начинается формирование новых впадин (полуграбенов) или продолжается погружение возникших в поздней юре впадин и рифтов. Юго-восточная и частично северо-восточная окраины материка проходят в течение эпохи три стадии развития: рифтовую, доокеанскую, еще с господством континентальной седиментации (Реконкаво, Санта Лючия, Саладо, Колорадо и др.), рифтовую раннеокеанскую эвапоритовую (в аптском веке) и начальную фазу становления открытого океана в альбе (479, 487, 494). Общая мощность континентальных, лагунных и морских отложений в системе грабенов и полуграбенов атлантической окраины колеблется в пределах 2,5 5,5 км. Если эти впадины от Колорадо до Сержипи на севере формировались и заполнялись осадками с конца юры, то прогибы северо-восточной окраины континента Потигуар, Сеара, Баррейриньяс и Сан Луиш образовались в течение апта и альба. Тем не менее, мощность отложений (в основном глинисто-алевролитовых) достигает в них 6 км. Во впадинах севера Южной Атлантики (к северу от краевого поднятия Сан Паулу до бассейна Сержипи) в позднем апте (формация Алагоаш) осаждалась мощная (до 2 км) толща эвапоритов (хлориды и сульфаты). Соляные диапиры развиты как на континентальной окраине, так и на океанском фундаменте (618, 619, 635). В апте эвапориты накапливались и в преандской впадине Неукен (Аргентина). На платформе, за исключением некоторых унаследованных прогибов (Реконкаво, Неукен, Саладо, Колорадо) нижнемеловые отложения залегают трансгрессивно или несогласно на подстилающих отложениях. Морские отложения на атлантической окраине, вне площадей развития эвапоритов и связанных с ними диапировых структур составляют обычно до 50 70 % общей мощности нижнего мела и представлены мелководными карбонатно-терригенными (известняками — около 50 %), песчано-глинистыми и песчаными (литоральными) сериями, мощность которых возрастает в сторону океана.

Продолжение см. на стр. 38, 40

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL- PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

РАННИЙ МЕЛ
EARLY CRETACEOUS

Масштаб (Scale) 1: 48 000 000

ПОЗДНИЙ МЕЛ. Охватывает интервал времени от 100 до 66 млн. лет и по длительности близок к предыдущей эпохе. Включает в себя века от сеномана до дания (123). Начинается с австрийской фазы тектогенеза, проявившейся перед началом сеномана. Ее проявление оказало в целом большое влияние на изменение тектонических и палеогеографических условий в глобальном масштабе, несмотря на черты наследования в ряде регионов. Состояние сжатия и повышенной тектонической активности характерные для раннего мела после этой фазы тектогенеза как бы снимаются, сменяясь растяжением и плавным погружением крупных территорий Западно-Европейской, Восточно-Европейской, Северо-Американской, в меньшей мере, Африканской и Южноамериканской платформ с развитием эпиконтинентальных трансгрессий. Регрессия, вызванная перекомпенсацией осадками Большого Артезианского Бассейна, наблюдается в Австралии. На активных окраинах регрессия, напротив, охватывает все большие площади зон активных погружений, которые вовлекаясь в орогенез, превращаются в источники сноса, быстро увеличивается роль молассовых (морских, а в конце эпохи — континентальных) серий (Кордильеры Северной Америки, Анды, Охотско-Чукотская и Сихотэ-Алинь-Ниппонская части восточной окраины Евразии). Становятся ярко выраженными краевые вулканические пояса, положение которых, однако, в целом часто наследует позицию более ранних островных дуг (Анды). Значительные изменения палеогеографической обстановки вызвали движения субгерцинской фазы тектогенеза (коньяк — сантон), обусловившие в ряде регионов переход к орогенному режиму развития с накоплением континентальных моласс (Перуанские Анды и др.). Крупные изменения палеогеографической обстановки происходят и в конце маастрихта-дания, в эпоху проявления ларамийского тектогенеза. Деформации, вовлечение в поднятия крупных по площади областей активных окраин, частей платформ, регрессия в конце маастрихта — дания, отмирание краевых вулканических поясов, резкое снижение интенсивности вулканизма — следствия проявления этой фазы. Начинается следующая фаза формирования молодых океанов — Атлантического (спрединг распространяется дальше на север — в Баффинов залив) и Индийского и их окраин. Темп погружения примыкающих к ним континентов снижается, мощность отложений в осадочных клиньях уменьшается. В конце эпохи закрываются глубоководные бассейны океана Тетис, превращаются в сутуры, трассируемые выходами аллохтонных офиолитов.

Климат остается теплым на всем земном шаре. Преобладали тропические и субтропические условия в низких и средних широтах. Возможно в высоких широтах существовали зоны теплоумеренного климата. Аридные зоны были широкими (11, 33, 52) с преобладанием семиаридного сезонного климата, относительно влажного или с гумидными фазами, что подтверждается слабым развитием эвапоритов (9, 47, 49). Значительная гумидизация с расширением гумидных и редукцией аридных зон наблюдается в конце маастрихта (33, 381). Широкий вулканизм и магматизм — характерные черты эпохи. Начинаются излияния траппов Декана, базальтоидов Восточно-Африканской рифтовой системы, бимодальных серий на востоке Австралии, внедрение алмазоносных кимберлитовых трубок на юге Африки. Характерной чертой эпохи является широкое развитие писчего мела в платформенных областях Европы, Северной Америки, на окраинах континентов и в океанах. В конце эпохи (перед данием) происходят крупные изменения в животном и растительном мире. Одновременно вымирают господствовавшие до того мезозойские группы фауны: динозавры (крупные и мелкие наземные и водные рептилии), головоногие (аммониты, белемниты), двустворчатые моллюски (иноцерамы), планктонные фораминиферы (глоботрунканы и др.), существенно изменяется состав фитопланктона и наземной флоры и др. Столь крупные изменения, имевшие мгновенный и глобальный характер лучше всего объясняются космической катастрофой (8, 29, 69, 123).

Евразия. Бóльшая западная часть континента, включая Западно-Сибирскую плиту и Таримский массив на востоке, вовлекается в общее погружение и подвергается наиболее широкой в мезозое эпиконтинентальной трансгрессии. Характерно исключительно широкое развитие карбонатов (мела, известняков часто со стяжениями кремней и мергелей) от Британских островов до Туранской плиты на востоке включительно (123, 217). Активно воздымаются на Западно-Европейской платформе Иберийский и Рейнско-Богемский массивы, на периферии которых развиты обломочные отложения. Последние в ряде других регионов (прогиб Поркьюпайн, Парижский бассейн) слагают основание верхнемеловых отложений (сеноман-ранний турон), что особенно характерно для Восточно-Европейской платформы. Мощность (мел и глины) в грабенах Викинг и Центральном достигает 2 км, но обычно не превышает 600 м.

Суша **Восточно-Европейской платформы** несколько разрастается к востоку. К северо-западу от Фенноскандии отлагаются песчано-глинистые и глинистые морские отложения мощностью до 2300 м. На площади Баренцевоморского бассейна, Печорской синеклизы и проливов, соединявших бореальные бассейны с бассейнами центра и юга платформы накапливались маломощные песчаные и песчано-глинистые кремнистые осадки до 180 м (в районе между грядой Чернышева и Уралом — пески, песчаники, глины и опоки). Эти отложения обрамляли и с юга сушу платформы, достигая широкого развития в Московской синеклизе. Остальная часть Восточно-Европейской платформы от Польско-Литовской впадины до Прикаспия и Предуралья была областью накопления карбонатных и терригенно-карбонатных осадков. Преобладали писчий мел и известняки, в основании с кварцево-глауконитовыми песчаниками, глинами, желваковыми фосфоритами, иногда с опоками и трепелами, спонголитами, бурыми железняками и тонкими прослоями бентонитовых глин. К юго-западу, югу и юго-востоку (Воронежская антеклиза) возрастает количество известняков и мергелей (Причерноморская впадина, Равнинный Крым), а к востоку, к Прикаспийской синеклизе — кремнистых мергелей, глин и опок и терригенных отложений (Рязано-Саратовский и Ульяновско-Саратовский прогибы). Роль терригенных пород, чередующихся с мелом, мергелями и известняками остается значительной (до 20 % мощности) и в Прикаспийской синеклизе и еще более возрастает с приближением к Уралу. Мощность в Львовской впадине до 1200 м, в Днепровско-Донецкой до 600 м, в Тарханкутском прогибе Крыма — около 3 км, в Прикаспийской впадине до 700 м (123).

На северо-западе **Западно-Сибирской плиты** располагался относительно глубоководный бассейн, в котором отлагались преимущественно глины, опоки и диатомиты. К западу, в сторону Урала быстро возрастает роль песчаных пород, а к югу, к юго-востоку и востоку и континентальных каолиновых глин, песков и галечников, в том числе красноцветных, аллювиально-озерного происхождения. Мощность песчано-глинистых морских отложений в Усть-Енисейской впадине превышает 1300 м. В Тургае морские и континентальные (сеноман, турон и др.) отложения содержат оолитовые железные руды и бокситоносные толщи общей мощностью до 100 м. Эта зона развития континентальных и морских осадков продолжается к югу в Северное Приаралье, простираясь далее к юго-востоку вдоль Казахской возвышенности в Ферганскую впадину (3, 31).

В обширном морском бассейне на Туранской плите отлагались мелководные карбонатные и терригенно-карбонатные осадки: известняки, мел, мергели, пески и глины, изредка с фосфоритами. К востоку значение терригенных пород нарастало с приближением к Среднеамударьинской области. Еще далее морской бассейн сменялся крупным заливом, в котором накапливались лагунные гипсоносные и континентальные красноцветные глинистые и песчаные отложения и морские терригенно-карбонатные. Мощность отложений в Приамударьинском регионе около 1500 м. **Сибирская платформа** испытывала слабое дифференцированное поднятие. В ряде регионов (Южно-Тунгусское поднятие) формировались коры выветривания. В зонах прогибания (на востоке Хатангского прогиба, Вилюйской синеклизе и в Приенисейском регионе и внутри платформы) в условиях аллювиально-озерных равнин накапливались в основном песчаные серии мощностью до 500 м (Вилюйская синеклиза). В отдельных впадинах возвышенности Прибайкалья и Забайкалья отлагались угленосные и аллювиальные толщи.

Северо-восток континента переживал орогенный этап развития. Этот режим распространяется на Пенжинско-Анадырскую зону, которая вовлекается в орогенез, начиная с конца раннего мела. Первая серия моласс и турбидитов здесь формируется в позднем альбе-туроне (великореченская, перекатнинская свиты левобережья р. Пенжины). С ней связаны андезиты и туфы кислого и среднего состава. В сеноне-дании после фазы поднятий накапливается вторая морская песчано-глинисто-конгломератовая моласса, также с участием кремнистых и вулканогенных пород и замещающая ее по латерали и вертикали паралическая угленосная моласса (220, 233). Мощность осадков в Пенжинско-Анадырской зоне до 7 км. В конце эпохи (кампан-маастрихт) область интенсивных погружений смещается к востоку. Корякско-Западно-Камчатская зона превращается в задуговой флишевый прогиб, а Олюторско-Восточно-Камчатская (располагавшаяся в зоне глубоководного прогиба типа преддугового или краевого бассейна) становится островодужной системой. В Тайгоносско-Мургальской, Пенжинско-Анадырской и Корякской зонах в это время начинается главная фаза формирования покровно-чешуйчатой структуры.

В орогене Центральной и Юго-Восточной Азии тектоническая и вулканическая активность смещается на тихоокеанскую окраину. Во впадинах западной зоны орогена отлагались озерно-аллювиальные (пески, глины, эвапориты, известняки) мощностью до 2600 м (Сычуаньская впадина). В вулкано-плутоническом поясе востока континента (Сихотэ-Алинь и Катазия) извергались кислые вулканиты и их туфы мощностью до 2 км.

Средиземноморский пролив Тетиса в течение эпохи суживается. Прекращается спрединг, за исключением зоны от Кипра до Омана, где офиолиты датированы титоном, наступает этап преобладания флишевой седиментации, охватившей зоны от Рифа и Бетской Кордильеры на западе до Загросской и Наинской на востоке. Часть флишевых прогибов развивалась унаследованно (Бетско-Рифский, Бискайско-Пиренейский, Австро-Альпийский, Карпато-Балканские, Большого Кавказа), часть только вступает в этап флишевой седиментации (Сицилийско-Калабрийско-Лигурийский), а в Пелагонийско-Пиндской области зона флишенакопления расширяется, распространяясь на внешние зоны (135, 146). В кампане (80 млн. лет) тектогенез усиливается, проявляется метаморфизм высокого давления (Франко-Итальянские Альпы) и вдоль сутурных зон в середине сенона на поверхность выводятся пластины офиолитового комплекса, перекрываемые затем осадками маастрихта (Кипр, офиолиты Троодос, Оман, офиолиты Семайл и др.). Мощность флиша свыше 1000 м в Бетско-Рифском прогибе, в Лигурии до 2700 м, в Пиренеях — до 3 км, в Альпийско-Карпатской системе до 2500 м, в Балканах до 1600 м, Динаридах и Эллинидах до 3 км, Большом Кавказе (Новороссийский прогиб) до 8 км, Загросе до 4 км. Наряду с ритмичным флишем местами и временами здесь отлагались глубоководные известняки, мергели, брекчии, олистостромы и контуриты (119). В конце эпохи получают распространение олистостромы. В южной части Тетиса (западный сегмент) продолжали развиваться карбонатные платформы (мощность до 2 км в Динаридах). На севере (Южные Альпы — внутренние массивы Карпато-Балканской дуги) в зонах австрийской складчатости во впадинах накапливались мелководные, частично угленосные осадки фации Гозау мощностью до 1000 м. Вулканическая деятельность в западной части Тетиса была незначительной. Начиная от Странджи и до хр. Киртхар в Пакистане на востоке, располагалась система вулканических и рифтовых прогибов с щелочными (138) и офиолитовыми (139, 198) комплексами (Наин, Иран). Базальты, андезиты, риолиты, туфы, глины, песчаники, конгломераты, известняки, радиоляриты, мергели, марганцевые руды в различных пропорциях слагают эти серии, указывая на мелководные и глубоководные (краевых морей) условия (Севано-Акеринская зона на Малом Кавказе, группы Бела и Синджрани и формация Парх и их стратиграфические аналоги в Пакистане, Иране и Афганистане и др.). Мощность этих серий до 2500 м (Малый Кавказ, Белуджистан).

На сопряженных территориях (Предкавказье, Закавказье, Анатолиды, Тавриды, Афганистан, Аравийский п-ов) отлагались карбонатные (известняки, известняки с кремнями, мел, мергели до 1300 м (123, 152, 299) в Анатолии и терригенно-карбонатные (известняки, мергели, песчаники, глины, конгломераты, алевролиты — до 3 км в юго-западных зонах Афганистана) серии, в том числе относительно глубоководных известняков (301) и черных битуминозных глин (Хузестан, Фарс).

На **южной окраине Тибета** наблюдается регрессия. Отлагаются карбонатные и терригенно-карбонатные серии и континентальная песчано-конгломератовая и песчано-глинистая моласса (на севере). Мощность до 1000 м. На южной окраине продолжала существовать вулканическая дуга - продолжение Афгано-Пакистанской. Мощность андезитов и терригенно-карбонатных серий до 1500 м.

В западной Бирме (Аракан — Йома-Нага) и на Андаманских островах в составе офиолитовой ассоциации накапливались глубоководные известняки, радиоляриты, яшмы, подводные базальты (мощность около 3 км в Аракан Йома). Эта область краевого моря к востоку сменяется мелководной областью, в пределах которой отлагались терригенно-карбонатные серии.

Индостан подвергается трансгрессии, особенно это касается юго-восточной окраины (96). В конце эпохи на западе платформы начинаются излияния толеитовых базальтов Декана (площадь свыше 700 тыс. км^2) продолжавшиеся до раннего эоцена. Общая мощность до 2 км. На узком шельфе северной окраины платформы отлагались известняки и глины (формация Чикким), а на склоне глубоководные известняки и карбонатные турбидиты. В зоне сутуры Инда-Цангпо продолжалось накопление терригенно-карбонатного флиша Инда мощностью до 2 км и извержение основных вулканитов Драс синхронно с траппами Декана (96). Терригенно-карбонатная (глубоководная вдоль сутуры Сулейман-Киртхара) формация сменяется к востоку дельтовыми песчаниками Паб (общая мощность в Нижнеиндской впадине около 2 км).

Юго-восточная окраина субконтинента на севере (Ассам, Бангладеш) вовлекается в погружения только в кампане. На юге формируется крупный грабен: к северо-западу от Шри-Ланки на продолжении бассейна Кавери. Мощность морских карбонатных, терригенно-карбонатных и песчаных толщ до 500 м. Песчано-глинистые отложения бассейна Кавери имеют мощность около 3 км.

На **тихоокеанской окраине** площадь морских бассейнов продолжает сокращаться. В сушу превращается юго-восточная Азия, включая Суматру, Яву, юго-западную часть Калимантана и прилежащий шельф Южно-Китайского моря. Восточнее и юго-восточнее на шельфе отлагались песчаные (мощность более 2 км в Сараваке) и карбонатные серии (свыше 500 м на юго-востоке Калимантана). Склоновый флишевый прогиб отделял шельф юга Калимантана от глубоководного бассейна северо-западной части острова и Филиппин, где в глубоководных условиях формировались глинистые и песчано-глинистые вулканомиктовые серии с радиоляритами и подводными базальтами мощностью свыше 2 км (северо-запад Калимантана). В районе о-вов Самар и Минданао эти толщи замещаются подводно-вулканогенными сериями океанского типа, судя по присутствию красных абиссальных глин (291). На юго-западе о. Сулавеси возникает вулканическая дуга (мощность андезитов, песчаников и глин до 1000 м), которая на северо-западе граничила с задуговой зоной терригенного флиша (мощность до 8 км). В секторе Тайвань-Рюкю отлагались песчано-глинистые осадки мощностью более 1000 м. Вдоль Ниппоно-Сахалинского склона континента накапливался преимущественно песчано-глинистый и песчаный флиш, мощность которого изменяется от 500 м до 12 км на юго-западе Японии (зона Симанто) и достигает 6,5 км в Западно-Сахалинском прогибе. На северо-западе Сахалина их сменяют глубоководные офиолитово-островодужные серии с подводными базальтами, андезитами, кремнями и туфогенно-осадочными песчано-глинистыми породами мощностью до 8 км (Восточно-Сахалинский прогиб). Аналогичные серии накапливались на Курилах, Камчатке и в Корякии. Их мощность достигает 7—8 км (Валагинский, Пенжинский хребты).

Климат континента был теплым. На севере — субтропическим гумидным. На юге — жарким аридным. Граница между гумидной и аридной зонами проходила от Иберийского п-ва на Центральный Иран, Монголию и Желтое море (33, 47). Индостан находился в зоне экваториального гумидного климата, которая охватывала также Бирму и Индонезию.

Северная Америка. В сеномане еще сохраняется обстановка конца раннего мела. Начиная с турона, на западной окраине от Калифорнии до Аляски флишевые серии замещаются морскими и континентальными угленосными молассовыми формациями (383, 402, 457, 464). Вдоль восточной окраины Кордильер в широком предгорном прогибе смена морских моласс паралическими угленосными и континентальными растянулась от позднего кампана до конца маастрихта. В интервале средний кампан-даний (в Кордильерах) выделяются 6 крупных орогенных импульсов (385, 416, 444). Им соответствуют 6 циклотем в континентальных осадках прогиба Альберты. Каждая состоит из нижней части, включающей многочисленные мощные русловые песчаные пласты, и верхней, представленной углистыми глинами, часто с углями. Верхи разреза во многих регионах уничтожены последующим размывом, которому предшествовало накопление аллювиально-озерных осадков и торфяников. В самом конце эпохи накапливались песчано-конгломератовые отложения (даний или ранний палеоцен), указывающие на новую фазу поднятий в Канадских Кордильерах. На юге — в Мексике и Центральной Америке (Гватемала, Гондурас, Никарагуа) — молассы начинают накапливаться с конца раннего маастриха, но это обстоятельство удалось отразить не на всей территории континента.

На платформе в начале эпохи продолжается расширение морских бассейнов. На западе образуется широкое эпиконтинентальное море, смыкавшееся с морями прогибов Кордильер (452). Мощность осадков в последних, однако, превосходит в 5 и более раз платформенную, достигая 5 км. На западном склоне Кордильер мощность флишевых в основном отложений Большой Долины достигает 10 км (682). В прогибах Аляски мощность отложений позднего мела свыше 5 км. В отличие от западной орогенной окраины суша платформы была довольно низкой. Площадь перикратонных зон седиментации расширяется, но мощность отложений в бассейнах окраин уменьшается, особенно значительно на юге (Галф Кост и Флоридско-Багамская карбонатная платформа). Резко по сравнению с ранним мелом сокращается из-за продолжавшейся миграции аридной зоны к югу эвапоритонакопление в обрамлении глубоководной впадины Мексиканского залива. Гипсы и ангидриты составляют не более 5—15 % мощности K_2 на п-ове Юкатан и во Флоридской лагуне. Сокращаются и площади развития и темп накопления карбонатных пород. Продолжающие серии K_1 известняки сеномана в Мексике и Центральной Америке (известняки составляют до 20 % от общей мощности верхнемеловых отложений) сменяются терригенными (включая флиш в прогибе Сепур Гватемалы и юга Мексики), а затем в маастрихте молассовыми формациями. В прогибах Центральной Америки и Паррас (Мексика) молассы составляют до 45 % общей мощности K_2. Осадконакопление в прогибах сопровождалось излияниями базальтов, в частности, в глубоководном прогибе в туроне-сантоне к югу от платформы Юкатан. Здесь суммарная мощность флишево-молассовых отложений, возможно, превышала 8 км (448). Источником сноса этих осадков было древнее «ядро Центральной Америки» (Сальвадор, Гондурас, Никарагуа), испытавшее быстрое воздымание (460). Вулкано-плутонический пояс Кордильер проявлен многочисленными плутонами гранитов и гранодиоритов и прослоями туфов и пеплов в осадках. Значение подводного вулканизма снижается. В дуге Больших Антилл мощность островодужных вулканитов докампанского возраста достигает 3—8 км (448, 460). В кампане-маастрихте островная дуга испытывает общее воздымание, вулканическая деятельность затухает и начинается накопление моласс. К концу позднего мела почти весь материк оказывается расположенным в северной гумидной тропической зоне. Возникновение высокой горной страны на западе континента, видимо, существенно повлияло на атмосферную циркуляцию. По мере развития регрессии в конце эпохи создаются условия благоприятные для широкого угленакопления.

Южная Америка. Для большей части континента характерен спокойный тектонический режим с тенденцией к погружениям окраин платформы. Трансгрессии на юге континента, в Субандийской зоне и на атлантической окраине охватывают почти все впадины с максимумами в сеномане-туроне и раннем сантоне и главным в раннем маастрихте. Рельеф платформы подвергается выравниванию, седиментационные бассейны расширяются. Западную окраину позднемеловая эпоха застает на этапе перехода от геосинклинального режима к орогенному: после раннего сантона орогенный режим в результате перуанской фазы тектогенеза распространяется на Перуанско-Чилийско-Аргентинский сектор Анд, а в кампане — и на Магелланский прогиб. На атлантической окраине увеличивается глубина и ширина краевых бассейнов. Снижение привноса терригенного материала благоприятствует расширению карбонатонакопления в зоне внутреннего шельфа. Определяется положение структурных элементов окраины — шельфа, его внешнего края и склона. Возникают крупные активно погружающиеся прогибы — Маражу и Северо-Фолклендский (Мальвинский). Резко снижается вулканическая активность, локальные трещинные излияния известны на Бразильском щите, на атлантической окраине и в Субандийской зоне. Изливались, в отличие от K_1, исключительно щелочные базальты (96, 508). На северо-восточной окраине Бразилии (прогибы Амапа, Баррейриньяс, Сеара, Потигуар) активное формирование внешнего шельфа и склона началось в середине сантона (501), на юго-восточной окраине — в кампане (Сержипи) и маастрихте (Сантуш). В ряде приокеанских впадин погружения достигают максимума за всю историю их развития (Пелоташ, Кампуш, Эспириту-Санту, Самаму, Сержипи). Прогибание этих структур сопровождалось их расширением в сторону континента и смещением внешнего шельфа и склона в том же направлении (479, 501). В отличие от K_1 это погружение в основном было плавным, без заметных смещений по разрывам. К началу эпохи многие интракратонные впадины на юге континента (среди них впадина Сан Хорхе) заканчивают свое развитие. Наиболее широкое накопление известняков (по типу карбонатной платформы) характерно для впадины Ресифи (501).

В Андском поясе на границе K_1/K_2 установлена крупная фаза тектогенеза (соответствует австрийской), сопровождавшаяся в Чили и Аргентине внедрением батолитов, гранитоидов, датированных 98 ± ±4 млн. лет, K/A метод (96, 466, 476).

Наиболее крупные поднятия охватили **Центральные Анды**. В зоне Береговой Кордильеры Чили, в Береговой зоне и в зонах Западной и Восточной Кордильер Перу накапливаются исключительно наземные вулканиты и красноцветы. В кампане-маастрихте в Субандийскую зону вторгается море и аллювиальные красноцветы сменяются глинистыми и песчано-глинистыми лагунными и морскими отложениями (96, 495, 505). В конце маастрихта море регрессирует и вновь господствуют континентальные условия седиментации. В Северных Андах вдоль окраины краевого моря в первую половину эпохи накапливались карбонатно-глинистые (формации Коголло — турон и Ла Луна — коньяк-сантон) и глинистые (формации Напо в Эквадоре, сеноман-кампан) серии, богатые органикой (Ла Луна). К концу эпохи эвксинские фации сменяются условиями с нормальным содержанием кислорода в морских водах и в осадках (470, 474). В это время в Колумбии и Венесуэле отлагаются глины формации Колон (сантон-даний) (474, 491) и песчано-глинистые отложения формации Тина в Эквадоре (маастрихт). В конце эпохи регрессия приводит к распространению континентальных условий седиментации и смещению границы геосинклинали к северо-западу.

В южном, Магелланском сегменте Анд седиментация была в течение эпохи непрерывной. В сеномане продолжалось накопление флиша (формация Серро Торо — коньяк-ранний кампан, мощность до 2 км), в тыльно-дуговом прогибе в туроне-дании отлагались мелководно-морские и дельтовые серии, преимущественно песчано-глинистые, но с участием конгломератов и туфов (96, 468). С коньякского века ускоряется темп погружений. Особенно он был велик в позднем кампане (песчано-глинистые отложения формации Трес Пасос мощностью до 2500 м) и в маастрихте (мощность песчаников, конгломератов и глин формации Доротея до 1200 м). Переход к молассовому этапу седиментации происходит в среднем кампане (96, 506).

Эвапориты известны в Боливии, в Субандийской зоне Аргентины (формация Ольмедо, маастрихт-даний) на юге провинции Сальта (впадины Алемания и Ломас де Ольмедо). Их распространение свидетельствует о том, что центральная зона аридного пояса проходила между современными 20° и 30° ю. ш. в сеномане-сантоне, а в конце эпохи, возможно, распространялась до 10° ю. ш. Внедрение батолитов и вообще повышенная интенсивность магматизма в центральном и южном сегментах Андского пояса характерны для раннего и среднего сеномана, а также коньяка-раннего сантона, а плутоны Северных Анд внедрились в ларамийскую фазу тектогенеза: тоналиты батолита Антиохия в Колумбии — 80—68 млн. лет (467, 474).

Африка. Северо-запад континента продолжает погружаться и морские бассейны испытывают расширение. Активизация апвеллинга сопровождалась усилением в туроне и маастрихте кремне- и фосфатонакопления (Марокканская Месета, скв. 135). На шельфе и склоне материка накапливались карбонатные, терригенно-карбонатные (на севере) и песчано-глинистые и глинистые (черные битуминозные глины и др.) и песчаные морские и континентальные серии в Тарфайя и Сенегальском бассейнах (522, 527, 540, 547). Мощность до 1800 м (Тарфайя) и около 4 км (дельтовые битуминозные глины, Сенегал).

Трансгрессия на севере носила эпиконтинентальный характер. В северной зоне окраины накапливались карбонатные серии, сменявшиеся к югу терригенно-карбонатными, лагунными гипсоносными и терригенными глинистыми и аллювиально-дельтовыми осадками с лигнитами (оазис Харга). Мощность отложений в бассейне Сирт около 1800 м. Погружение северного и западного склонов Нубийского щита сопровождалось щелочно-базальтовым вулканизмом (Египет, Эфиопия).

Юго-восток материка от Эфиопии до гор Дракенсберг на юге (7, 21, 27) плавно поднимается, образуя протяженное сводовое поднятие (27, 513). В зоне рифтовой системы, возникшей к концу раннего мела (грабены Тинэрэ, Тифедет, Чад, Поли, Йола), простиравшейся от Сахарской плиты до прогиба Бенуэ, в максимумы трансгрессий (сеноман — турон, особенно ранний турон, и в маастрихте) образуется широкий (до 1000 км) трансафриканский пролив. В этом проливе отлагались преимущественно терригенно-карбонатные осадки (известняки, мергели, глины) мощностью более 400 м (545). В прогибе Бенуэ мощность терригенно-карбонатных и дельтовых лигнитоносных отложений до 4 км (544). Суша платформы, судя по значительной мощности осадков в интракратонных и перикратонных бассейнах, подвергалась интенсивной денудации.

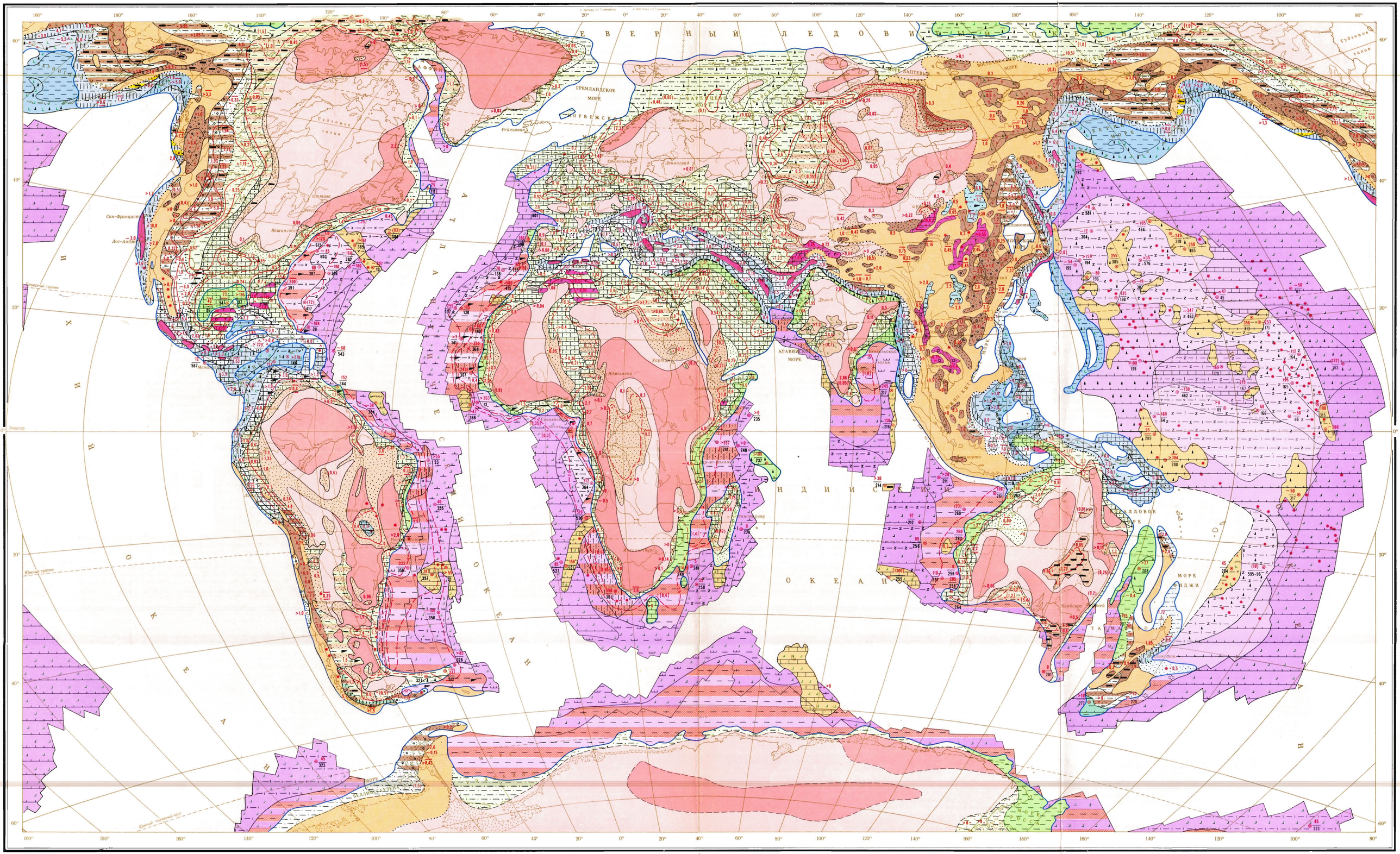
В бассейнах юго-западной окраины континента к югу от Нигерии преобладало накопление терригенно-карбонатных осадков (более 3 км в Габоне), а на шельфе Анголы и Намибии — известняков мощностью до 1100 м, которые к югу от р. Оранжевой сменяются песчано-глинистыми осадками (610).

На восточной окраине, за исключением Рога Африки, где преобладало накопление терригенно-карбонатных и карбонатных серий, отлагались глины с прослоями известняков мощностью до 4 км (Танзания). Погружение краевых зон Мадагаскара сопровождалось излияниями толеитовых базальтов. Максимальная мощность морских терригенно-карбонатных, песчано-глинистых и песчаных морских и континентальных осадков около 500 м в бассейнах западного побережья (Мурундава, Мажунга и др.).

Окончание см. на стр. 42

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL- PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

ПОЗДНИЙ МЕЛ
LATE CRETACEOUS



Масштаб (Scale) 1: 48 000 000

ПАЛЕОЦЕН. Конец мелового и начало палеогенового периода ознаменовалось проявлением ларамийского тектогенеза, сопровождавшегося усилением контрастности между подвижными поясами, значительно сократившимися в размерах, и стабильными зонами, увеличившимися за счет первых. На платформах преобладали процессы выравнивания, формировались коры выветривания, особенно на востоке Евразии. Вулканизм на платформах был слабым, за исключением Индостана, где на палеоцен приходится основная фаза излияний траппов Декана (96, 300). В океанах возрастают площади накопления красных абиссальных глин, свидетельствующие об общем погружении их дна. На континентах преобладают регрессивные тенденции, особенно сильные на тихоокеанских активных окраинах (Северная и Южная Америки, Евразия). Сокращается масштаб вулканической деятельности. Вулканические пояса распадаются и осуществляется переход к очаговому типу вулканизма. Отчасти это связано с коротким интервалом времени, приходящимся на эпоху. Гипсометрические отметки суши ощутимо снижаются, включая зоны ларамийских орогенов. Преобладают условия растяжения. Ряд крупных континентальных и океанских структур, зародившихся в мезозое, заканчивает свое развитие в палеоцене (Центральный грабен Северного моря и др.). Климат остается теплым на всей поверхности земного шара, включая Антарктиду (33, 36, 52).

Евразия. К началу эпохи происходят крупные тектонические и палеогеографические изменения, связанные с влиянием ларамийского тектогенеза. Регрессия охватывает Западно-Европейскую платформу от Шетландских о-вов на северо-западе до Богемского массива на востоке, включая Шотландское нагорье, Ирландский, Армориканский и Рейнский массивы. Эта обширная область суши, соединявшаяся на востоке с сушей Восточно-Европейской платформы, отделяет бассейн Северного моря, превратившийся в крупный залив, от бассейнов Средиземноморья. Сообщение между ними могло осуществляться только вдоль окраины Атлантики. Поднятие суши в центре платформы сопровождалось вулканизмом, связанным с рифтовым процессом при формировании Атлантики. Преимущественно наземные базальты (Брито-Гренландская вулканическая провинция) изливаются на широких площадях банки Хаттон, Фарерского и Ирландского массивов и Шетландского поднятия. Мощность палеоцен-эоценовых базальтов до 2 км (158, 189, 217). В центре бассейна Северного моря отлагались относительно глубоководные глинистые серии мощностью до 550 м, сменявшиеся к активно поднимавшейся Фенноскандии континентальными песчаными осадками, а к западу — песчаными дельтовыми и прибрежно-морскими, включая относительно более глубоководные турбидиты. Песчано-глинистые отложения накапливались на банках Хаттон (над толщей наземных базальтов — скв. 555) и Роколл и на шельфе Ирландского моря. На востоке, в Польском заливе отлагались пески, а на севере Парижского бассейна карбонаты и пески танета. Мощность и в том и в другом регионах — до 20 м. Терригенно-карбонатные и карбонатные серии накапливались кое-где на шельфе Кельтского моря и Аквитании, а также на западе и северо-западе Иберийского п-ова. Мощность их до 60 м.

Суша Восточно-Европейской платформы после датской регрессии расширилась, но в позднем палеоцене море вновь трансгрессирует, занимая значительные площади на юге платформы. Наиболее возвышенной суша была на западе Фенноскандии и особенно на Шпицбергене. Остальная часть Восточно-Европейской суши, включая, вероятно, и Баренцевоморский шельф, представляла собой низкую аккумулятивно-денудационную равнину. На северо-западной окраине отлагались глинистые и песчано-глинистые осадки (мощность до 1000 м к югу от плато Беринг). Угленосные лимнические отложения накапливались на юго-западе Шпицбергена — до 340 м (329). На юге платформы (Днепровско-Донецкий, Прикаспийский и Предуральский заливы) после регрессии в инкерманском веке морские бассейны вновь расширяются. Отлагаются песчаные, в том числе глауконитово-карцевые, песчано-глинистые, глинистые, глинисто-карбонатные осадки (до 200 м) иногда с повышенным содержанием кремнезема (опоки, диатомиты Поволжья) и желваковыми фосфоритами. К югу (Причерноморская впадина, Предкавказье, Прикаспийская впадина) они сменялись органогенно-детритусовыми известняками. В ряде этих областей заметную роль играют песчаники, глины, мергели, опоки, алевролиты. Мощность возрастает на западе к югу (до 440 м в Равнинном Крыму). В Прикаспийской впадине она не превышает 100 м. В Западном Предкавказье преобладало накопление глинисто-алевритовых осадков (ейская и коноковская свиты), мощность до 700 м (125). К Ставропольскому поднятию они замещаются песчано-алевритовыми (более 430 м в Ипатовской опорной скв.). В Терско-Кумской впадине в первую половину эпохи отлагались мергели эльбурганской свиты, во вторую — глины и алевриты свиты Горячего Ключа и абазинской мощностью более 300 м (125).

На западе Туранской плиты превалировало отложение карбонатных и терригенно-карбонатных серий. К востоку в Семиречье их замещают глины, а на юге в Среднеазиатской лагуне помимо известняков отлагались гипсы (при участии доломитов, глин и песчаников). Мощность их в Афгано-Таджикской впадине около 400 м, а в Таримской, наиболее восточной части лагуны, до 180 м.

Через Тургайский пролив морские бассейны Русской и Туранской плит сообщались с Западно-Сибирским. В нем отлагались в основном опоковидные глины с прослоями песков (талицкая свита мощностью до 220 м), замещавшиеся к прибрежным зонам песчаными и глинистыми осадками с опоками и диатомитами, а также континентальными сериями. Через впадину Карского моря Западно-Сибирский бассейн соединялся с арктическими бассейнами.

От Таймыра и Верхояно-Чукотской области на севере до Тибета и Индокитая на юге и от Центрального Казахстана на западе до Буреинского массива на востоке простирался обширный континент, на западе соединявшийся с Восточно-Европейской, а на севере через Гиперборейскую платформу с Североамериканской. Эта суша отличалась слабо расчлененным возвышенным рельефом на месте Индосинийско-Яншаньского орогена. Северная окраина арктического шельфа от устья Лены до Чукотки была занята морским бассейном, включая хребет Ломоносова и Альфа Кордильеру, в котором отлагались глинистые осадки (возможно, с опоками и диатомитами как в Западно-Сибирском бассейне). На севере в прогибах и впадинах Верхояно-Чукотской области, как и на Буреинском массиве (мощность до 140 м), значительную роль играли угленосные осадки (до 400 м). В изолированных сравнительно небольших впадинах континента отлагались аллювиальные и озерные отложения, на юге часто гипсоносные (Китайско-Корейская платформа, Индосинийский массив и др.). В Катазии и на шельфе Южно-Китайского моря в возникшей в палеоцене системе грабенов накапливались континентальные осадки и наземные базальты. Вулканические проявления известны на севере Сибирской платформы и на юге Монголии.

Восточную (от Чукотки до Калимантана) и юго-восточную и южную (от Тибета до Калимантана) окраины Азии занимал краевой орогенный пояс. Вдоль западной границы этого Чукотско-Ниппонского орогена простирался узкий и прерывистый краевой вулканический пояс, приуроченный на севере к Анадырскому разлому (возраст базальтов, изредка андезитов, 65—60 млн. лет, K/A) и прослеживавшийся через Сихотэ-Алинь на о. Хонсю до его южного окончания и юга Корейского п-ова. В Сихотэ-Алине риолиты и их туфы, на юге с углями и озерными опоками, имеют мощность более 1200 м. В Ниппоно-Корейской части распространены андезиты и риолиты мощностью до 300 м. В Хайрюзовском прогибе Западной Камчатки извержения базальтов, андезитов и риолитов протекали одновременно с накоплением угленосной молассы (до 1300 м). В Западно-Сахалинском прогибе угленакопление сочеталось с отложением песчано-конгломератовой молассы (125).

В Индонезийском секторе орогена грубообломочные континентальные серии накапливались в отдельных впадинах на Калимантане в полосе от южного Саравака до востока Яванского моря (мощность по скважинам до 400 м). В прогибе среднего течения р. Иравади отлагалась континентальная песчано-конгломератовая моласса (мощность до 1800 м). Молассовые бассейны с преобладанием песчано-конгломератовых аллювиально-дельтовых отложений (до 500 м) располагались в Тибетской части орогенного пояса. Вдоль южной окраины возобновляется слабый андезитовый вулканизм. Мощность наземных вулканитов до 150 м.

В **Средиземноморском проливе Тетиса** после проявления ларамийских движений (поздний кампан-даний), сопровождавшихся поднятиями, покровообразованием и складчатостью морские бассейны вновь расширяются. Море не захватывает, однако, области наиболее крупных поднятий Паннонского, Родопско-Пелагонийско-Таврского, Центрально-Иранского и Центрально-Афганского. Возникают и более мелкие островные источники сноса, также поставлявшие терригенный материал в окружающие бассейны. В связи с этим снижается роль карбонатных формаций и возрастает роль терригенно-карбонатных (Динариды, Понтиды, Анатолиды, Малый Кавказ, Эльбурс и др.). Мощность этих серий до 300 м, но на западе Понта до 700 м, на юго-востоке Афганистана — до 1600 м (253, 268, 271, 285, 357). Карбонатные формации тяготеют к южному и, в меньшей мере, к северному краю пролива, включая прилегающие платформы. Мощность изменяется от первых десятков метров (Тавр) до 500 м (Апеннины). На Аравийской окраине Тетиса, где располагалась крупнейшая карбонатная платформа, мощность обычно не превышает 300 м, но к востоку от Эр-Рияда достигает 600 м. Флишевые прогибы продолжают унаследованно прогибаться, но некоторые из них отмирают (Балканы и др.) или распадаются (Большой Кавказ). Протяженный флишевый прогиб возникает в Анатолидах. В Ираке в нем отлагается формация Калош (мощность до 150 м в Киркуке). К юго-востоку он продолжался во флишевую зону, возникшую вдоль Загросской сутуры (297, 301).

Вулканическая деятельность сокращается. Остаточный островодужный вулканизм продолжается в Восточном Понте (риолиты вместе с известняками имеют мощность до 1000 м), в Аджаро-Триалетах (здесь на западе изливались базальты к востоку замещающиеся боржомским флишем) и на Малом Кавказе, где в ряде зон изливались дациты и андезиты и широким распространением пользуются туфогенные породы. Отдельные вулканические проявления известны в Загросе и Центральном Иране, в Белуджистане и на юго-востоке Афганистана (андезиты, конгломераты, песчано-глинистые серии мощностью до 2 км) и на Памире. В зоне сутуры Инда-Цангпо отлагаются, видимо, терригенно-карбонатные серии так же, как и вдоль северной окраины Индостанской платформы. Погружения и трансгрессия на южных окраинах развивались синхронно с излияниями траппов Декана, достигающими максимальной интенсивности в промежутке 65—60 млн. лет. Расширяется угленакопление. После регрессии в конце мела вновь расширяется морской бассейн на северо-западной окраине Индостана. Глинистые серии в Нижнеиндской впадине достигают 1000 м мощности; в Верхнеиндской мощность терригенно-карбонатных серий превышает 2 км. На юго-восточной окраине мощность песчано-глинистых и глинистых серий до 700 м (прогиб Керала).

На западе Бирмы и на Андаманских островах (группа Порт Блэр) продолжалось отложение флишевых серий. Терригенный флиш накапливался и на шельфе к югу от Явы. На Калимантане, уже на тихоокеанской активной окраине, отлагались песчано-глинистые и флишевые серии (на севере Саравака до 500 м). На Сулавеси, шельфах прилежащих морей и на юге Филиппин отлагались терригенно-карбонатные и карбонатные относительно глубоководные (?) осадки. Севернее (о. Лусон) песчано-глинистые серии сочетались с андезитами и кератофирами (до 1800 м). На западе Тайваня флишоидные серии достигают мощности 3 км. Флишоидные формации (с конгломератами и песчаными осадками) накапливались, видимо, на окраине от Тайваня на юге до Камчатки. Палеоцен известен, однако, только на востоке Хоккайдо (песчано-конгломератовая серия мощностью до 1500 м), поэтому принятая трактовка условна.

В области Камчатско-Корякской активной окраины островодужный вулканизм (андезиты, базальты, кремнистые породы) сочетался с накоплением терригенных и туфогенных образований, туфов и флишоидных серий (ивтыгинская, иночвиваямская и др. свиты) мощностью более 2 км (222, 242).

Северная Америка. Конец мела (маастрихт-даний) и начало палеогена (до среднего эоцена) ознаменовался тектоническими деформациями ларамийской эпохи тектогенеза (374, 385, 386, 436). Происходит расширение орогена Кордильер практически до современных границ и сокращение интенсивности вулканизма и магматизма в целом к концу эпохи (434, 449, 457). Поднятие внешних западной и восточной зон орогена от Аляски до Центральной Америки сопровождалось складчатостью, образованием шарьяжей и сдвигов. Во внутренних зонах движения по сдвигам и взбросам было локальным процессом. В позднем палеоцене преобладали выравнивание и снижение сводового поднятия орогена. За исключением Канадских Скалистых гор, восточный склон орогена был низким и слабо расчлененным. Горы средней высоты сохранились в его центральной зоне и на западном склоне. Небольшие и редкие межгорные впадины содержат грубообломочные отложения. Только на Аляске и в бассейне Уинд Ривер возникают сравнительно крупные впадины. Наиболее быстрое прогибание происходило во впадине Уинд Ривер, где мощность аллювиально-озерных в основном глинистых осадков формации Форт Юнион превышает 1500 м. Гумидный и теплый тропическо-субтропический климат господствовал на большей части континента (33, 381). Густые леса, болота и равнины типа саванн — основные ландшафты горной области орогена Кордильер и Североамериканской платформы в палеоцене (405, 412, 417, 463). Вдоль западной окраины орогена накапливался флиш; на юге Аляски с редкими покровами базальтов и общим преобладанием глин — угленосная и морская молассы мощностью до 1000 м в отдельных впадинах (382, 396). Отдельные вулканы извергали кислые вулканиты на севере Аляски, вулканиты среднего состава в Аризоне и Нью Мексико, а основные и средние — вдоль северного склона Аляскинского хребта. Среди морских осадков господствуют глинистые серии. Они отлагались на шельфах и в глубоководных зонах Канадской котловины, атлантической окраины и Мексиканского залива. Контуры соленосных лагун на Юкатане и Флориде несколько изменяются. Временами происходила садка сульфатов (ангидриты составляют до 30 %), переслаивающихся с карбонатными

отложениями. Условия тектонического растяжения господствовали на северо-восточной и юго-восточной окраинах континента. Погружение новообразованных окраин сопровождалось трансгрессией и мощными излияниями толеитовых базальтов и пикритов большой мощности (до 9 км) на западе Гренландии (395). В восточной Мексике глубокий предмаастрихтский каньон заполнялся песчано-глинистыми турбидитами формации Чиконтепек мощностью до 1300 м. Мощность нефтеносных отложений дания до 70 м, но каньон заполнен в основном позднепалеоценовыми отложениями (до 1000 м), указывая на возрастание дельтового выноса из области ларамийского орогена Мексики (460).

Южная Америка. Регрессия на континенте, вызванная проявлением ларамийского тектогенеза, охватывает обширные области, покрытые морем в позднемеловую эпоху, за исключением Патагонии. Еще в дании море оставляет Субандийскую зону Боливии, Перу, Эквадора и окраину Гвианского щита в Колумбии и Венесуэле. Ларамийские деформации и сопровождавшие их поднятия распространяются на зону Карибских хребтов Венесуэлы, систему вулканической дуги на западе Колумбийских и Эквадорских Анд, узкую Береговую зону и отчасти зону Западной Кордильеры Перу и Чили до о. Южная Георгия на крайнем юго-востоке. Вулканизм в зоне, охваченной ларамийским тектогенезом, заметно снижается к востоку (467, 476, 495, 499). Очаги вулканизма и интрузивно-магматические проявления известны в Эквадоре — базальтовые дайки с возрастом по радиометрическим данным 65—61 млн. лет, на юге Перу (77—58 млн. лет), в центральной части Чили (70—59 млн. лет — риолитовые туфы и андезиты формации Ло Валле), андезиты на Огненной Земле — 60—40 млн. лет (467).

В южном секторе орогена Анд нами показан весьма условно вулканический пояс, вытянутый от Боливии (андезиты формации Токепала с возрастом 70—59 млн. лет) до Патагонии (серия «Андезитика»). Мощность отложений этого пояса не превышает 200—300 м (за исключением более мощных озерных осадков), мощность вулканитов в составе этих серий еще меньше (до 100 м) вследствие очагового характера вулканизма.

На северо-западе Анд продолжались погружения, сопровождавшиеся ослабленным ультраосновным и основным магматизмом (прогиб Ромерал северо-западнее массива Санта Марта Колумбии). Предполагаемые глубоководные желоба геосинклинали Боливар условно показаны заполненными флишем. В Колумбии (прогибы Сину, Сан Жасинто) палеоцен еще не вскрыт бурением (474, 491, 504).

Атлантическая окраина в палеоцене проходит стадию обрушения, начавшуюся в маастрихте (501). Низка скорость седиментации в позднем палеоцене: мощность отложений зон Globorotalia pusilla pusilla — Globorotalia velascoensis в скважинах Бразилии (впадины от Алагоаш до Эспириту Санту) от 45 до 280 м несколько превосходит мощности отложений дания 18—245 м (в объеме зон Globoconusa doubjergensis — Globorotalia pseudobulloides). В большинстве впадин-полуграбенов атлантической окраины этап медленного погружения шельфа и распространения глинистых и глинисто-карбонатных осадков заканчивается в конце палеоцена и фациальные зоны и край шельфа начинают смещаться в сторону океана. На юге континента, в Патагонии, сохраняется крупный морской бассейн. Отдельные проявления вулканизма (толеитовые и щелочные базальты) известны также на юго-восточном побережье Бразилии от Арольош на севере до южного края залива Сантуш, очевидно, представляя отголоски значительно более широкого мелового вулканизма. Суша платформы в палеоцене представляла собой низкую с отдельными небольшими возвышенностями денудационную равнину.

Климат в палеоцене существенно не изменяется по сравнению с климатом позднего мела и сохраняется повсеместно теплым и жарким, на юге континента субтропическим или теплоумеренным (33, 52).

Африка. Суша подвергается интенсивной денудации и в основном превращается в слабо расчлененную низкую равнину. Вынос обломочного материала в седиментационные бассейны ослабевает, что подтверждается значительным уменьшением мощности осадков (в 10 раз) на западной и восточной окраинах. На западной окраине терригенно-карбонатные и карбонатные (Сенегал) мелководные серии сменяются на континентальном склоне глинами (мощность до 200 м на юге Сенегала). Глины отлагались также на шельфе и склоне Гвинейского залива до устья р. Конго; их мощность до 150 м. В дельте Нигера мощность песчано-глинистых морских и паралических угленосных серий до 1500 м. На юге западной окраины континента отлагались терригенно-карбонатные и карбонатные серии (мощность известняков на шельфе Намибии до 250 м).

На западе северной окраины континента (Марокко, Алжир) морские бассейны сокращаются. Уменьшается площадь отложения лагунных гипсов (Алжирская Сахара). Транссахарский пролив превращается в узкий вытянутый к югу до Мали-Нигерской синеклизы залив (мощность терригенно-карбонатных осадков около 130 м). К востоку карбонатные (мощность около 100 м, а с эвапоритами — до 200 м) и терригенно-карбонатные (до 800 м во впадине Сирт) осадки замещаются песчано-глинистыми и глинистыми мощностью до 100 м в дельте Нила. Через впадину Красного моря египетская часть бассейна сообщалась с морями юга Аравии и Рога Африки. Здесь отлагались терригенно-карбонатные, карбонатные, а на континентальном склоне глинистые серии. Южнее, в Кении и Танзании, накапливались песчаные, песчано-глинистые и глинистые серии, включая дельтовые турбидиты (мощность во впадине Кисимайо до 1300 м).

На окраине Мозамбика и ЮАР в отличие от северных районов море несколько отступает по сравнению с предыдущей эпохой. Отлагаются (в основном в пределах современного шельфа) терригенно-карбонатные серии, в дельте р. Замбези до 200 м мощностью, а в дельте р. Лимпопо и песчаные осадки мощностью до 300 м. На Мадагаскаре морские бассейны отступают до современной береговой линии. На шельфах и склонах микроконтинента накапливались почти исключительно рифогенные карбонатные отложения, причем на севере преобладают доломиты (в бассейне Мажунга мощность до 600 м) и встречаются базальты.

Климат на континенте был жарким и влажным (650). Климатическая зональность остается близкой к позднемеловой (33).

Австралия. Суша платформы остается в основном низкой денудационной равниной, находящейся в благоприятных климатических условиях для развития кор выветривания (552, 571, 586). Возраст континентальных осадков проблематичен и контуры их распространения показаны условно. Регрессия, начало которой связано с предыдущей эпохой, усиливается. Площадь суши становится больше современной. Сокращение площадей седиментации и снижение скорости погружения окраинных бассейнов способствует расширению зон накопления карбонатных осадков на северо-западном и западном шельфе. Мощность карбонатных и глинистых формаций до 150—300 м в 10 раз меньше мощности верхнемеловых отложений, возможно, из-за многочисленных внутриформационных перерывов, вызванных течениями. На северной окраине континента мощность песчаных осадков до 200 м. К востоку полоса песчаных отложений продолжается до южного окончания Большого Барьерного Рифа. На склоне этой части окраины отлагались, вероятно, турбидиты. На южной окраине платформы отлагались мелководные песчаные (до 400 м, Бассов пролив) и более глубоководные глинистые (до 100 м) отложения (567). На микроконтиненте Лорд Хау, отделенном от основной части Австралийского континента спредингом Кораллового и Тасманова морей, продолжаются погружения в пелагических условиях. Мощность наннопланктонного ила 10 м (скв. 207), нанномела, кремней и радиоляриево-диатомовых илов 17 м (скв. 208) Поднятие Норфолк и Новая Каледония были, возможно, в основном сушей с зонами накопления глин на севере и на юге. Суша Новозеландского блока была сильно пенепленизированной низкой равниной с довольно крутыми склонами, в пределах которых отлагались глины, песчаные осадки и глинистый мел (скв. 277) мощностью до 100 м (587, 588).

На активной окраине севера континента (Новая Гвинея, Меланезия) преобладало карбонатонакопление (до 1900 м в Папуа) на фоне излияний подводных базальтов (на Соломоновых о-вах известняки и базальты имеют мощность до 300 м).

В палеоцене формируется **островодужная система Новых Гебрид, Фиджи, Лау и Тонга-Кермадек**. В пределах этой единой островодужной системы, возникшей на океанской коре, изливались базальты, андезиты и риолиты и отлагались кремнистые осадки (593).

На дне Кораллового и Тасманова морей отлагались в основном гемипелагические глины с большим содержанием каолина (скв. 283), мощность 188 м, вследствие эолового выноса с континента. К востоку значение глин падает (40 %), преобладают нанноилы с кремнями (до 10 %) мощностью до 5 м (скв. 206).

Как и юг Австралии, Новая Зеландия в палеоцене находилась в зоне гумидного субтропического климата (587).

Антарктида. Ларамийский тектогенез выразился в резком ускорении поднятия (до 55—135 м/млн. лет против 16 м/млн. лет в J_3—K_2) Трансантарктических гор (573). Это воздымание связано с отделением Антарктиды от Австралии. Морские мелководные песчаные отложения известны только на о. Сеймур на северо-востоке Антарктического полуострова. Мощность их до 50 м. Из-за отсутствия на остальной площади континента доказанных отложений палеоцена палеогеографическая обстановка на платформе и в зоне активной окраины показана условно. Вулканическая дуга протягивалась от о. Александра до Южных Шетландских островов. Мощность наземных андезитов этой зоны превышает, видимо, 500 м.

Атлантический океан. Формированием узкого Норвежско-Гренландского спредингового бассейна завершается становление Атлантического океана (599, 601, 602). Продолжался спрединг и Баффинова бассейна (608, 614, 623). В этих впадинах отлагались гемипелагические турбидиты и глинистые осадки с незначительным участием карбонатных илов. К югу их количество быстро растет и южнее 53° с. ш. они получают довольно широкое распространение (643). В Центральной и Южной Атлантике сокращение выноса терригенного материала с континентов приводит к уменьшению площадей накопления гемипелагических осадков — турбидитов и глин. Снижение подводной вулканической активности, возможно, одна из причин сокращения площадей развития цеолитовых глин. Но самое важное обстоятельство заключалось в снижении высоты срединного хребта при сохранении высокого положения уровня карбонатной компенсации. Это при продолжающемся общем погружении океанской впадины привело к скачкообразному возрастанию площадей накопления абиссальных красных глин, красных цеолитовых глин и других типов бескарбонатных глин (пестрых и др.). Мощность абиссальных глин изменяется от 5 до 30 м (скв. 355, 543 и др.). Кремни, турбидиты и гемипелагические глины в значительных масштабах отлагались лишь в Марокканской и Канарской котловинах (до 110 м в скв. 140). Кремнисто-карбонатные осадки (мощность до 70 м в скв. 516) накапливались на поднятии Риу-Гранди, а нанно-фораминиферовый мел и карбонатные турбидиты — на Китовом хребте (в скв. 524 мощность 132 м, скважина пробурена на склоне, обычно же мощность не превышает 8 м, скв. 529). Особенности распределения различных типов осадков свидетельствуют в пользу значительного усиления циркуляции, особенно вдольбереговых и контурных течений (642).

Индийский океан. Та же направленность в изменении состава и распределения на площади дна океана различных типов глубоководных осадков характерна и для этого океанского бассейна. Площади распространения красных абиссальных глин увеличиваются за счет площадей накопления карбонатных осадков (карбонатных илов и мела). Сокращаются площади накопления гемипелагических глин и турбидитов. Их мощность значительна, судя по сейсмическим данным, только в Бенгальском заливе. Важным отличием зрелой стадии развития Индийского океана от Атлантического является наличие крупных площадей отсутствия абиссальных осадков P_{1-2}, связанное усилением подводных течений (76). Мощность красных глин в глубоководных котловинах — 30 м (скв. 239, Маскаренская котловина), 40 м (скв. 241, Сомалийская котловина), 10 м (скв. 211 и 256, Западно-Австралийская котловина). Продолжается формирование Чагос-Лаккадивского и Восточно-Индийского внутриокеанских хребтов. На последнем (скв. 214) отлагались угленосные и затем мелководные морские осадки мощностью свыше 100м (76, 646, 647). Сейшельское поднятие продолжает медленно погружаться. Мощность кремнистых известняков с глауконитом и мела около 200 м (647, 648). К юго-востоку от Сейшельского микроконтинента возникает Маскаренское океанское поднятие: мелководные и более глубоководные известняки, базальты, и трахиты мощностью свыше 210 м вскрыты скважиной (654).

Тихий океан. Общее погружение, охватившее и центральную часть океана, повышение уровня карбонатной компенсации приводят к крупным изменениям состава и распределения осадков на его ложе. Резко возрастают площади накопления красных глубоководных глин, особенно в северо-западной части современного бассейна. Отчетливо выделяется экваториальная зона высокой биологической продуктивности (155 м кремней и нанно-мела в скв. 199, Каролинская абиссальная равнина), к которой приурочено наиболее интенсивное кремне- и карбонатонакопление. Относительное количество кремнезема в осадках по сравнению с предыдущей эпохой и площадь их распространения уменьшаются. Как на дне океана, так и на поднятиях установлены перерывы в седиментации. Мощность красных глин к западу от поднятия Шатского 10 м (скв. 51), известняков и кремней — 6 м (скв. 462, впадина Науру). Мощность карбонатных и кремнисто-карбонатных осадков на океанских поднятиях колеблется в широких пределах: от 23 м на поднятии Шатского (нанноил, скв. 577) до 130 м (наннофораминиферовый мел и кремни, скв. 317) на плато Манихики (76, 664, 677).

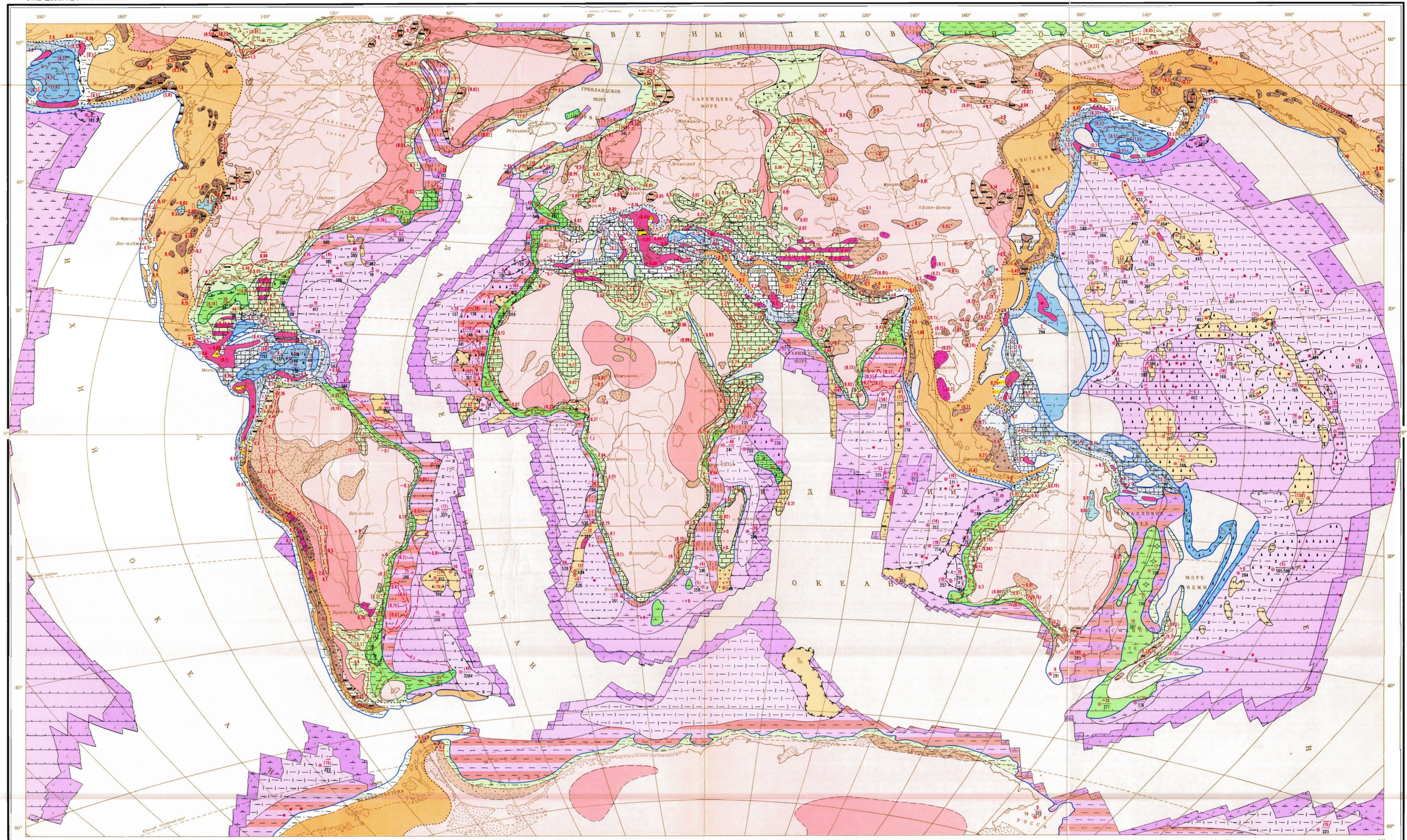
На западе Тихого океана возникает Филиппинский спрединговый бассейн, в котором отлагаются красные абиссальные глины (312, 667, 672, 686, 689).

Северный Ледовитый океан. Канадская и котловина Толля-Макарова продолжают погружаться и в их пределах отлагаются гемипелагические глины, возможно, с кремнистыми илами, как и в предыдущую эпоху. Начинается раскрытие океанской котловины Амундсена-Нансена. В ней предположительно накапливались турбидиты.

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL-PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

палеоцен

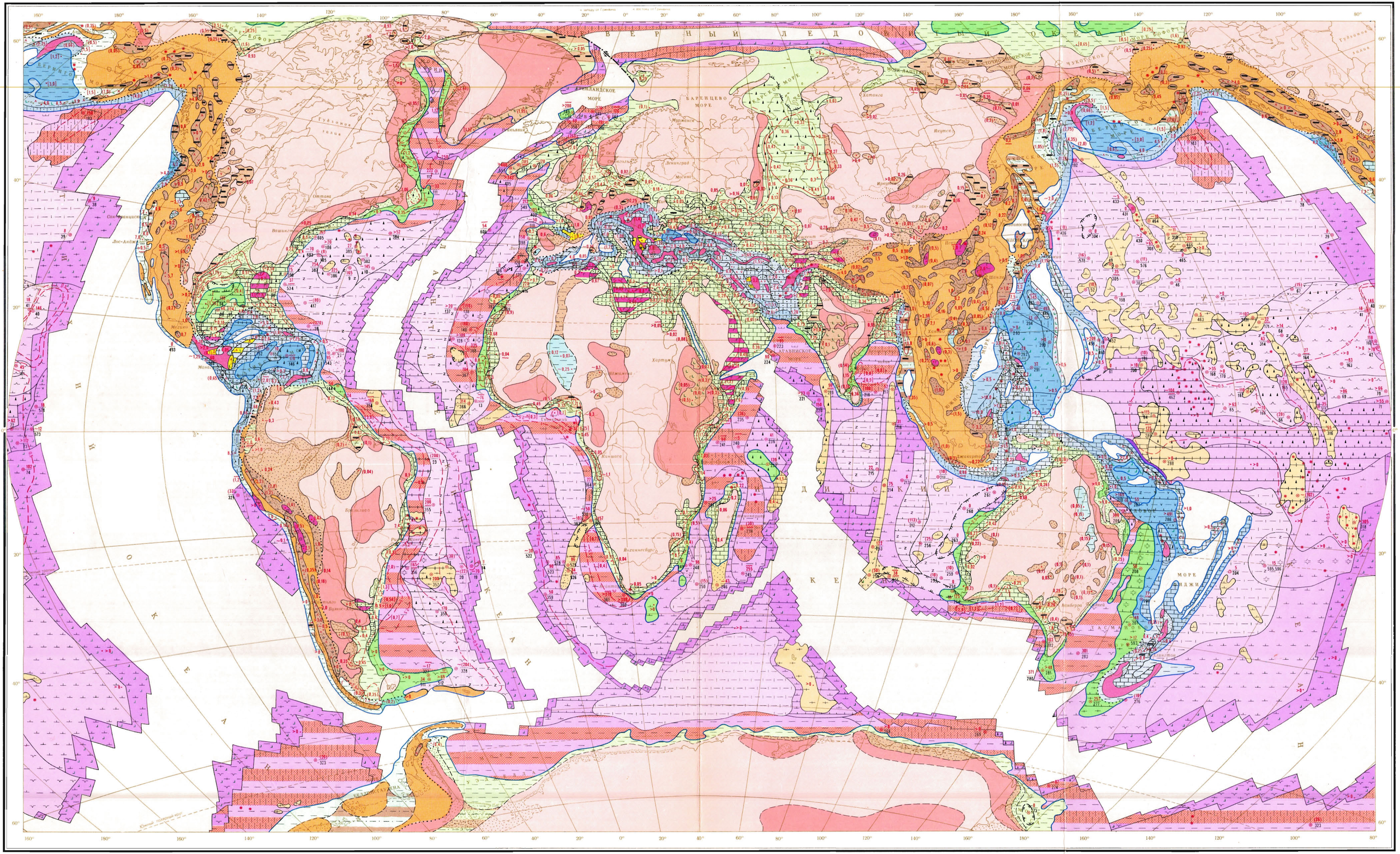
ПАЛЕОЦЕН
PALEOCENE



Масштаб (Scale) 1:48 000 000

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL-PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

ЭОЦЕН
EOCENE



Масштаб (Scale) 1 : 48 000 000

ОЛИГОЦЕН. Глобальные тектонические и палеогеографические изменения, обозначившиеся к началу эпохи, были обусловлены пиренейским, инкским и синхронными им фазами тектонических движений конца среднего-позднего эоцена. Их проявление выразилось в разрастании орогенных зон, изменении структурного плана, регрессии морей и переходом к формациям молассового типа. В течение 3—5 млн. лет произошло полное изменение облика земной поверхности, зарождение современной структуры Земли — горных систем, окраинных и внутренних морей. Начинается раскрытие задуговых бассейнов на западе Пацифики — Командорского, Сикоку, Кюсю-Палау, сопровождавшееся дуговым вулканизмом. Заканчивается формирование Западно-Филиппинского моря и Западно-Гебридского бассейна. Ослабевают вулканизм и магматизм. Усиливается похолодание, разрастаются ледники на Антарктиде. Субтропическая растительность замещается в средних широтах листопадной. Усиливается океанская циркуляция, снижается уровень карбонатной компенсации (на 2 км у Антарктиды), расширяются площади подводных размывов на дне океанов, морей, склонах и океанских шельфах континентов. Возрастают различия в типах океанских осадков и их распределении на площади дна Атлантического, Индийского и Тихого океанов.

Евразия. На западе континента сокращаются площади, покрытые морем. Максимум регрессии приходится на конец эпохи, когда закрывается Польско-Припятский пролив, осушаются Тургайский прогиб и Ферганo-Таджикский залив. Связь морей Черноморско-Каспийской области на западе со Средиземноморскими бассейнами, а на юге — через Иран — с Аравийским морем становится затрудненной, и она превращается в полуизолированный бассейн—Паратетис в эгерском веке. Суша Центральной Азии через Тибет и Памир впервые соединяется с сушей Афганистана и Ирана. На восточной и юго-восточной окраинах морские бассейны несколько расширяются (3, 32, 124, 125, 237, 356, 359, 660). Вдоль побережья Сихотэ-Алиня прорывается море и Япония вместе с возвышенностью Ямато превращается временами в остров.

На Западно-Европейской платформе наиболее крупные изменения происходят в Пиренеях. Флишевый прогиб превращается в источник сноса, к концу эпохи расширяются континентальные условия седиментации. Устойчивой и относительно глубоководной областью накопления остается бассейн Северного моря (глубоководные глины с холодноводной фауной мощностью до 700 м). Глины отлагались и в бассейнах Поркьюпайн и Нижнесаксонском (179, 196, 217). Атлантическая окраина после прекращения вулканической деятельности стабилизируется, погружения здесь незначительны. Отлагались терригенно-карбонатные (известняки, наннофораминиферовый мел, глины) и карбонатные (нанномел, нанноил на шельфе Ирландского моря) и кремнисто-карбонатные (скв. 118, мощность 120 м), представленные диатомовым илом и нанномелом, серии (76). Активно погружаются грабены Рейнский (до 1800 м) и Бресс (до 1500 м). Лагунные условия в них перемежались морскими и континентальными. Продолжалась вулканическая деятельность. В бассейне Западных Альп (Прованс) мощность соленосной молассы более 2 км. В Польско-Припятском проливе в конце эпохи начинается угленакопление. Вопрос о точном времени закрытия Польско-Припятского пролива и разъединения морских бассейнов Западной Европы и юга Русской платформы остается открытым.

Суша **Восточно-Европейской платформы** разрастается, но на северо-западе и севере ее граница не совсем ясна из-за последующего глубокого размыва дочетвертичных осадков. Морские отложения представлены глинами с прослоями пепловых туфов и диатомовыми илами (более 20 м в скв. 339—340, плато Вёринг). В сторону суши, как и в Западной Европе, они сменялись угленосными лимническими осадками мощностью до 545 м на Шпицбергене (156), На юге, в морском бассейне Брестской, Припятской и Днепровско-Донецкой впадин, отлагались глауконитовые пески верхней части харьковских слоев (берекская свита) и пески (прибрежно-морские дельтовые и аллювиальные) полтавской серии мощностью до 120 м (3, 32, 125). В Причерноморской и Прикаспийской впадинах развиты песчано-глинистые серии мощностью до 600 м. К юго-востоку море юга Русской платформы продолжалось в морской бассейн Туранской плиты, в котором преобладало отложение глинистых и песчано-глинистых серий мощностью более 400 м. Далее к юго-востоку они сменяются в основном континентальными песчано-глинистыми красноцветными сериями мощностью около 600 м в Таджикской впадине. К востоку от Арала, в Тургайском прогибе и Западно-Сибирской низменности устанавливаются континентальные условия отложения. Накапливались аллювиальные, озерные и болотные с торфяниками осадки мощностью свыше 400 м. Обширное Туртасское озеро в центре Западной Сибири содержит фауну моллюсков байкальского типа, свидетельствующую о существовании Палео-Ангары (32). Центральный Казахстан, Алтае-Саянская область, Сибирская платформа, север Верхояно-Чукотской области, Забайкалье и Прибайкалье, почти вся Монголия представляли собой низкие денудационные равнины, постепенно втягивающиеся в поднятия Во впадинах этой обширной платформенной области отлагались разнообразные осадки — озерные, аллювиальные, угленосные мощностью до 500 м. К северу от Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы и Таймыра в заливах Северного Ледовитого океана накапливались в основном глинистые морские и морские песчано-глинистые и лимнические угленосные, аллювиальные и озерные глинистые и песчано-глинистые осадки мощностью до 255 м в устье Колымы.

В **Средиземноморье**, включая Карпато-Динарскую область, продолжаются активные погружения, андезитовый вулканизм (районы Балатон-Баконь и Марош). В первую половину эпохи завершаются главные деформации в Пеннинской и Австроальпийской зонах Альп, сопровождавшиеся поднятием, расчленением на блоки, внедрением гранитоидов и гравитационными шарьяжами. Начинается складчатость в Гельветской зоне, продолжавшаяся до конца миоцена. Бетский и Рифский проливы связывали Средиземноморский бассейн с Атлантикой. В Бетско-Рифско-Тельско-Тунисской системе прогибов отлагались турбидиты (дельтовые?), песчаники и глины мощностью до 4 км, в конце эпохи нумидий, вдоль края прогиба (Телль) «пески Бохари» (мезотелльские покровы). Погружения сопровождались вулканической деятельностью. В Сицилийско-Лигурийском прогибе отлагались флишоидные серии: песчаники Ранцано, «скаглия синереа» мощностью до 3 км в Лигурии, глинистые и песчано-глинистые серии севера Апеннин и Ломбардии (160). Вероятно, суша Апулийского массива соединилась с сушей Альп и Карпат. В Динарско-Эллинском прогибе (Ионическая зона), протягивавшемся до Кипра, отлагались обломочные серии — продукты размыва Родопско-Пелагонийского массива (микробрекчиевые известняки, песчаники, глины) мощностью более 500 м. Во флишевой зоне Карпат продолжались активные погружения (более 2300 м в Силезской зоне Советских Карпат). Флишоидные серии (песчано-глинистые кросненские слои) в осевой зоне бассейна связаны фациальными переходами с глинистыми и мергелистыми (менилитовые слои), часто битуминозными, сериями, развитыми по краям прогиба (125, 171). В Паннонской зоне прогиба к западу (г. Любляна, Югославия) флишоидные серии сменяются рыбными сланцами нижнего кисцелия и после регрессии в середине эпохи — морскими и аллювиальными песками (горы Баконь), замещающими шлир к западу (мощность более 1000 м).

Обширная область суши в альпийском поясе, контуры которой наметились во время ларамийского тектогенеза, разрастается (Паннонский массив, Родопско Пелагонийский, Эллиниды, Понтиды, Анатолиды, Тавриды, Ираниды и Афганиды). Возникают или увеличиваются в размерах поднятия Большого и Малого Кавказа, появляются поднятия в Иране — Эльбурс и др. В начале эпохи все эти массивы суши представляли крупный архипелаг островов. Прогрессирующее нарастание поднятий и усиление денудации приводят к увеличению сноса терригенного материала и сокращению карбонатонакопления, которое локализуется почти исключительно вдоль южной окраины Тетиса. К северу от архипелага, в бассейне Паратетиса, связанном с реликтовым Тетисом через Молдавский пролив и через Иран — с Индийским океаном и через моря Восточно-Европейской платформы и Польско-Припятский пролив с бореальными бассейнами отлагалась преимущественно глинистая майкопская серия (хадумская свита — известковистые и неизвестковистые глины и мергели), ранне- и среднеолигоценового возраста и низы среднемайкопских отложений — преимущественно неизвестковистых богатых органикой глин, с бескислородными условиями на дне бассейна. На окраинах Паратетиса формировались крупные залежи марганцевых руд (Никополь, Чиатура и др.). К краям бассейна содержание песчаного материала возрастало. Можно полагать, что Майкопский бассейн был опресненным (32, 125). Мощность осадков до 2 км, верхняя граница из-за отсутствия фауны часто проводится условно. Отдельные молассовые прогибы внутри альпийского пояса продолжали прогибаться (Фракия — Западный Тавр морские терригенно-карбонатные и угленосные осадки мощностью до 2500 м). В прогибе-лагуне Восточной Анатолии отлагались песчано-конгломератовые и озерные гипсоносные осадки мощностью до 2 км (320). Терригенно-карбонатные и континентальные отложения отлагались к югу от Эльбурса (мощность до 500 м). К юго-востоку, в направлении Макрана они сменялись морскими терригенно-карбонатными осадками мощностью до 700 м, терригенными мелководными, а на юге — терригенным флишем (более 800 м). На Аравийском п-ове отлагались карбонатно-терригенные и карбонатные, изредка с эвапоритами, серии (юго-восточная граница распространения морских осадков проведена условно из-за последующего размыва) мощностью до 240 м (Фарс).

Грубообломочная континентальная моласса отлагалась на юго-востоке Афганистана. В верховьях Инда — озерная глинистая (плато Потвар, Соляной кряж, Джамму и Кашмир) мощностью более 2 км (225, 316). В прогибах орогена Центральной и Юго-Восточной Азии, испытывавшего слабое воздымание, отлагались преимущественно аллювиально-озерные с эвапоритами, угленосные и битуминозные серии, обычно мощностью не более 200—300 м. Во впадинах у тихоокеанской окраины мощность до 4 км в рифтовом Северо-Китайском бассейне. Излияния щелочных базальтов тяготеют к рифтовым структурам и протягиваются от низовьев р. Хуанхэ до Лаоса и юга Вьетнама. В центральных районах Таиланда известны щелочные риолиты. На Суматре и Яве формируется краевой вулканический пояс. Мощность андезитов, перемежающихся с аллювиальными осадками до 1000 м (восток Суматры).

Индостанская платформа испытывает поднятие, возрастает объем сноса. Мощность глинистых серий в Синде (Нижнеиндский прогиб) свыше 1700 м (формация Нари). Южнее, на западной окраине отлагались карбонатно-терригенные (около 500 м), карбонатные (до 1600 м на шельфе Бомбея) и глинистые (с участием известняков) серии (до 440 м на юге Камбейского бассейна (330). В последнем отлагались частично континентальные серии (формация Тарапур) с преобладанием глин (до 200 м). На юге континента преобладало накопление карбонатных серий (до 800 м к югу от бассейна Кавери) с участием глин. К северу от этого бассейна песчаные прибрежные, карбонатные и песчано-глинистые фации (более 300 м) сменяются терригенными. В Ассаме усиливается угленакопление. Море отступает к концу эпохи до 25° с. ш. В заливе Бангла отлагались мощные дельтовые песчано-глинистые и континентальные угленосные отложения мощностью до 4600 м (серия Бараил), а на шельфе Бенгальского залива — дельтовые турбидиты большой мощности.

На индийской окраине Юго-Восточной Азии отлагались преимущественно песчано-глинистые серии (более 1500 м на юге Суматры), переходящие к югу в склоновые турбидиты. В **Индонезийско-Филиппинском** сегменте тихоокеанской окраины начинается раскрытие Южно-Китайского бассейна (мощность глин по данным сейсмики до 200 м) и моря Сулу и поднятие с образованием архипелага островов на Филиппинах (287, 291, 305). В отличие от более южных регионов (восток Калимантана, Сулавеси, Хальмахера и прилежащие шельфы), где глинистые серии (до 5600 м в прогибе Кутей на западе Макассарского пролива) слагают глубоководные зоны бассейнов, на основной части площади отлагались карбонатно-терригенные (до 2200 м; Барисан) и карбонатные (до 1400 м на юго-востоке Калимантана), севернее преобладало накопление терригенных серий. Мощность дельтового флиша на севере Саравака и северо-западе Сабаха до 10 км, глинистых серий на шельфе Южно-Китайского моря — до 500 м, карбонатных (рифы) и карбонатно-терригенных серий на банке Рид до 500 м (291, 312, 356). Глинистые серии отлагались на шельфе и склоне о-ва Тайвань и о-вов Рюкю (мощность более 1000 м). В зоне Симанто отлагались терригенные и грубообломочные осадки (гравитационных потоков) мощностью до 7500 м (п-ов Кии). На западе Ниппоно-Сахалино-Камчатской части окраины расширяются области накопления паралических угленосных и аргиллит-алевролит-песчаных осадков, местами с подводными лавами андезито-базальтов. Мощность морских часто кремнистых аргиллит-алевролитовых серий в Западно-Сахалинском прогибе около 800 м (лесогорский и мачигарский горизонты, г. Углегорск) (124, 252). Кислый остаточный вулканизм продолжается в Сихотэ-Алине. Морской бассейн в первую половину эпохи расширяется на западе Камчатки, где песчано-глинистые морские, паралические и лимнические угленосные осадки сменяют друг друга в вертикальном разрезе. Продолжается активное развитие Курило-Камчатской вулканической дуги (дациты, андезиты, базальты, туфы, туфопесчаники) мощностью до 1300 м в Пенжинско-Анадырской, Корякско-Западно-Камчатской и Корякской зонах, на Курилах более 1500 м (Парамушир). Мощность моласс (песчаники, аргиллиты, алевролиты, реже конгломераты) в тех же зонах до 1300 м. В зоне Восточной Камчатки мощность песчано-глинистых серий часто с прослоями туфов превышает 1500 м.

Климат континента становится более прохладным, особенно к концу эпохи. Неширокая аридная зона проходила в широтном направлении между оз. Балхаш и Соляным кряжем, охватывая Ближний и Средний Восток и север Африки (33). На юге Западной Европы чередовались аридные и гумидные климатические фазы, развиты и эвапориты (Рейнский грабен и др.) и широко угли.

Северная Америка. Общее поднятие континента усиливается. В пределах современных шельфов материка резко сокращается скорость и соответственно мощность олигоценовых отложений на порядок меньше мощности эоцена (атлантическая окраина к северу от Флориды). Внутренняя часть шельфа поднимается и море несколько отступает (на 100—150 км). Береговая линия была сильно изрезанной, с заливами и лагунами и островами. Положение крупных заливов и депрессий контролировалось поперечными поднятиями, располагавшимися на расстоянии 150—200 км и погружавшимися к зоне шельфа. Внешние шельфы

погружались быстрее, чем в эоцене. Поднятие внутренних и опускание внешних зон шельфов, особенно атлантической окраины, вызывает ее более крутой наклон к океану. Стабилизация шельфов, особенно атлантического и лабрадорского, приводит к тому, что краевые седиментационные бассейны становятся менее выраженными. Возрастает роль глинистых серий, особенно на арктическом побережье (дельта Маккензи и прилегающий шельф) и Галф Косте. Мощность дельтовых отложений соответственно превышает 3000 м (Маккензи) и 6000 м (Галф Кост). Области угленакопления вследствие регрессии расширяются. Накопление эвапоритов почти прекращается.

Общее сводовое поднятие **Кордильер** приводит к резкому уменьшению числа межгорных озерных впадин, происходит крупная перестройка дренажной системы. Прогибание западной окраины орогена резко прерывается, и отложения позднего олигоцена залегают с несогласием на более древних, включая позднеэоценовые осадки. В поднятия и складчатость вовлекается практически вся узкая (до 200 км) западная часть орогена от южной Аляски (залив Кука) до Калифорнийского полуострова и Панамского перешейка (379, 382, 385, 386, 388). Магматическая активность резко снижается, особенно к северу от 50° с. ш. (428, 436, 446, 457). Вулканизм проявился локально и его продукты резко дифференцированы по составу: базальты Аляскинского хребта, андезиты штатов Вашингтон и Орегон, небольшое поле базальтов на севере Калифорнии, андезитовая «дуга» на Калифорнийском полуострове. В Аляскинском и Береговых хребтах Канадских Кордильер мощный интрузивный магматизм позднего палеоцена-среднего эоцена завершается внедрением небольших плутонов в начале олигоцена, синхронных фазе «берегового орогенеза» и формирования региональных несогласий (386). К югу от 50° с. ш. значительно ослабленный магматизм продолжался до конца раннего миоцена. В центральной части Кордильер (к югу от 50° с. ш.) довольно мощный вулканизм локализуется в пределах сегмента, ограниченного 50° с. ш. на севере и Трансмексиканским субширотным поясом на юге. Формируются вулканические плато (Невада, Юта, Аризона, Нью-Мексико). В раннем олигоцене преобладали излияния андезитов, в позднем — эксплозии игнимбритов и пепловых туфов с образованием крупных кальдер (389, 390). Мощность известково-щелочных и бимодальных вулканических серий до 2000 м. С приближением к Трансмексиканскому вулканическому поясу мощность вулканогенных (в Мексике с участием щелочных пород) и грубообломочных отложений уменьшается до 300—800 м. К югу от Трансмексиканской зоны вулканический пояс сменяется зоной развития слабого вулканизма разного генезиса. Базальты Гватемалы и Гондураса, возможно, связаны с процессом образования трога Кайман. Зоны остаточного вулканизма на Панамском перешейке и на Карибском шельфе Никарагуа унаследованы от эоценового островодужного магматизма.

В **Карибском регионе** островные поднятия разрастаются и роль терригенных пород в разрезах олигоцена на востоке Кубы возрастает до 70 %.

Климатические условия на континенте изменяются в сторону похолодания и гумидизации. Аридная зона смещается к югу в Карибский регион. В зоне аридного климата находилась значительная часть Мексики. От Соноры к северу (как и в современную эпоху) аридная зона проходила в меридиональном направлении до штата Юта, где известны гипсы и каменная соль олигоценового и, возможно, раннемиоценового возраста (Большое Соленое озеро), занимая таким образом центральную зону Кордильер (446).

Южная Америка. Эпоха открывает новый этап тектонического и палеогеографического развития как орогена Анд, так и платформы, особенно ее атлантической окраины. Изменения обусловлены проявлением тектонических фаз: инкской — в Эквадорско-Перуанско-Чилийско-Аргентинском секторе Анд и фазы движений известной как «доандский орогенез» в северо-западном секторе Анд (включая Береговую зону Эквадора и прогиб Талара на северо-западе Перу) (469, 476, 486, 495, 496). Инкская фаза тектогенеза с возрастом 42—40 млн. лет (середина позднего эоцена) особенно интенсивно проявилась в Перу, не затронув, однако, западную часть Береговой зоны и Субандийскую зону Перу и Боливии (за исключением района Санта Крус) и Аргентины (490, 499, 510). «Доандский орогенез» несколько древнее (с деформациями и формированием крутых и пологих дизъюнктивов, в первую половину позднего эоцена и поднятиями в конце эоцена (489, 495, 510). Как в южном, так и в северном сегментах Анд характерные для олигоцена тектоническая и палеогеографическая обстановки сложились в конце эоцена. Реакция на позднеэоценовый тектогенез на **атлантической окраине континента** выразилась в смене стадии «обрушения окраины» стадией «трансгрессивного перекрытия». Первая из них, начавшись в маастрихте, заканчивается в середине позднего эоцена (501). Стадия «трансгрессивного перекрытия» длилась с середины позднего эоцена до начала среднего миоцена (501). Для северного сегмента Анд характерно заложение крупных молассовых прогибов (Фалькон, Средней Магдалены и др.) и оттеснение области геосинклинальной седиментации дальше к северо-западу (прогибы Сину и Сан Жасинто), где сохраняются глубоководные условия (турбидиты, гемипелагические осадки). В осевой зоне прогиба Фалькон в олигоцене и миоцене накапливались глубоководные отложения (474, 504). Начиная со второй половины позднего эоцена и до среднего миоцена, морские бассейны на севере континента испытывают медленное расширение. Мощность континентальных и морских моласс достигает 2—3 км. Локальные проявления щелочного вулканизма известны в прогибе Фалькон, но в целом вулканизм для северного сектора Анд не характерен (отмечен гранитоидный магматизм).

В южном секторе Анд после интервала денудации складчатой области погружения, седиментация и вулканическая деятельность возобновляются. Трансгрессия на юге, в Патагонии, достигает максимума в позднем олигоцене (формация Патагония: патагонские слои и слои с крибророталиями в Магелланском или Южном бассейне, в районе Санта Крус и формация Кабо Пенья Огненной Земли). Расширение моря происходит и в некоторых других регионах: морские отложения формации Писко на северо-западе и формации Камана на юге Перу (495, 499). Морские воды ингрессируют в начале эпохи в Субандийскую зону Перу и Боливии, и, возможно, Эквадора (формации Посо и Контамана II), прерывая процесс накопления континентальных красноцветных моласс формации Уайлабамба и ее аналогов и оставляют эту зону только в самом конце олигоцена. Море прорвалось, вероятно, с запада, но не исключена возможность проникновения вод и с севера, из Колумбии (474, 478). В Западной Кордильере Перу возникает вулканический пояс. В Чилийско-Аргентинских Андах заканчивается развитие вулканического пояса серии «Андезитика». К концу эпохи области накопления моласс расширяются. Возникает обширная зона седиментации континентальных красноцветных и озерных моласс в зонах Береговой и Западной Кордильеры, Альтиплано, на востоке отделенных наиболее высокой областью сноса — Восточной Кордильерой — от прогиба Субандийской зоны. Вполне возможно, что эта система небольших прогибов не была изолированной и открывалась в сторону тихоокеанского побережья. Соответственно суша на западе Анд, возможно, была покрыта осадками, уничтоженными последующим размывом. Областью накопления становится восточная часть Береговой зоны на юге Перу и западная часть зоны Западной Кордильеры (конгломераты низов формации Мокегуа) в то время, как в вулканическом поясе Западной Кордильеры продолжаются извержения вулканитов формации Такаса. Еще восточнее, в зоне Альтиплано, в олигоцене начинается отложение мощной серии грубообломочных красноцветных моласс формации или группы Пуно, продолжавшееся до конца миоцена. Общая их мощность в восточной части Альтиплано, в осевой зоне прогиба, смещенной к востоку, превышает 10 км (495, 496). В этой серии моласс встречены крупные (несколько километров длиной) олистолиты известняков формации Айявакас позднемелового возраста, соскользнувшие с поднятия на западе Альтиплано.

В зоне палеогенового гранитоидного магматизма начинается извержение толеитовых и щелочных базальтов задугового типа (467, 468, 483). На юге Западной Кордильеры Перу вулканическая деятельность начинается еще в позднем эоцене и продолжается до конца миоцена (41—6 млн. лет, К—А) (467, 499), и часть вулканитов формаций Калипуи, Кастровирейна и Саксакеро относится к олигоцену. Лавы андезитов и риолитов, игнимбриты, вулканические агломераты и туфы этих формаций переслаиваются с граувакками и конгломератами. Южнее, в центральном Чили, установлен длительный перерыв в магматической деятельности от дания до конца олигоцена. Известны только мелкие интрузии с возрастом 34 и 26—24 млн. лет. В Перу, в отличие от интрузивного магматизма мела-палеоцена, приуроченного к батолитовому поясу, олигоценовые (и более молодые — до 10 млн. лет) мелкие плутоны андезитовых порфиров внедрялись вдоль оси Западной Кордильеры (469, 495).

На атлантическом побережье платформы морские воды покрывают зону внутреннего эоценового или современного шельфа, а во впадинах Маражу и Сан Луиш море несколько отступает. В других регионах побережья трансгрессия ощущается по изменению фациального состава осадков. В скважинах, пробуренных на современном шельфе атлантической окраины Бразилии — Пара-Амапа, Сержипи, Байя и Эспириту-Санту, мощность олигоцена (в объеме зон от зоны Globigerina ampliapertura до зоны Globigerina ciperoensis ciperoensis) довольно постоянна — около 500 м в то время, как мощность отложений эоцена (в объеме микропалеонтологических зон Globorotalia Wilcoxensis — Globorotalia cerroazulensis) изменяется от 500 до 1500 м. Общее похолодание, распространявшееся со стороны Антарктиды, к концу олигоцена приводит к значительному изменению климата на континенте. В южной гумидной зоне, в Патагонии, устанавливается умеренный климат. Несколько расширяется аридная зона и климат на континенте становится суше.

Африка. Общая регрессия продолжается на фоне снижения рельефа. Суша остается в основном низкой денудационной равниной. Снос терригенного материала уменьшается. Активизируется вулканизм в зоне Восточно-Африканской рифтовой системы и в нижнем течении Нила. К северу от экватора формируются аллювиально-озерные впадины. Мощность красноцветных песчано-глинистых осадков «конечной континентальной серии» и ее стратиграфических аналогов до 120 м (Мали-Нигерская синеклиза). Вдоль северной окраины (Тунис-Египет) отлагались глинистые (мощность около 2 км к западу от устья Нила), карбонатные (в заливе Сирт более 600 м) и песчано-глинистые осадки (более 500 м на юге Туниса). На Роге Африки (Эритрея) отлагались, видимо, дельтовые морские песчаные и угленосные осадки мощностью более 2 км. К востоку (в основном в пределах шельфа и склона) их сменяют глинистые и карбонатно-терригенные отложения мощностью до 600 м. Вдоль края бассейна (Сомали) развиты песчаные осадки (около 100 м). Южнее, во впадине Кисимайо, развит дельтовый глинистый комплекс (более 1000 м). Такой же комплекс развит в дельте Замбези и на прилежащих шельфах, но здесь присутствуют лагунные эвапориты (мощность до 700 м). На шельфе юга Африки и Атлантики почти до устья р. Конго накапливались карбонатно-терригенные серии. В дельте Конго — глинистые (более 250 м), отлагавшиеся на шельфах и склонах Гвинейского залива (более 800 м в устье р. Нигер). Зона карбонатонакопления (до 200 м) охватывала шельф от Берега Слоновой Кости до севера Сенегала. Еще севернее она замещалась узкой зоной (в пределах шельфа) карбонатно-терригенных осадков, прослеживаемых до банки Мазаган (Марокко). Мощность их несколько более 100 м (76, 522). Климат континента был тропическим и гумидным. Площадь аридной зоны была невелика. Условия для садки лагунных эвапоритов (Сирт, шельф Замбези) возникали локально. Каолиновые коры выветривания были довольно широко распространены (Сомали — Гвинейский залив).

Австралия. Рельеф континента еще более снижается. Образование глубоких кор выветривания, видимо, продолжается. Во внутриконтинентальных озерных бассейнах отлагаются глины, на востоке (грабен Нарроуз) — лимнические угленосные отложения (мощность соответственно 150 и 50 м). Расширяются излияния наземных щелочных базальтов на востоке Квинсленда (593). Эти извержения связывают с продолжением формирования рифтовых впадин Тасманова и Кораллового морей. Прогрессирует регрессия, особенно значительная на северо-западной окраине материка. Вследствие этого суша распространяется на значительные площади современных шельфов. Почти все (за исключением бассейна Гипсленд) осадочные бассейны вступают в этап карбонатонакопления. Вынос терригенного материала на шельфы становится незначительным. Продолжается проградация шельфов из-за наращивания их карбонатными сериями в сторону океанов (572, 582, 583, 584, 591). Мощность глинистых серий в прогибах Гипсленд и Бассова пролива 500 м, карбонатных и песчано-глинистых в бассейне (заливе) Меррей 50 м, карбонатно-терригенных восточнее плато Эксмут до 300 м, карбонатных на шельфе Тиморского моря до 300 м, на Новой Гвинее — до 700 м, нанномела на поднятии Лорд Хау — 55 м (скв. 208), нанноила — 35 м (скв. 592). Крупные перерывы (размыв, подводное растворение) позднего эоцена-позднего олигоцена развиваются из-за активизации течений и снижения уровня карбонатной компенсации на больших площадях Тасманова, Кораллового морей и поднятия Лорд Хау. В скв. 207 олигоценовые осадки отсутствуют (76, 594).

Окончание см. на стр. 46

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL-PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

ОЛИГОЦЕН
OLIGOCENE

Масштаб (Scale) 1 : 48 000 000

МИОЦЕН. В начале периода сохраняются некоторые черты унаследованности от предыдущей эпохи и в ряде регионов переход от палеогена к неогену был постепенным. Но уже в конце раннего, среднем и, особенно позднем миоцене, скорость изменения тектонической и палеогеографической обстановок резко возрастает. Сводово-блоковое поднятие активных окраин и орогена Центральной и Восточной Азии усиливается и в общее поднятие вовлекается значительная площадь континентов. Морские бассейны почти повсеместно отступают, расширяясь лишь в зонах раскрытия окраинных и внутренних морей. В сопряженных зонах этот процесс сопровождался интенсивными складчато-надвиговыми дислокациями (шарьяжи Альпийско-Гималайского пояса и окраин Тихого океана), локальным метаморфизмом и вулканизмом в краевых поясах, вулканических дугах, рифтовых зонах и на дне океанов (32, 48, 49, 56, 99, 101). Активизируется рост соляных диапиров, усиливается наклон шельфов в сторону океанских бассейнов и вынос терригенного материала в пределы океанского ложа. Увеличивается снос вулканогенного материала с островных дуг. Резко усиливается циркум-антарктическое течение, ускорившее охлаждение как глубинных, так и поверхностных вод океанов. Уровень карбонатной компенсации снижается. Усиливается общее похолодание, в конце эпохи формируется покровное оледенение Антарктиды. Усиливается кремненакопление в океанах, морских и пресноводных бассейнах.

Евразия. На западе континента продолжается регрессия (исключая западное Средиземноморье) и море отступает в пределы Нижнесаксонского бассейна (145, 217). Акватории, видимо, продолжают сокращаться на севере материка, занимая лишь часть шельфа на северо-востоке СССР. Трансгрессивные тенденции характерны для восточной окраины континента. Расширение морских бассейнов здесь было связано с процессом образования окраинных морей: Командорского, Южно-Курильского, Японского, Южно-Китайского, а на индийской окраине Андаманского. Этот процесс сопровождался усилением вулканизма. В Средиземноморской области формируются внутренние бассейны: Алжиро-Прованская, Тирренская, Центральная (Ионическая) котловины. Морские серии миоцена представлены относительно глубоководными, местами флишоидными, глинисто-алевролитовыми или мергелистыми осадками. В конце раннего-начале среднего миоцена волна поднятий приводит к еще большей изоляции бассейнов Средиземноморья, Центрального и Восточного Паратетиса, вызывает регрессию в бассейнах тихоокеанской окраины (Сахалин—верхнедуйская угленосная свита) и смещение зон максимальных погружений. Новая стадия погружений в среднем миоцене заканчивается широкой регрессией (мессинской в Средиземноморье, понтической—новороссийский подъярус) в Паратетисе и позднемиоценовой (верхи классической свиты Восточной Камчатки, эрмановская свита Западной Камчатки и др.). После трансгрессии в раннем миоцене финальная регрессия охватывает юг континента. Зоны континентальной седиментации расширяются. Увеличивается роль грубых моласс. Похолодание конца олигоцена продолжается в первую половину раннего миоцена. Во вторую половину раннего миоцена—начале среднего миоцена («бурдигал») наступает т. н. климатический оптимум миоцена, в течение которого субтропические зоны смещаются к северу или к югу. После климатического оптимума (17—15 млн. лет) похолодание прогрессирует, но в позднем миоцене и самом начале плиоцена (павлодарское время) климат в Казахстане и Западной Сибири был, видимо, теплее современного (судя по ископаемым остаткам жираф и носорогов) (33, 124). Похолодание второй половины эпохи сопровождалось аридизацией климата.

От **Западно-Европейской платформы** отделяется Иберийский п-ов. Пиренеи поднимаются и в предгорных прогибах накапливается континентальная моласса (Лерида 1800 м). Мощная континентальная седиментация местами характерна и для Иберийской плиты (угленосные серии на западе Кантабрии более 1000 м, аллювиально-озерные в Куэнке до 1500 м). В пределах Польско-Германской низменности широкое развитие получают аллювиальные и озерно-болотные обстановки с накоплением угленосных серий. Продолжается отложение глинистых серий в Североморском бассейне (мощность до 1300 м в Центральном грабене). В мелководных зонах отлагаются пески, а на юге (запад Иберийского п-ова, Бискайский залив, банки Роколл и Хаттон) нанно-фораминиферовый мел с участием глин и кремнистых илов на севере (мощность в скв. 555—260 м).

Восточно-Европейская платформа медленно воздымается. Отдельные ее участки превращаются в возвышенности. Формируются речные системы Волги и Дона. На севере в области шельфа речные долины, заполненные континентальными осадками показаны условно. В южной части платформы морские условия чередовались с континентальными. Мощность отложений в Причерноморской впадине около 500 м, на севере Прикаспия — до 60 м (32, 124). Урал становится возвышенностью. На Западно-Сибирской плите и в Тургайском прогибе в начале эпохи преобладали озерно-болотные условия (абросимовская свита и ее аналоги). Затем накапливались преимущественно озерные глины и аллювиальные осадки, к югу переходившие в аллювиально-озерные пестроцветные и красноцветные востока Туранской плиты и Казахстана, и обрамлявшие сократившийся морской бассейн Восточного Паратетиса. В Приаралье, на Устюрте и Мангышлаке отлагались глины и карбонатно-терригенные гипсоносные серии мощностью до 300 м (3, 124).

Сибирская платформа превращается большей частью в возвышенную равнину. В Нижнеалданской впадине отлагались песчано-галечные аллювиальные осадки (до 170 м).

Ороген Центральной и Восточной Азии разрастается за счет вовлечения в поднятия Тянь-Шаня, востока Казахстана, Алтае-Саянской области, Прибайкалья и Забайкалья, Становика и Охотского массива. Расширяется область поднятий и на его продолжении на Северо-Востоке СССР. Во впадинах отлагались аллювиально-озерно-болотные серии (глины, песчаники, конгломераты, бурые угли, лигниты мощностью до 850 м в Момском рифтовом прогибе). На Арктической окраине отлагались морские глины и угленосные осадки мощностью до 140 м (Нижнеколымский прогиб). На Новосибирском плато изливались толеитовые базальты. Базальты распространены и во впадинах Байкальской рифтовой системы, на востоке Сихотэ-Алиня (кизинская свита мощностью до 600 м), во впадинах Монголии, Китая, Лаоса, Вьетнама и на Малаккском п-ове (мощность их вместе с прослоями осадочных пород и кор выветривания обычно не превышает 100 м; на плато Плейку во Вьетнаме до 500 м). Среди них преобладают щелочные разности.

В ряде межгорных впадин Средней и Центральной Азии происходила садка озерных каменной соли и сульфатов (Ферганская, Нарынская, Таримская, Цайдамская впадины). Мощность на юге Таримской впадины до 6 км. Максимальная мощность континентальной внизу красноцветной молассы (серия Марри, низы сивалика) в Предгималайском прогибе до 5500 м, в Таджикской депрессии — около 7 км. Роль грубообломочных отложений резко возрастает в позднем миоцене. Во впадинах низко-среднегорных областей во второй половине эпохи преобладает накопление аллювиальных и русловых песчано-галечных осадков мощностью 200—300 м (Верхне-Зейская, Средне-Амурская и др.).

В **Средиземноморье** в начале эпохи образуется Алжиро-Прованская спрединговая котловина. Погружаются прогибы Бетской Кордильеры, Магриба, Южных Апеннин, Мезоэллинский (нумидий, мощность до 1100 м в Кабилии, мощность флишоидно-мергельно конгломератовой серии аквитана «гельвета» до 5 км) (137, 153). Этот процесс заканчивается в аквитане «бурдигале», когда начинается штирийский тектогенез (складчатость, метаморфизм в Аттико-Циклади и др. регионах, известково-щелочной вулканизм) в Эллинидах (Вардарская, Пелагонийская и Внешняя зоны), в Тавридах (Ликийские покровы). После спрединга возникает вулканическая дуга в Магрибе, продолжающаяся в Сардинию (15—6 млн. лет). Известково-щелочной вулканизм начинается и на Сербско-Македонском массиве (28). В среднем миоцене и тортоне преобладало накопление карбонатно-терригенных (глины, мергели, известняки, песчаники), в том числе относительно глубоководных (мощность в Сардинском прогибе домессинских осадков 2600 м). В конце миоцена бассейн Средиземноморья оказывается изолированным от Атлантического океана (закрываются Бетский и Рифский проливы) и в нем отлагается лагунная мессинская эвапоритовая серия мощностью до 4 км. Внизу накопилась каменная соль мощностью до 2 км, обычно до 1000 м) и ангидриты (до 1500 м), распространенные шире, чем соли. В конце мессиния лагуна вновь затапливается морскими водами, климат становится гумидным и на западе Апеннинского п-ова отлагаются угленосные толщи (87).

В начале эпохи Западный Паратетис превращается в самостоятельный полуизолированный бассейн. Поднимаются, подвергаются деформациям и денудации осевые зоны Карпат, в первую очередь флишевая. В течение раннего миоцена Западный Паратетис представлял собой узкий пролив, простиравшийся от Венского и Штирийского бассейнов и Закарпатские бассейны с расширением в Трансильвании и ответвлением в Предкарпатский прогиб-залив и до Молдавского пролива на востоке, связывавшего его с бассейном Восточного Паратетиса. В оттнангии — раннем карпатии бассейн опресняется (онкофоровые слои). В карпатии и бадении (включая ранний сармат) бассейн расширяется. Море распространяется на Паннонскую низменность, Трансильванию и Предкарпатский прогиб; Карпаты превращаются в остров. Помимо Штирийско-Словенского и Молдавского проливов возникает пролив к югу от Белграда. В раннем миоцене в Предкарпатском и Закарпатском прогибах отлагаются глинисто-алевритопесчаные с пачками и прослоями конгломератов и мощными лагунными эвапоритами серии нижней молассы. Начиная с карпатия (баличская свита Предкарпатского прогиба) и бадена (терешульская свита Закарпатья), накапливается верхняя моласса. Морские условия раннего-среднего миоцена в паннонне (поздний миоцен) сменяются континентальными (мощность озерно-аллювиальных осадков до 5 км) и Западный Паратетис прекращает свое существование. Мощность моласс (с участием туфов, эвапоритов и известняков) в карпатских прогибах до 4 км (124, 171). Деформации, покровообразование, грабенообразование, проявление известково-щелочного вулканизма заканчиваются в основном к середине сармата, когда область максимальных погружений смещается в пределы Паннонской впадины. Усиливается базальтовый вулканизм, а известково-щелочной затухает. Мощность продуктов вулканизма (андезиты, риолиты, игнимбриты с возрастом 14—9 млн. лет) в районах Матра и Геленес (Венгрия) до 2 км, Выгорлат-Гутинской гряды — до 1 км (28, 124, 171, 201).

В прогибах **Восточного Паратетиса** (Понто-Каспийский бассейн) накапливались мощные, внизу глинистые, выше песчано-глинистые со значительным участием известняков и мергелей и песчано-конгломератовые серии мощностью до 3 км (Кубанский, Куринский прогибы). В глубоководной впадине Черного моря глинистые осадки условно относимые к миоцену достигают мощности 2 км. В течение раннего и среднего миоцена (до раннего сармата включительно) этот бассейн периодически был связан с бассейнами с нормальной или близкой к ней соленостью вод (кавказий, сакараул, тархан, конка, мэотис), но периоды, когда бассейн значительно опреснялся, были более длительными, особенно в послетарханское время, а влияние морских бассейнов — эпизодическим. Помимо периодической связи с Западным Паратетисом через Молдавский пролив бассейн был связан через Нахичеванский прогиб с морскими бассейнами востока Турции и северо-западного Ирана. В сармате море проникло во Фракию через Босфор и Дарданеллы. В конце (поздний сармат, мэотис, ранний понт) усиливается поднятие Большого, превратившегося в высокий горный хребет, и Малого Кавказа и начинается накопление грубообломочных континентальных моласс. Ускоряется поднятие Альп, Динарид, Эллинид, Родопского массива, Понтид, Анатолид и Таврид. В области этих быстро растущих горных систем активизируется вулканизм, преимущественно известково-щелочной андезито-базальтовый в начале эпохи и более кислый (риолиты, игнимбриты, андезиты) в ее конце (мощность в западной Анатолии более 2 км) (272).

Морские проливы, соединявшие Средиземноморье с бассейнами Индийского океана через Сирию, Ирак и Восточный Тавр прекращают свое существование, видимо, в середине миоцена. В зоне Персидского залива (Луристан, Хузестан, Фарс, Ирак, Саудовская Аравия, Кувейт) в лагунных и мелководно морских условиях отлагались известняки (рифовые и ракушечники), мергели, ангидриты, гипсы, в более ограниченной зоне — каменная соль, глины часто битуминозные и континентальные песчаники и конгломераты (верхи известняков Асмари и формации группы Фарс: Гашсаран, Мишан, Ага Джари и низы Бахтиари) мощностью до 4800 м (Хузестан). Во внутренних впадинах Ирана отлагались вначале морские осадки (известняки Кум), затем красноцветные континентальные молассы, в которых на некоторых уровнях встречаются известняки с морской фауной (район Семнана и др.). Общая мощность этих соленосных моласс до 4 км (Дешт-Кевир).

В **Макранском прогибе** продолжалось отложение флишевых серий мощностью до 6 км. В раннем миоцене сохраняются морские заливы и на западе Индостана (Белуджистан, Синд: формация Гадж, песчаники и глины мощностью на шельфе более 3300 м) и востоке (заливы Бангла и Иравади: серия Сурма и низы Верхней системы Пегу) общей мощностью с перекрывающими континентальными и дельтовыми осадками до 5 км. К концу раннего миоцена море отступает и преобладает накопление континентальных серий. На шельфах индийской окраины отлагаются карбонатные и глинистые (более 1000 м на шельфе залива Камбей) отложения, в бассейне Кавери (до 1200 м) известняки, пески и глины, сменяющиеся к северу терригенными турбидитами. Среди континентальных осадков развиты угленосные серии. Ускорение поднятия Индостана наблюдается в позднем миоцене (270, 330).

Вдоль активной окраины юго-восточной Азии (к югу от Андаманского бассейна) возникает вулканическая дуга (в основном подводные андезиты и песчано-глинистые породы), простиравшаяся от Суматры до дуги Банда (336). Мощность вулканогенно-осадочных серий до 1500 м (Суматра), мощность песчано-глинистых серий (на юге — турбидитных)

до 3200 м (восток Суматры). На шельфе моря Сулавеси отлагались карбонатно-терригенные и карбонатные осадки мощностью до 2 км (Барисан). На севере Явы и прилежащем шельфе песчано-глинистые и лагунные гипсоносные серии имеют мощность до 4 км. Карбонатно-терригенные серии южной окраины моря Сулу (о-в Минданао) замещаются песчано-глинистыми сериями мощностью до 10 км (север Саравака). На шельфах Южно-Китайского моря (Сиамский залив, залив Бакбо, северо-западный шельф Южно-Китайского моря) отлагались глинистые на западе, сменявшиеся в сторону континента песчано-глинистыми часто угленосными паралическими и лимническими сериями мощностью до 5 км (восток Сиамского залива). На юге глубоководной впадины Южно-Китайского моря отлагались на ограниченных площадях карбонатно-терригенные (500 м) и карбонатные рифовые осадки (до 1000 м на банке Рид). На востоке этой части тихоокеанской окраины дуговой вулканизм расширяется на западе Сулавеси (более 500 м андезитов и риолитов), на юго-востоке моря Сулу (до 4 км андезитов, туфов, и песчано-глинистых осадков), вероятно, на Хальмахере и в полосе северо-восточный Лусон — восточный Тайвань, где мощность андезитов и песчано-глинистых пород до 9 км. В междуговых прогибах Филиппинского архипелага отлагались песчано-глинистые серии с участием известняков и туфов мощностью около 6 км на юге о. Лусон (291). В глубоководных впадинах окраинных морей (Южно-Китайского и др.) отлагались терригенные турбидиты и пелагические карбонатные илы. Мощность их может превышать 1000 м (308, 356). Ниппоно-Южно-Сахалинско-Курильская часть окраины отличалась мощным, в том числе эксплозивным, вулканизмом, связанным с формированием глубоководных котловин Японского моря и Южно-Курильской, а также трога Окинава. В зонах островодужного вулканизма (подводного и наземного) мощность андезитов, риолитов, их туфов, вулкано-терригенных, песчано-глинистых и кремнистых пород достигает 10 км (север о-ва Хонсю). Базальты (наземные) изливались на поднятии Ямато, многочисленные подводные вылканы появляются на дне Япономорской впадины. На Курилах преобладало извержение вулканов андезито-базальтового состава. Мощность до 3300 м (Итуруп, Уруп) (222, 229, 250).

Расширяется море в области шельфов Охотского моря. В Восточно-Сахалинском прогибе отлагаются глубоководные глинисто-алеврито-песчано-кремнистые отложения (холмская и др. свиты), в середине миоцена погружение замедляется и накапливаются континентальные угленосные осадки (верхнедуйская свита). Мощность отложений в прогибах Сахалина превышает 4 км (243). Дуговой вулканизм (алнейская серия Центральной Камчатки и ее аналоги в Западно-Камчатской и Восточно-Камчатской зонах) продолжается. Мощность вулканитов (андезиты, базальты, риолиты, туфы и глинисто-алеврито-песчаных с конгломератами и ракушечниками) более 3 км (на юго-востоке п-ова). Мощность на западе Камчатки до 2700 м (опорный разрез), в Восточно-Камчатской зоне до 2000 м в заливе Корфа (пахачинский — классический горизонты). Мощность базальтов и вулкано-терригенных осадков на Командорах до 1100 м (124).

Северная Америка. Тенденция к общему поднятию континента в миоцене получает дальнейшее развитие. Тектоническая активность несколько усиливается в восточной краевой зоне **платформы**. Оживляются поднятия в Аппалачах, вдоль побережья Баффинова залива, в Гренландии. Остальная часть платформы остается низкой аккумулятивно-денудационной равниной. Дренажная система становится более мощной и роль дельтового накопления на шельфах возрастает. Увеличивается вынос обломочного материала в глубоководные зоны Атлантики, Канадской котловины и Мексиканского залива. Некоторое расширение морских бассейнов в начале миоцена сменяется новым их сокращением, особенно к концу эпохи.

Продолжается сводово-блоковое поднятие **Кордильер.** Структура орогена усложняется. Многочисленные крутые разломы — сбросы, взбросы и сдвиги формируют его блоковую структуру. Длительно формировавшиеся позднемезозойско-раннекайнозойские покровы и чешуи претерпевают раздробление на мелкие, вытянутые по простиранию Кордильер, призмы и блоки. Прерывистое погружение (с крупным перерывом перед средним миоценом) тихоокеанской окраины континента, в значительной степени унаследованное от более ранних эпох, ускоряется, особенно на юге Аляски и на западе Калифорнии (385, 388). В миоцене впервые за кайнозой появляются кремнистые отложения (формация Монтерей Калифорнии) как на тихоокеанской окраине, так и на атлантической окраине континента (в олигоцене кремнистые осадки известны в Мексиканском заливе, в эскарпах плато Блейк-Багама, но их мощность и области распространения пока неясны). Скорость поднятия Кордильер в течение раннего и среднего миоцена была еще низкой. В Береговых хребтах Британской Колумбии скорость поднятия была менее 100 м/млн. лет в интервале от 30 до 10 млн. лет (428). С позднего миоцена и по плейстоцен скорость поднятия хребтов возросла до 500 и более метров за млн. лет (428). Параллельно с ростом скорости поднятий горной системы усиливалась эрозия. Глубина эрозионного среза, начиная с эоценовой эпохи в хребтах Британской Колумбии, превышает 10 км (428). Особенное усиление эрозии приходится на этап с позднего миоцена по современную эпоху. Активность, зародившегося в олигоцене в Калифорнии крупнейшего сдвига Сан Андреас с правосторонним смещением до 500—1000 км, резко возрастает. Смещение в позднем миоцене-плиоцене, достигающее 300 км по этому сдвигу, существенно изменяет внутреннюю структуру прогибов Лос Анджелес и Вентура (389). Значительными были смещения в миоцене по крупным сдвигам Тинтина, Динали и Королевы Шарлотты.

Кислый игнимбритовый кальдерный вулканизм с максимумом в конце олигоцена (около 26 млн. лет) затухает в раннем миоцене (к 18 млн. лет). После паузы, во время которой происходит формирование структуры провинции Бассейнов и Хребтов, с 16—15 млн. лет вулканизм возобновляется, начинаясь с огромных по объему излияний толеитовых и щелочных плато-базальтов с возрастом от 16 до 13 млн. лет в бассейне р. Колумбия. Синхронно в южном секторе Кордильер извергались известково-щелочные, бимодальные и высококалиевые вулканиты (от 13 до 6 млн. лет). Интенсивные поднятия Кордильер (Береговые хребты Британской Колумбии) в позднем миоцене сопровождались излияниями базальтов и щелочных риолитов (9—7 млн. лет). Мощность вулканитов превосходит 2 км (370, 385, 389, 390).

В Мексиканском заливе зона дельтовой, преимущественно глинистой, седиментации смещается к югу. В западной части глубоководной впадины отлагались глины и турбидиты. Глинистые фации широко распространены вдоль атлантической окраины. Мощность глин в 2 раза превышает мощность глин в олигоцене. Вдоль побережья Лабрадорского моря и Баффинова залива морские песчано-глинистые осадки миоцена замещают в вертикальном направлении паралические угленосные серии олигоцена.

В геосинклинали Больших Антилл в условиях умеренного погружения накапливались карбонатные (рифовые известняки), карбонатно-терригенные и терригенные мелководные серии. Вулканическая деятельность продолжалась в дуге Малых Антилл (454, 607).

Климатическая зональность в раннем и среднем миоцене остается еще близкой к олигоценовой. В позднем миоцене похолодание охватывает север континента. В высоких хребтах Аляски и Британской Колумбии развивается горное оледенение. На севере континента устанавливаются холодно-умеренные и умеренные климатические условия (33, 76).

Южная Америка. Ранний миоцен как в орогене Анд, так и на платформе, отличался чертами наследования тектонических и палеогеографических условий, сложившихся в предыдущую эпоху. На платформе продолжается трансгрессивная стадия. Море в начале миоцена на юге континента, в Магелланском бассейне, регрессирует (верхи формации Патагония), но затем вновь трансгрессирует в конце раннего миоцена (конгломераты Агуила и формация Кабо Силва). Этот трансгрессивный эпизод, возможно, связан с открытием пролива Дрейка (511) 19—16 млн лет тому назад, т. е. в самом конце раннего миоцена (76, 77, 476). Крупный морской залив возникает в раннем миоцене и на северо-востоке Бразилии. Нарастание регрессивных тенденций в среднем и особенно в позднем миоцене во время андской фазы тектогенеза в орогенном поясе и общее поднятие континента в позднем миоцене прерываются очень короткой, но довольно широкой ингрессией моря в позднем миоцене в депрессию рек Параны и Парагвая (формация Парана в Аргентине и формация Камачо в Уругвае). Небольшая ингрессия моря наблюдается и на Огненной Земле. Эти ингрессии в позднем миоцене соответствуют, вероятно, мессинской регрессии в Средиземноморье (348). На атлантической окраине в раннем миоцене трансгрессия достигает максимума. Внешняя часть окраины местами достигает батиальных глубин (501). Максимальная скорость седиментации остается, однако, на том же уровне, что и в предыдущую стадию «коллапса» и в прогибе Сантуш равна 33 м/млн. лет. В среднем миоцене окраина континента вступает в заключительную стадию развития общей регрессии. Максимальная скорость накопления осадков возрастает до 200 м/млн. лет (501). Резко усиливается эрозия орогена Анд и в позднем миоцене начинается формирование глубоководного конуса выноса р. Амазонки (497). Продолжалось расширение моря в среднем миоцене на южном платформенном крыле Восточно-Венесуэльского прогиба.

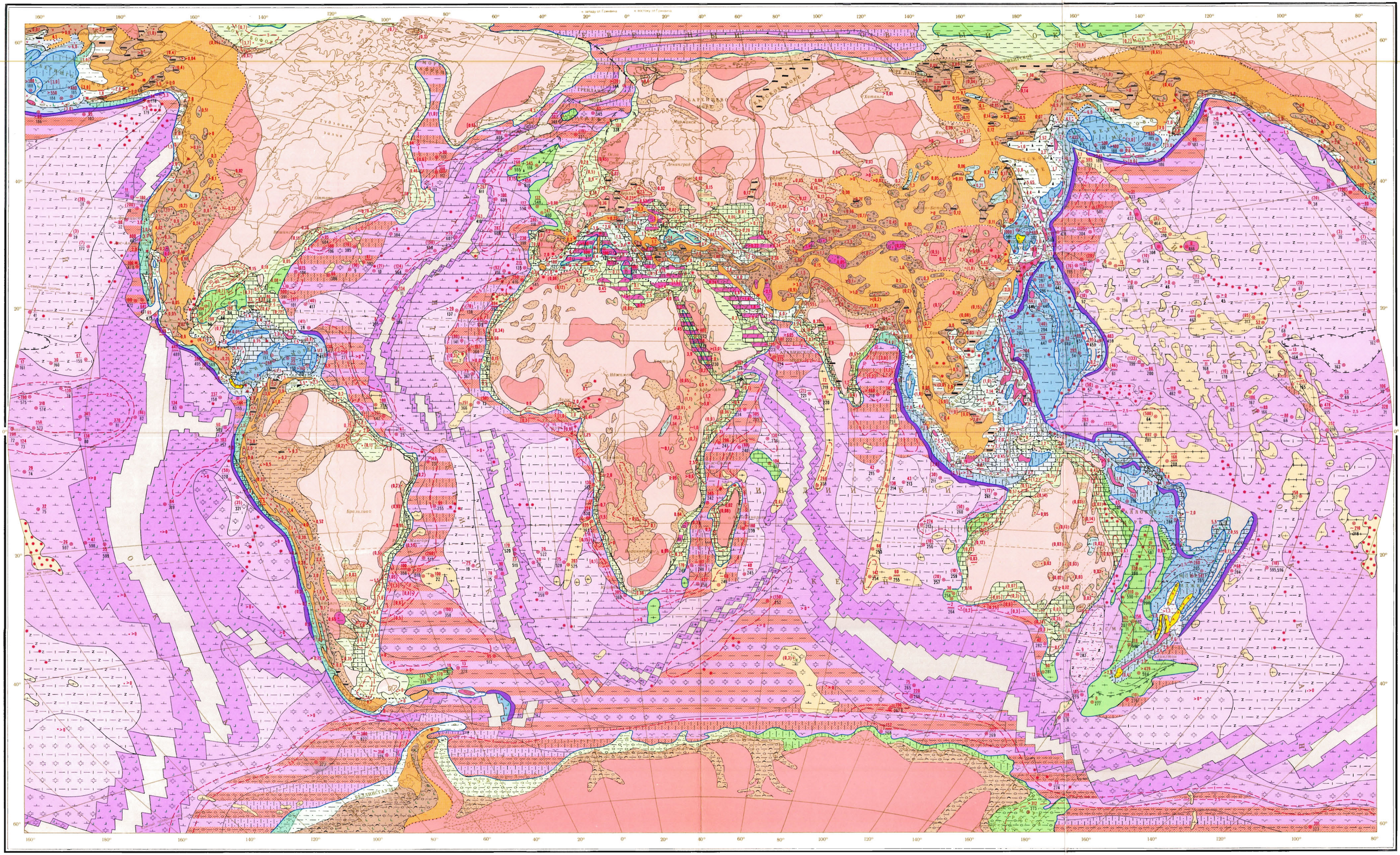
В **орогене Анд** поднятия, складчатость, метаморфизм, магматизм контролировались в основном тремя крупными импульсами тектогенеза. В Чилийско-Аргентинских Андах их объединяют в тектоническую фазу Кечуа (496). Первая ее подфаза относится к раннему миоцену (20—18 млн. лет). На юге континента в Патагонских Андах ей отвечает «фаза Пеуинчик» (496, 510). Последняя совпадает с пиком вулкано-плутонической активности и предшествует трансгрессивному эпизоду в конце миоцена на юге континента (510). Вторая подфаза Кечуа относится к 10—9 млн. лет и предшествует позднемиоценовому импульсу вулканизма (вулканическая фаза Вилрайт 8,8—6,1 млн. лет). Третья подфаза Кечуа приурочена к границе с плиоценом (6,0—5,0 млн. лет) и, видимо, синхронна андской фазе тектогенеза в Эквадорских и Перуанских Андах, где она является наиболее мощной из позднекайнозойских фаз и определяющей в формировании структуры этой части Анд; она ответственна за смену красноцветных моласс сероцветными (488, 496, 499, 509). В результате складчатости, относящейся к этой фазе, озерные, реже угленосные и вулканогенные отложения миоцена межгорных впадин Эквадорских и, в меньшей мере, Колумбийских Анд смяты в крутые, часто опрокинутые складки (509). Более ранние деформации на границе олигоцена и миоцена известны на северо-западе Колумбии в поясе Сан Жасинто, в Береговой зоне Эквадора (за исключением прогиба Эсмеральдас), на востоке Альтиплано Боливии (469). В Западной Кордильере центрального Перу известны две фазы регионального метаморфизма с возрастом 25 и 19 млн. лет и синхронные им импульсы известково-щелочного вулканизма. Наиболее крупные деформации относятся к раннемиоценовой фазе регионального метаморфизма в интервале 19—17 млн. лет (467). Раннемиоценовый импульс вулканизма предшествует фазе складчатости, а первый, олигоценовый, фазе поднятий. Наиболее быстро палеогеографические условия изменялись на стыке северного и центрального сегментов Андского орогена — в Эквадоре. Общее погружение охватывает в раннем миоцене Береговую (за исключением поперечного поднятия Чонгон-Колонч) и Субандийскую зоны. Вдоль западного побережья нами показано на шельфе вероятное распространение морских преимущественно глинистых и песчано-глинистых осадков. В Субандийской зоне и межгорных бассейнах Сьерры континентальные молассовые бассейны, вулканические хребты и отдельные вулканы (в Андах Эквадора) образовали сложный ландшафтный комплекс. Преобладало накопление аллювиально-озерных (в прогибах Набон и Лоха мощностью до 1000 м, в прогибе Куэнка — до 3000 м) озерных и вулканогенных (андезиты и озерные отложения прогиба Малакатос мощностью до 3000 м). В Субандийской зоне накапливались красноцветные до серых песчаники, алевролиты и глины, богатые органикой, угленосные внизу и плохо сортированные с конгломератами песчаники и глины вверху, общей мощностью свыше 3000 м. Присутствие солоноватоводной фауны в отложениях Субандийской зоны Эквадора (формации Пастаса, Чалканьи, Аражуно и Чамбера) возможно указывает на связь с морем на севере и востоке, осуществлявшуюся вдоль широких и низменных озерно-аллювиальных равнин. В Береговой зоне Эквадора в раннем миоцене закладываются три прогиба с юга на север: Прогресо, Манаби и Эсмеральдас. В раннем-среднем миоцене в прогибе Прогресо накапливались диатомовые глины и туфогенные аргиллиты (формация Тосагуа). В прогибе Манаби низы миоцена отсутствуют и в мелководных и относительно глубоководных условиях отлагались глины Дос Бокас мощностью до 3000 м. В северном прогибе накапливались глины формации Виче (верхи олигоцена низы лангия). Мощность ранне-среднемиоценовых серий обычно не превышает 1000—1500 м. В среднем и позднем миоцене в прогибах накапливались песчано-глинистые серии с туфовыми и бентонитовыми прослоями, конгломератами, линзами и ракушняками с тепловодной фауной: формации Прогресо (серравалий-тортон, мощность 1000—2000 м), Ангостура (серравалий), Онзол (верхи серравалия — тортон, на севере по плиоцен включительно) и Борбон (мессиний). Во время трансгрессии во второй половине среднего миоцена (серравалий) возрастает роль песчаного материала. Отлагались песчано-алевритоглинистые осадки (до 2000 м). В позднем миоцене сравнительно узкие и невысокие горные хребты центральной зоны Эквадорских Анд-Сьерры вовлекаются в быстрые поднятия из-за проявления собственно андской фазы тектогенеза (максимум — в раннем плиоцене) и в конце миоцена накапливаются исключительно песчаные осадки (средне- и грубозернистые песчаники формации Борбон).

Продолжение см. на стр. 36, 38

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL-PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

N_1

МИОЦЕН
MIOCENE



Масштаб (Scale) 1 : 48 000 000

ПЛИОЦЕН. Этап геологической истории Земли, охватывающий 6,0-2,0 или 5,2—1,8 млн. лет (55).

Тенденция к быстрому росту горных хребтов, регрессии морских бассейнов, углублению океанских впадин синхронно со снижением уровня карбонатной компенсации в плиоцене усиливается. С современных континентов и значительной части арктических шельфов морские бассейны оттесняются. Крупные озерного типа бассейны или внутренние моря пользуются в плиоцене широким распространением. Общая площадь суши в плиоцене была максимальной за весь фанерозой. Лишь в эпохи четвертичных оледенений суша занимала еще большую, чем в плиоцене, площадь и имела более высокий гипсометрический уровень. Контрастность рельефа в течение плиоцена непрерывно возрастает. Значительным остается внутриплитный океанский вулканизм. Среди вулканитов орогенных зон возрастает роль толеитовых и щелочных базальтоидов.

Евразия. В плиоцене контуры континента уже близки к современным. Суша его даже несколько превосходила современную за счет арктических районов (Баренцевоморский, Карский шельфы и др.), востока (Охотоморский шельф) и запада (Британские о-ва). Паратетис распадается на несколько крупных пресных озерных и солоноватоводных бассейнов. Уровень этих водоемов зависел от притока речных вод с

земного моря уже близок к современному как по конфигурации, так и по глубине. С Атлантикой он сообщался через Альборанское море и Гибралтар, с Индийским океаном через Суэцкий пролив и Красное море. Формируется в современных границах Альпийский орогенный пояс; деформации в этом поясе продолжаются, но на первый план выдвигается быстрое сводово-блоковое поднятие и Гималаи достигают высоты 6 км. Продолжается, ослабевая, остаточный известково-щелочной и щелочной вулканизм, первенство переходит к базальтоидам. Активно поднимаются и горные цепи Центрально-Восточно-Азиатского орогенного пояса. Усложняется общий структурный план тихоокеанской окраины. Возникают многочисленные островные дуги, продолжают погружаться окраинные моря. На севере преобладают регрессивные тенденции, выраженные как в большей мелководности бассейнов, так и в расширении континентальных условий седиментации. К северу от Тайваня роль вулканизма снижается, увеличивается относительная роль наземных извержений. Формируется близкая к современной речная сеть.

Климат в первую половину эпохи был более теплым (средний и поздний понт, киммерий), чем современный с чередованием аридных и гумидных фаз. Во вторую половину (акчагыл, Литториновый Краг и др.) становится более холодным и сухим континентальным на севере континента, сухим и морозным в горных областях (32, 33, 48, 52). Похолодание усиливается в орогенных зонах, на юге и юго-востоке климат остается гумидным субтропическим и тропическим. Сокращаются площади развития красноцветных моласс, в горных системах накапливаются палево-серые, часто грубообломочные, континентальные молассы. Похолодание и аридизация в общем прогрессировали к концу эпохи.

На Западно-Европейской платформе положение морских бассейнов в основном наследуется. Бассейн Северного моря превращается в залив, площадь которого значительно уменьшается. Море ингрессирует в долину Роны. Площадь континентальных бассейнов также резко сокращается, порой на порядок уменьшается мощность отложений (мощность аллювиальных осадков в долинах Эбро, Дуэро и Гвадианы до 30 м). В Рейнском грабене (аллювиальные и лимнические угленосные) — до 70 м, в среднем течении Рейна (песчано-глинистые) до 185 м, мощность познанских озерных глин, аллювиальных и лимнических угленосных осадков в Польской впадине до 85 м. Мощность глинистой серии в Центральном и грабене Викинг до 610 м, нannофорового миниферового ила (скв. 116, банка Роколл) до 95 м, карбонатно-терригенных осадков на шельфе Аквитании до 590 м, на юго-западе Иберийского п-ова (шельф) до 1400 м (87, 95).

Восточно-Европейская платформа несколько поднимается (Фенноскандия, Волыно-Подолия), но остается в основном низкой денудационной равниной. На севере платформы в пределах шельфа и склона предположительно отлагались песчано-глинисто-алевритовые гляциально-морские осадки, накопившиеся в основном во вторую половину эпохи. В первую половину отлагались, вероятно, глины и глинистые турбидиты. Мощность в районе плато Вёринг (скв. 341) до 152 м (глины, гляциально-морские осадки и пеплы). На юге седиментация контролировалась в основном развитием усыхающего Каспийского бассейна. Формируется протяженная долина Палео-Волги с многочисленными притоками. В Южно-Каспийской впадине накапливаются в основном дельтовые песчано-глинистые отложения (балаханская свита или продуктивная толща и ее стратиграфические аналоги). В Черноморском бассейне отлагались осадки среднего и верхнего понта (известняки-ракушечники, пески, глины — слои с Congeria subrhomboidea и босфорские), затем глины и пески в Киммерийском озере-море (с железными рудами на Керченском п-ове). Во вторую половину периода из-за изменения климатических условий на Русской платформе (похолодание и увлажнение) Каспийский бассейн расширяется и его воды ингрессируют вдоль долины Палео-Волги и ее притоков (до Уфы), занимают Терскую и Куринскую впадины, вторгаются в речную систему Амударьи вдоль Копетдага, проникают в Арал и южный Казахстан (3). Ингрессия была кратковременной и море быстро сокращается почти до современных размеров. Акчагыльское море проникло и в Черноморский бассейн (до Таманского п-ова). В самом Черноморском бассейне, исключая Азовское море и Тасманский п-ов, в это время существовал куяльницкий бассейн (почти в современных границах). Мощность континентальных дельтовых и морских акчальских отложений на западе Южно-Каспийской впадины более 7 км, на Апшеронском п-ове — до 5 км, в Прикаспии более 600 м, в Мазандеране до 2 км. Мощность осадков на Тамани до 190 м, на юго-западе Черного моря, у Босфора (скв. 380) — 40 м. В Дакийском озере мощность песчано-глинистых осадков более 1200 м. В зоне Предкарпатского прогиба (нефтеносный район Плоешти) мощность экстремальна — до 10 км на небольшой площади. Это дельтовые осадки подобные продуктивной толще юга Каспия. Мощность аллювия (ергенинские пески, грачевские слои и пр.) в долине Палео-Дона (или Ергень-реки), верховья которого достигали района Москвы — до 100 м. Еще с позднего миоцена на водоразделах юга Русской равнины накапливаются краснобурые глины.

На юге Западно-Сибирского региона располагалась аллювиально-озерная равнина (верхи павлодарской свиты, низы кочковского горизонта). Мощность до 50 м. Аллювиально-озерные осадки отлагаются во впадинах юга Казахстана. Мощность их до 100 м (Илийская и др.). Продолжает воздыматься Сибирская платформа. Основной поток обломочного материала направлялся в сторону долины Палео-Лены. Мощность аллювиальных, изредка с лигнитами осадков до 40 м.

Ороген **Центральной и Восточной Азии** в целом развивается унаследованно, но контуры многих впадин из-за усиления поднятия горных систем изменяются. Наследуется общий состав (щелочные базальты, трахиты и комендиты) и положение зон вулканизма (48, 319). Во впадинах Северо-Востока СССР мощность аллювиальных песчано-глинистых и песчано-конгломератовых отложений 77 м в низовьях р. Колымы, глин в Палео-Байкале до 800 м. Мощность базальтов обычно не превышает 30—40 м. Мощность грубообломочных моласс во впадинах Тянь-Шаня более 2 км (Фергана). Мощность озерных известняков и эвапоритов в Цайдамской впадине до 400 м, песчано-глинистых серий во впадинах Северо-Китайского бассейна — до 1000 м (249, 264).

В **Средиземноморском бассейне** отлагаются преимущественно мергелистые осадки (синие мергели, в глубоководных впадинах турбидиты и карбонатно-глинистые илы) мощностью до 270 м (скв. 371, Алжирская котловина). В Ионическом море и в море Леванта значительную роль играют сапропелевые глинистые осадки (скв. 130, 500 м). В Паданском и Бретонском прогибах Апеннинского п-ова мощность песчано-глинистых осадков до 4 км. В Венском бассейне отлагались грубообломочные и угленосные лимнические молассы мощностью до 800 м, в Паннонской озерной впадине — песчано-глинистые серии до 1000 м мощностью, угленосные в прогибе Эллинид - до 1000 м. Мощность озерных глин и мергелей в Анатолидах и Тавридах до 300 м, глинисто-песчано-конгломератовых моласс к югу от Эльбурса более 1000 м, в Загросском прогибе до 3 км (формация Бахтиари). Континентальные (и озерные гипсоносные) серии на юго-востоке Ирана имеют мощность более 1000 м. В межгорном прогибе Центрального Афганистана (Бамиан) мощность грубообломочной континентальной молассы до 2 км, морской песчано-глинистой молассы в Макранском прогибе до 1000 м, верхней части сивалика в Предгималайском прогибе до 1800 м, в Ассаме — до 3200 м. В прогибе Иравади (Бирма) мощность песчано-глинистой молассы до 700 м.

Индостан становится возвышенной сушей. На шельфах и склонах отлагаются морские песчано-глинистые осадки (Нижнеиндский прогиб, бассейн Камбей) — 400 м, глины на шельфе того же бассейна — до 600 м, толщи известняков на юге континента (шельф о. Шри-Ланка) до 350 м, песчано-глинистые серии (Керала) до 100 м, мощность дельтовых осадков Ганга-Брахмапутры более 1000 м.

На индийской окраине Юго Восточной Азии в районе продолжавшего формироваться Андаманского окраинного бассейна отлагались глины, а в глубоководной впадине — глинистые турбидиты. Мощность песчано-глинистых осадков на северо-западе Суматры до 900 м. Большая часть о. Суматра превращается в сушу. В центральной зоне острова продолжается субаквальный (на северо-западе) и субаэральный вулканизм (андезиты и их туфы). На западе о-ва и прилежащем шельфе на небольшой площади отлагались карбонатно-терригенные серии (до 800 м) на шельфе и склоне — песчано-глинистые турбидиты, прослеживаемые до о. Сумба мощностью до 1000 м. На о-ве Сумба отлагались рифовые известняки мощностью до 500 м. Мощность вулканитов и вулканогенно-осадочных пород в центре Явы 2900 м. Вулканическая дуга далее к востоку переходит в дугу Банда. На тихоокеанской окраине (на шельфах морей и в бассейнах Калимантана и Сиамского залива) осуществляется переход к преимущественному накоплению терригенных серий (исключая банку Рид, где мощность рифовых известняков около 600 м). Мощность песчано-глинистых и песчано-конгломератовых серий на севере Саравака до 1000 м. Мощность терригенных турбидитов в Макассарском проливе до 1000 м, турбидитов с прослоями пепловых туфов в глубоководных впадинах Банда, Сулавеси и Сулу до 1000 м (291, 305), турбидитов в Южно-Китайском море до 500 м, глинистых серий на шельфе залива Банго до 1400 м. Система вулканических дуг Сулавеси и частично Филиппин наследуется от предыдущей эпохи. Мощность субаквальных и субаэральных андезитов на западе Сулавеси более 350 м, в восточной ветви дуги на юго-востоке о-ва Лусон 250 м (андезиты в ассоциации с песчано-конгломератовой серией) (291). В восточном прогибе Тайваня мощность песчано-глинистых турбидитов до 5 км (возможно, древняя дельта р. Янцзы). Мощность вулканитов в дуге Рюкю-Хонсю (трахиты, риолиты на о. Рюкю, андезиты на о. Хонсю — до 500 м), песчано-глинистых осадков в зоне Симанто (шельф, склон) около 2 км, в центральном прогибе о. Хоккайдо (глинисто-диатомовые серии) до 1000 м. Возвышенность Ямато превращается в крупный остров. Вулканизм в глубоководной Япономорской, как и в Южно-Китайской впадине и сопряженных с ней зонах почти прекращается. На ее ложе отлагались глинисто-кремнистые илы (более 256 м в скв. 301) и глинистые турбидиты (около 300 м в скв. 300). В прогибах Сахалина отлагались преимущественно песчаные (с конгломератами, ракушечниками, лигнитами и бурыми углями) мелководные морские и континентальные серии мощностью до 2 км (помырский горизонт — Восточно-Сахалинский прогиб, Дагинский р-н), до 1500 м (Углегорский р-н, Западно-Сахалинский прогиб). На Курильских о-вах отлагались песчано-глинистые серии с диатомитами. Продолжалась вулканическая деятельность (базальты). Центральная зона Камчатки поднимается. Среди вулканитов (алнейская и апукская серии и др.) преобладали базальты и андезито-базальты. На Западной Камчатке отлагались песчано-конгломератовые и песчано-глинистые серии с прослоями ракушечников и диатомитов мощностью до 400 м (р. Сидма), до 60 м (р. Сопочная). На Восточной Камчатке накапливались (лимимтэваямский, усть-лимимтэваямский и тусатуваямский горизонты) конгломераты, туфопесчаники, туфодиатомиты, лигниты, глины и вулканиты (тумрокская свита: базальты, андезиты, дациты, туфы) мощностью в Кроноцком районе более 1400 м (124). На Командорах предположительно в это время извергались базальты и туфы свиты мыса Вакселя и др. (124). На склоне островных дуг от севера Хонсю до Командор (и в Южно-Курильской впадине) отлагались диатомовые глины с пеплами (мощность 356 м в скв. 584) и местами турбидиты (76, 323).

Северная Америка. Общее поднятие континента еще более ускоряется, в особенности орогена Кордильер. Общий структурный план, положение зон максимального погружения, морской седиментации и особенности литологических серий наследуются от предыдущей эпохи, регрессия еще более усиливается. Морские бассейны оттесняются разрастающейся и поднимающейся сушей за пределы современных контуров континента. На северо-западе суша Аляски, как и в миоцене, продолжалась в Чукотскую сушу. В конце раннего плиоцена (3,5—3 млн. лет) становится сушей Панамский перешеек. Изоляция Тихого и Атлантического океанов приводит к усилению Гольфстрима (первая фаза заметного усиления океанской циркуляции в Атлантике, связанная с обмелением и сужением Панамского пролива, относится еще к среднему миоцену), размыву контурными течениями ряда участков склона континента и уменьшению мощности осадков (пелагических карбонатных илов) вдоль южного обрамления Мексиканского залива, на плато Багама (мощность до 200 м) и Блейк (мощность до 12 м) (76, 412, 630). На атлан-

тической окраине отлагались преимущественно глинистые серии. Мощность их на большей части ее площади не превосходит 50 м. В небольших впадинах она возрастает до 630 м (скв. 612). Продолжается миграция к югу дельты Палео-Миссисипи. Мощность плиоценовых отложений в этом прогибе шириной до 200 км превышает 3000 м (236). Общее простирание литолого-фациальных зон здесь меняется на субширотное. Объем обломочного материала, сносимого с Кордильер, отнесенного к единице времени, заметно возрастает на тихоокеанской окраине (на юге Аляски, в Британской Колумбии и Калифорнии). Увеличивается и вынос терригенного материала на прилегающее к континенту ложе океана (40). Площади и мощность вулканических серий в Кордильерах резко уменьшаются. Преобладают излияния базальтов, субщелочных (Британская Колумбия, юг) и толеитовых (Вашингтон-Невада). На п-ове Калифорния и в трансмексиканском вулканическом поясе извергались андезиты, риолиты, базальты и туфы. В Центральной Америке преобладали извержения игнимбритов и туфов риолитов, перемежающихся с аллювиальными песчано-конгломератовыми осадками (до 500 м на западе Никарагуа). Мощность песчано-глинистых гляциально-морских осадков на шельфе южнее залива Кука до 2 км, морских песчано-глинистых серий в прогибах юго-запада Калифорнии (Вентура и др.) до 3 км, песчано-глинистых морских осадков и континентальных песчано-конгломератовых серий (юг Мексиканского залива, Мексика) более 1000 м. Мощность песчано-глинистых осадков на тихоокеанском шельфе до 352 м (скв. 490, Мексика, Техуантепек), кремнисто-глинистых до 60 м (скв. 495, Гватемала). Климат континента становится холодно-умеренным на севере континента и холодным в зонах оледенений (Аляска, Британская Колумбия, Гренландия). Еще до закрытия Панамского пролива через него происходила миграция тюленей, моржей и котиков в Атлантику. Центральная зона континента была занята умеренной зоной и только юг его — субтропической климатической зоной.

Куба, Гаити и Пуэрто-Рико становятся о-вами, на шельфах которых отлагались известняки, в том числе рифовые (до 100 м на юге Кубы), и карбонатно-терригенные осадки (более 250 м на западе Гаити). Вулканическая деятельность в Больших Антиллах была слабой (андезиты, риолиты, базальты, субаэральные и субаквальные на Гаити). Активным вулканизм оставался на Малых Антиллах: андезиты, базальты мощностью более 100м (Гренада). На шельфах и склонах дуги отлагались карбонаты, вулканогенные турбидиты и туфы (121 м, скв. 41). Продолжают погружаться (а трог Кайман — и расширяться) окраинные океанские бассейны (Юкатан, Кайман). В них, видимо, отлагались карбонатные илы.

Южная Америка. Общее поднятие континента способствует регрессии морских бассейнов, а быстрое воздымание Анд приводит к накоплению грубых континентальных моласс в межгорных впадинах, в Субандийской и Береговой зонах. Особенно крупные изменения в структуре и седиментации андский орогенез вызвал в северном секторе Анд, развитие которого становится сходным с развитием южного сектора пояса. Заканчивается погружение крупных прогибов, развивавшихся начиная с позднего эоцена или начала палеогена — Сину, Фалькон, средней Магдалены и уменьшается в размерах, отступая к востоку, Восточно-Венесуэльский прогиб. Морские бассейны в начале эпохи существовали в виде небольших заливов в районе оз. Маракаибо и на востоке Венесуэлы, но к концу ее приближаются к современной конфигурации. На территориях, прежде интенсивно погружавшихся и покрытых морскими глубоководными бассейнами, возникают обширные аллювиальные равнины, плавное, но быстрое погружение которых приводит к накоплению клинообразного чехла осадков (200—1000 м), в основном песчано-конгломератовых, аллювиальных и дельтовых в низовьях Магдалены (около 3000 м мощностью), но с участием глин и лигнитов на карибском и тихоокеанском побережьях орогена. Кроме Анд Колумбии и Венесуэлы и Карибских хребтов, служивших основными поставщиками обломочного материала, в пределах предгорных и равнинных областей возникают довольно обширные участки плоскостного смыва в основном осадков среднего и позднего миоцена. В Эквадоре морские условия сохраняются в прогибах Береговой зоны Прогресо и Эсмеральдас, где мощность песчано-глинистой молассы соответственно достигает 3 и 1 км. На севере Эквадорских Анд из трещинных вулканитов начинаются извержения андезитовых лав и пирокластов формации Пизаямбо. После небольшого перерыва начинается формирование межгорной впадины в центре Эквадорской Сьерры, длиной около 300 км, шириной 20 км. Ее ограничивают системы эшелонированных нормальных сбросов андского простирания. В плейстоцене эти дизъюнктивы становятся подводящими каналами вулканов. В раннем плиоцене в Береговой зоне на юге Перу и на отдельных участках вдоль современного побережья Чили сохраняются узкие морские бассейны, унаследованные от позднемиоценовой трансгрессии (песчаная формация Писко на юге Перу, плиоцен о-ва Гуафо в архипелаге Чонос на юге Чили).

Положение зон вулканизма наследуется от миоцена. В Перуанских и Чилийско-Аргентинских Андах на границе миоцена и плиоцена проявился тектогенез Кечуа-3 в интервале 6,0—5,0 млн. лет (495). Эта фаза синхронна андскому тектогенезу в северном секторе Анд, где проявление тектогенеза было более мощным. В Перу в пределах краевой зоны платформы возникают вулканические центры (щелочные базальты с возрастом 5,7—4,8 млн. лет, К—А (488, 496). В районе Охосдель Саладо (Чили) прерванный фазой тектогенеза вулканизм возобновляется во время импульса Пеньяс Бланкас (4,9—2,6 млн. лет, К—А). Преобладающие известково-щелочные серии Анд представлены андезитами, образующими плато между 35°—40° ю. ш. в Чили, дацитами и риолитами со значительными вариациями содержания щелочей (499, 510). Простирание вулканических хребтов меняется с меридионального на восток-северо-восточное, причем эта сегментированная система размещалась в полосе шириной около 230 км между 69°—67° в. д., 29°—27° ю. ш. (483, 510). Стратовулканы составили поперечный вулканический хребет, протянувшийся через высокие плато Анд. Внедрение дацитовых и риолитовых куполов в зону поперечного поднятия сопровождалось извержением пепловых туфов и игнимбритов из активизированных миоценовых кальдер. Границы горных областей, отдельные горные хребты и вулканические центры вплоть до границы с Перу на севере контролировались в основном крупными разрывами меридионального простирания и, в меньшей мере, диагональными нарушениями (483, 510). Южнее Трансандского поперечного поднятия до 36° ю. ш. на платформе и восточной окраине орогена Патагонских Анд развиты почти исключительно толеитовые и щелочные базальты — продукт задуговых (?) трещинных излияний (467).

В Центральной Кордильере Колумбии вулканическая деятельность (видимо, весьма слабая) доказывается по присутствию в конгломератах впадины Верхней Магдалены андезитов с возрастом 3,7 и 4,3 млн. лет, К—А (509). Мощность молассовых отложений, которые могут быть отнесены к плиоцену, не превышает 100 м.

В плиоцене продолжалось формирование складчато-надвигового пояса на стыке Анд и Субандийской зоны от Эквадора на севере до Сьерры Пампа Аргентины. В деформации оказались вовлеченными отложения от силура до плиоцена в поясе шириной 100—200 км. Предполагается, что в этом поясе произошло сокращение поверхности на 60 км (33 %) (495).

На платформе на фоне широкой регрессии морских бассейнов оформляются близкие к современным речные системы и седиментационные бассейны: Амазонки и ее притоков, Параны, Парагвая, Риу-Негру. Количество терригенного материала, поступавшего на атлантический шельф, резко возрастает как из-за увеличения высоты Анд до 2200—2400 м, так и вследствие начавшегося, возможно, еще в позднем миоцене оледенения Анд, соответственно резко сокращается карбонатонакопление. Так, на шельфе Суринама известняки миоцена мощностью около 300 м сменяются песчано-глинистыми осадками плиоцена мощностью свыше 1000 м. Это — следствие влияния выноса терригенного материала системой Амазонки (497, 512). Суша платформы после поднятий в середине миоцена подвергалась выравниванию, которое на северо-востоке Бразилии в раннем плейстоцене завершилось формированием поверхности планации Сертанейя-Табулейрас, покрытой латеритными и железистыми почвами (512). В районе озер Буэнос-Айрес в Аргентине лавовые потоки базальтов чередуются с тиллитами и диамиктитами. Это дало возможность установить, что появление первых ледников в Патагонских Андах относится к 7—4,6 млн. лет. В интервале 3,5—3,3 млн. лет ледники распространились на 20 км за пределы горного фронта Анд (Патагонское оледенение). Значительное похолодание в интервале 3,3—2,4 млн. лет не отмечено широким распространением ледниковых отложений, возможно, вследствие их уничтожения во время более позднего крупнейшего оледенения в Патагонии 0,9 млн. лет назад, т. е. уже в плейстоцене (475). Глобальное похолодание приводит к установлению к концу плиоцена на юге континента холодно-умеренного климата.

Африка. Общее поднятие континента усиливается. Усиливается и вулканическая деятельность в Восточно-Африканской рифтовой системе. Продолжается формирование крупнейших вулканов — Килиманджаро, Кения, Эльгон. Морские бассейны отступают часто за пределы современной береговой линии. Эфемерная морская ингрессия отмечается лишь в долину Нила. Внутриконтинентальные бассейны развиваются унаследованно. Мощность аллювиально-озерных серий — первые десятки метров (верховья Замбези) и только в Алжирской Сахаре, видимо, достигают 400 м. Мощность озерных осадков в грабенах Восточно-Африканской рифтовой системы до 700 м (оз. Альберт). В конце эпохи происходит окончательно становление этой системы. Изливаются толеитовые базальты, а также трахибазальты, трахиандезиты, трахиты и риолиты, формируется главная цепь щитовых вулканов. Начинается вторая стадия развития Афарского тройного сочленения. Погружается залив Таджура.

Наклон окраин континента увеличивается. Возрастает вынос терригенного материала на шельфы и склоны и в прилежащие океанские котловины. На северо-западной окраине увеличивается площадь распространения глинистых серий на шельфе Сенегала (мощность до 253 м), значительна мощность карбонатно-глинистых илов — 261 м (скв. 369, на склоне к югу от Канарских о-вов). На северной окраине (Магриб) море отступает. Отлагаются карбонатно-терригенные (до 1200 м восточнее Орана) и песчаные серии. Часть бассейнов Шелиф и Матиджа занимает море. Накапливаются синие мергели (до 700 м, Шелиф), по краям отлагались грубообломочные континентальные осадки. Продолжался наземный базальтовый вулканизм. В Тунисско-Ливийском заливе накапливались морские и континентальные песчаные серии, переходившие к северу в песчаные (узкая полоса), песчано-глинистые и глубоководные глинистые осадки Ионического бассейна. Мощность дельтовых песчано-глинистых отложений в устье Нила до 2300 м. На шельфах Красного моря и Суэцкого залива мощность карбонатно-терригенных серий до 500 м. В глубоководной зоне отлагались глинистые турбидиты, карбонатные илы и мел. Мощность в скв. 227—197 м. В Аденском заливе накапливались карбонатные и кремнистые илы, реже песчаные и глинистые турбидиты и пеплы. Мощность в скв. 232—194 м. На восточной окраине отлагались морские песчано-глинистые и карбонатно-терригенные серии, к югу сменявшиеся карбонатными. Мощность карбонатно-терригенных (дельтовые пески и известняки) осадков на севере Танзании 220 м (522). Мощность песчано-глинистых осадков в дельте Замбези до 200 м. В сторону суши в морских отложениях появляются прослои континентальных отложений. Мощность песчаных континентальных осадков на юге Сомали до 500 м. На Мадагаскаре также распространены континентальные аллювиально-дельтовые серии, мощностью до 150 м на севере и до 200 м на юге. На шельфе и склоне отлагались карбонатно-терригенные серии. В центре острова происходят излияния базальтов (до 160 м). Вулканические брекчии и карбонатные илы отлагались на Мадагаскарском поднятии (мощность в скв. 246 55 м). На юго-западной окраине континента на юге отлагались карбонатно-терригенные серии, сменявшиеся к северу карбонатно-терригенно-кремнистыми (до 500 на севере Намибии) и глинистыми и песчано-глинистыми в зоне влияния Конго и Нигера. Мощность в дельте Нигера морских песчано-глинистых серий более 500 м, континентальных с прослоями морских осадков до 1200 м.

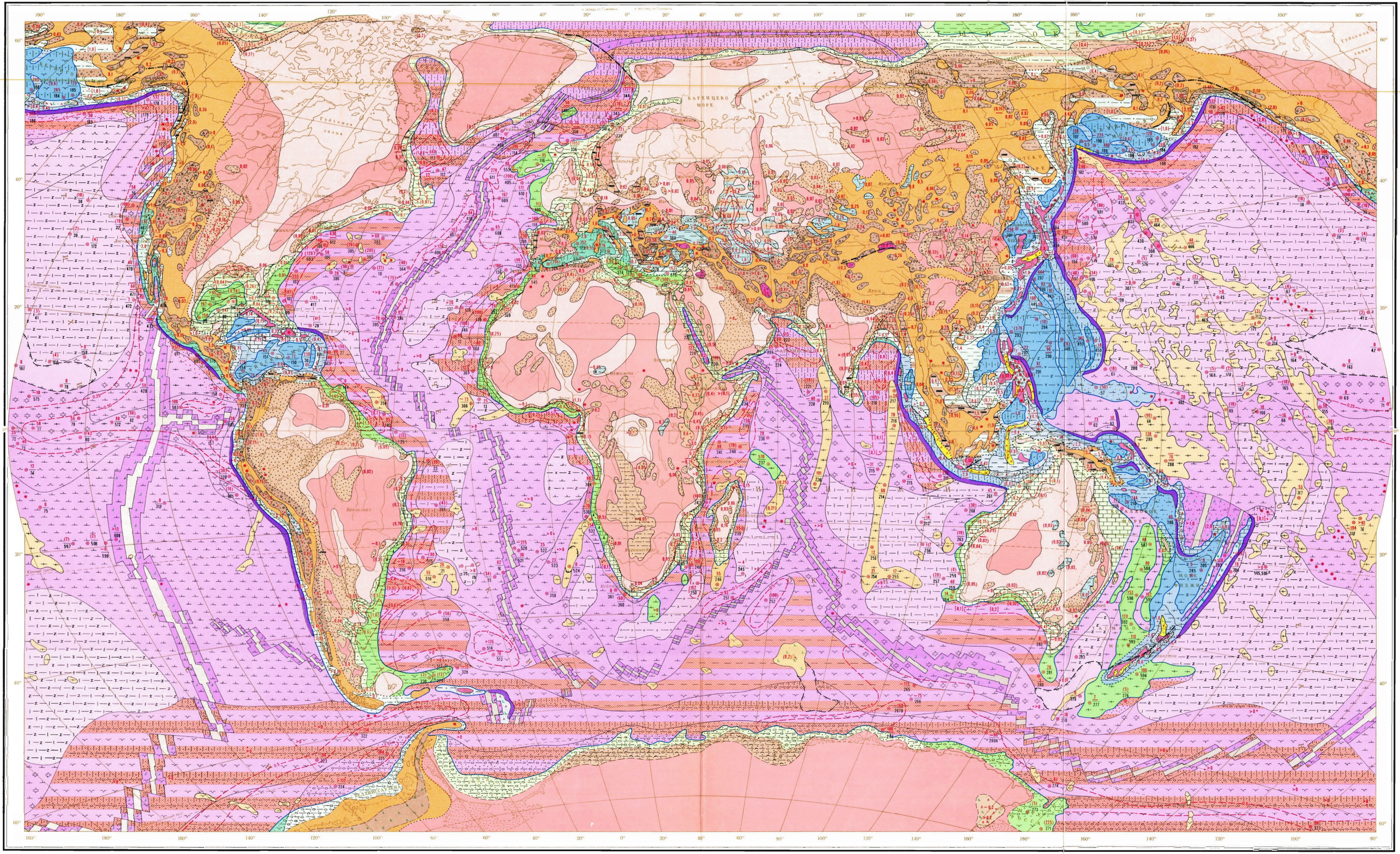
Общее похолодание еще слабо (?) коснулось Африки. Сохраняется теплый климат и климатическая зональность миоценового типа (33).

Австралия. Суша континента оставалась низкой. Соленые озера располагаются в центре континента. В них отлагались известняки. На востоке и юго-востоке продолжается базальтовый вулканизм. Мощность аллювиально-озерных осадков в гумидной зоне (север Квинсленда) до 30 м. Область поднятий в центре Новой Гвинеи разрастается, возникает горный хребет, подножья которого были заняты болотистыми равнинами. Мощность угленосной молассы до 2 км на юге и вместе с морской песчано-глинистой — до 5 км на севере Папуа, а морской песчано-глинистой до 2200 м. На южной, западной и восточной окраинах континента продолжается в основном отложение известняков. В бассейне Юкла их мощность до 325 в профиле шельф-склон. На плато Натуралист накапливаются карбонатные илы — 14 и 40 м в скв. 264 и 258 (76). В бассейне Карнарвон — известняки (до 350 м). На шельфе Арафурского моря (здесь в небольшой лагуне отлагались гипсы) до 220 м, на Тиморе — до 600 м. На восточной окраине — до 400 м. Карбонатные илы накапливались на поднятии Лорд Хау (до 120 м в скв. 592) и в прилежащих зонах глубоководных бассейнов Тасманова и Кораллового морей (мощность до 162 м в скв. 591, бассейн Норфолк). В наиболее глубоководной зоне Тасманова моря отлагались красные цеолитовые глины (6 м в скв. 283).

Окончание см. на стр. 36

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА МИРА
THE LITHOLOGICAL-PALEOGEOGRAPHICAL MAP OF THE WORLD

ПЛИОЦЕН
PLIOCENE



Масштаб (Scale) 1: 48 000 000

Южный, **Магелланский,** сегмент **геосинклинальной системы Анд** активно развивался (начиная с титона) по типу краевого моря, крайне медленно расширяясь до валанжина (502, 507). Ширина зоны новообразованной океанской коры, вероятно, не превышала 50 км и на нашей карте в качестве самостоятельной структурной единицы эта зона не показана.

В раннемеловую эпоху континент располагался в аридном климатическом поясе с максимальной аридизацией в аптском веке (33, 72). Более гумидные условия устанавливаются в альбе (север Колумбии и Венесуэлы, юг Патагонии). Угленакопление было слабым. Битуминозные известняки и терригенные породы распространены широко и приурочены к позднему апту и среднему альбу (494, 501, 603, 609, 624, 638).

Африка. Крупные тектонические и палеогеографические изменения связаны с формированием атлантической и индоокеанской окраин. Этот процесс сопровождался возникновением новых интраконтинентальных бассейнов на фоне общего поднятия и регрессии (526). Мощность песчаных аллювиальных и дельтовых отложений в континентальных бассейнах севера и северо-востока континента и во впадине Конго достигает 500—600 м. Юго-западная часть атлантической окраины проходит те же стадии развития, что и окраина Южной Америки: предрифтовую, рифтовую и раннеокеанскую. Им соответствовало накопление континентальных, лагунно-морских эвапоритовых и морских формаций, сопровождавшихся в некоторых регионах базальтовым вулканизмом (мощность базальтов на шельфе Намибии более 1200 м). На рифтовой стадии закладывается авлакоген Бенуэ. При общей мощности отложений до 3750 м континенальные осадки составляют здесь 60 %, остальное приходится на морские песчано-глинистые позднеаптско-альбские отложения (520, 532). Максимальное развитие эвапоритов наблюдается в Габоне, где мощность отложений до 3 км, а мощность каменной соли достигает 700 м (530). Южнее, на шельфе приустьевой части р. Конго мощность солей до 500 м при общей мощности отложений до 4 км, из которых половину составляют континентальные отложения неокома. На северо-западной окраине континента в неокоме была особенно велика роль дельтовых отложений, достигающих мощности 2600 м на юге Марроко (песчаники Тан-Тан). В сторону океана континентальные песчаные серии замещаются морскими терригенно-карбонатными осадками (около 4 км) и только к югу от Канарских островов они распространены до края континента.

На севере, вдоль южной окраины Тетиса от Рифа на западе до Большой Кабилии на востоке, накапливался в основном песчаный мавританский флиш. В Рифе (Марокко) в основании флиша присутствует терригенно-карбонатный флиш (валанжин-готерив) (535, 551). Мощность во флишевых и прилежащих к ним прогибах на севере Алжира (терригенно-карбонатные серии) достигает 6 км (514, 542). Песчано-глинистые и карбонатно-глинистые отложения имеют также большую мощность (до 3100 м) к западу от дельты Нила (517). На Аравийском п-ове широкое распространение получают морские песчаные серии (около 1000 м мощностью) и песчано-карбонатные отложения, к северо-востоку замещавшиеся карбонатами, а затем глубоководными карбонатно-глинистыми сериями в Загросе на границе с южной ветвью Тетиса. Южнее, на Роге Африки, как и на юго-востоке Аравии отлагались преимущественно мелководные терригенно-карбонатные отложения. В лагуне Огаден в конце неокома, апта и альбе накапливались также гипсы. Общая мощность до 600 м. Впадины, расположенные южнее, смещены в сторону океана и их осевые зоны находятся в пределах современного шельфа и склона (528, 537). В сторону океана отложения становятся глинисто-мергелистыми. Мощность во впадине Кисимайо до 1500 м, в Мозамбике — до 750 м, в бассейне Транскей на юге Африки — до 2200 м (дельтовые песчано-глинистые осадки) и на океанском поднятии Агульяс — до 100 м (глины) (539, 620, 622). На Мадагаскаре, помимо дельтовых песчаных осадков (до 1100 м), преобладало отложение терригенно-карбонатных серий мощностью до 500 м.

Австралия. Общее погружение и широкая эпиконтинентальная трансгрессия достигает максимума в неокоме-барреме-апте. В конце эпохи море проникало в Большой Артезианский бассейн со стороны залива Карпентария. Впервые за мезозой в альбе море распространяется также вдоль современной южной окраины континента по начавшей формироваться рифтовой системе, по которой в позднем мелу произошел раскол Австралии и Антарктиды. Вдоль западной окраины рифтовый процесс распространяется до плато Натуралист на юге и в альбе западная рифтовая система смыкается с южной. Растяжения на западе и юге континента были как бы компенсированы мощной эпохой орогенеза Рангитата в Новой Зеландии, проявившейся около 110 млн. лет назад (587, 588). Этот орогенез начался еще в конце титона и продолжался почти до середины апта, судя по отсутствию морской фауны этого возраста на Новой Зеландии. Орогенез и вулканизм (андезиты до 500 м) оживляются также на северо-западном шельфе Квинсленда (62). Быстро погружавшийся прогиб возникает в конце баррема-апте на северном продолжении бассейна Мэриборо. Мощность угленосных лимнических (до 30 %), кремнистых морских глин (40 %) и наземных риолитов достигает 5800 м по данным бурения (571, 572, 586). В платформенных бассейнах отлагались морские и дельтовые песчано-алеврито-глинистые осадки. Глины преобладают на склоне западной окраины, пески — на севере (Новая Гвинея — региональная регрессия) на юге (Юкла), отражая, очевидно, гидродинамические условия, превалировавшие в этих зонах. Мощность в интракратонных и окраинных бассейнах до 700 м, в бассейне Юкла — более 5 км, глинистый и битуминозный мел на севере Большого Артезианского Бассейна — 2200 м (552). На северо-восточной активной окраине (Новая Гвинея) и на севере Меланезии и северо-западе Новой Каледонии (о-ва Новая Британия, Новая Ирландия и др.) нами условно показана (часть серий, слагающих эти области находится в аллохтонном залегании) глубоководная океанская область. Раннемеловой возраст океанской коры, подводных базальтов, кремней и кремнистых глин установлен на Соломоновых островах (о. Малаита). Этот офиолитовый комплекс также находится в аллохтонном залегании (669, 673). В Папуа-Новой Гвинее закладывается вулканическая зона возможно, рифтового происхождения. Мощность андезитов и вулканомиктовых пород до 2 км (вулканиты Камбруф). В Новой Зеландии мощность позднеаптских-альбских песчаных флишоидных отложений на юго-востоке Северного острова около 5 км.

Антарктида. На платформе отложения данного возраста пока не обнаружены. Наличие переотложенных остатков ископаемых в четвертичных осадках указывает на возможное присутствие нижнемеловых отложений местами под ледовым покровом. Богатые аптские споро-пыльцевые комплексы установлены вблизи Берега Георга V (64°44 ю. ш., 146°51 в. д.). Переотложенные палинологические ассоциации альбского возраста известны из района моря Росса. Эти данные свидетельствуют о возможном развитии континентальных отложений K_1 на Антарктической платформе (579, 589). Контуры их показаны условно. Это касается и базальтов, распространенных на западе платформы и относимых к раннему мелу на основании радиометрических измерений.

На западе континента расширяется орогенная зона. В складчатость и поднятия позднекиммерийской фазы тектогенеза вовлекается область шириной до 300 км, принадлежавшая триасово-юрской геосинклинали. Остаточная островная вулканическая дуга протягивалась от Земли Элсуэрта до Южно-Шетландских островов. В этой зоне глубоководные осадки верхней юры сменяются мелководной вулканомиктовой конгломерато-песчано-глинистой серией, венчающейся субаэральными андезитами и туфами (576). Границы шельфа и глубоководной зоны показаны условно.

Атлантический океан. Бассейн Центральной Атлантики продолжает расширяться, но медленнее, чем в предыдущую эпоху. Глубина же бассейна возрастает значительно быстрее. В апте начинает формироваться бассейн Южной Атлантики. Скорость его расширения была выше скорости расширения Центральной Атлантики. К северу от поднятий Сан Паулу — Риу Гранди — Китовый хребет в приконтинентальной зоне в позднем апте отлагались лагунные гипсы и соли. Основная их часть, однако, накопилась на континентальной коре. В альбе в этих еще узких бассейнах преобладало накопление гемипелагических осадков, в том числе битуминозных черных глин с высоким содержанием органического углерода (63, 606, 627, 634, 639). Гемипелагические глины и турбидиты имеют большую мощность в приконтинентальных зонах Южной Атлантики (у северо-восточного побережья Бразилии до 6 км, в Аргентинской, Ангольской и Капской котловинах — свыше 2 км) (531). В Центрально-Атлантическом бассейне мощность гемипелагических осадков, среди которых значительна роль пелагических карбонатов (значение мелководных известняков невелико) — известняков и наннопланктонных илов — до 500 м (604, 608, 611, 629, 631, 637, 640, 641).

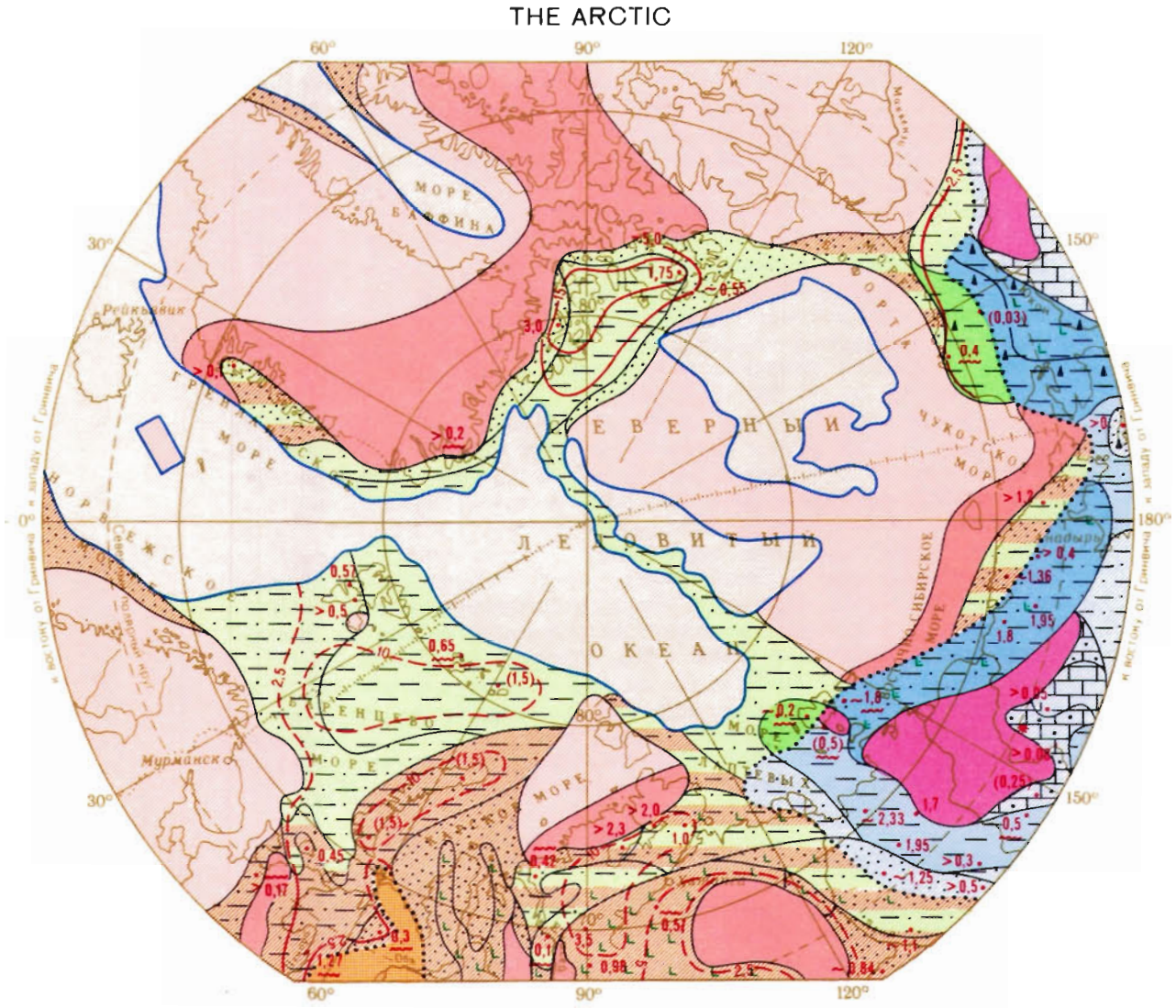
Индийский океан проходит начальную стадию спрединга. Преобладало накопление гемипелагических глинистых отложений. Значительна роль красных цеолитовых глин (возможно вулканогенного происхождения). Их мощность 10—50 м (скв. 256, 257, абиссальная равнина Перт). Кремнистые осадки ассоциируют с цеолитовыми глинами и карбонатными илами (общая мощность в скв. 260 на абиссальной равнине Кювье 130 м). Мощность черных битуминозных глин в приконтинентальной зоне Западно-Австралийской котловины у западного побережья Австралии 235 м (скв. 259).

Тихий океан. Высокая внутриплитная вулканическая активность сопровождалась образованием подводных гор, асейсмичных хребтов и вулканических плато в западной части современного Тихого океана. В интервале 120—90 млн. лет в центре бассейна формируется крупное вулканическое поднятие. Оно простиралось от поднятия Хесса на севере (возможно, в него входило и поднятие Шатского) в юго-восточном направлении через Срединно-Тихоокеанские горы и о-ва Лайн до плато Манихики на юге Оно охватывало также Центральный бассейн, Магелланское поднятие, бассейн Науру и плато Онтонг-Джава, примыкавшие к меридиональной части поднятия с запада (671, 684, 688, 690). В глубоководных скважинах, пробуренных на этом поднятии, помимо океанских базальтов 2-го слоя вскрыты известняки (в том числе и мелководные, скв. 171 на Срединно-Тихоокеанских горах), известняки с кремнями, кремнистые известняки, наннофораминиферовые илы, кремни, кремнистые глины, карбонатно-глинистые илы, красные цеолитовые глины, базальты и трахиты и их туфы. Максимальная вскрытая мощность в скв. Науру более 450 м, 80 % составляют вулканогенные породы. Общая площадь этого гигантского океанского поднятия, вероятно, значительно дифференцированного, около 30 млн. км^2. Поднятие возвышалось над ограниченной по площади абиссальной равниной на 500—1000, реже более метров. Ряд менее значительных поднятий располагались в северо-западной части современного Тихого океана. Мощность отложений на поднятиях: Шатского в скв. 306 около 500 м, Хесса — скв. 465 — более 180 м, Срединно-Тихоокеанском — скв. 171—120 м, в скв. 463 — 425 м, на островах Лайн в скв. 164—65 м, на плато Манихики в скв. 317—310 м, в Центральном бассейне в скв. 169—10 м, на плато Онтонг-Джава в скв. 288 — более 288 м (76). Мощность красных цеолитовых глин абиссальной котловины к юго-западу от плато Шатского 10 м (скв. 198).

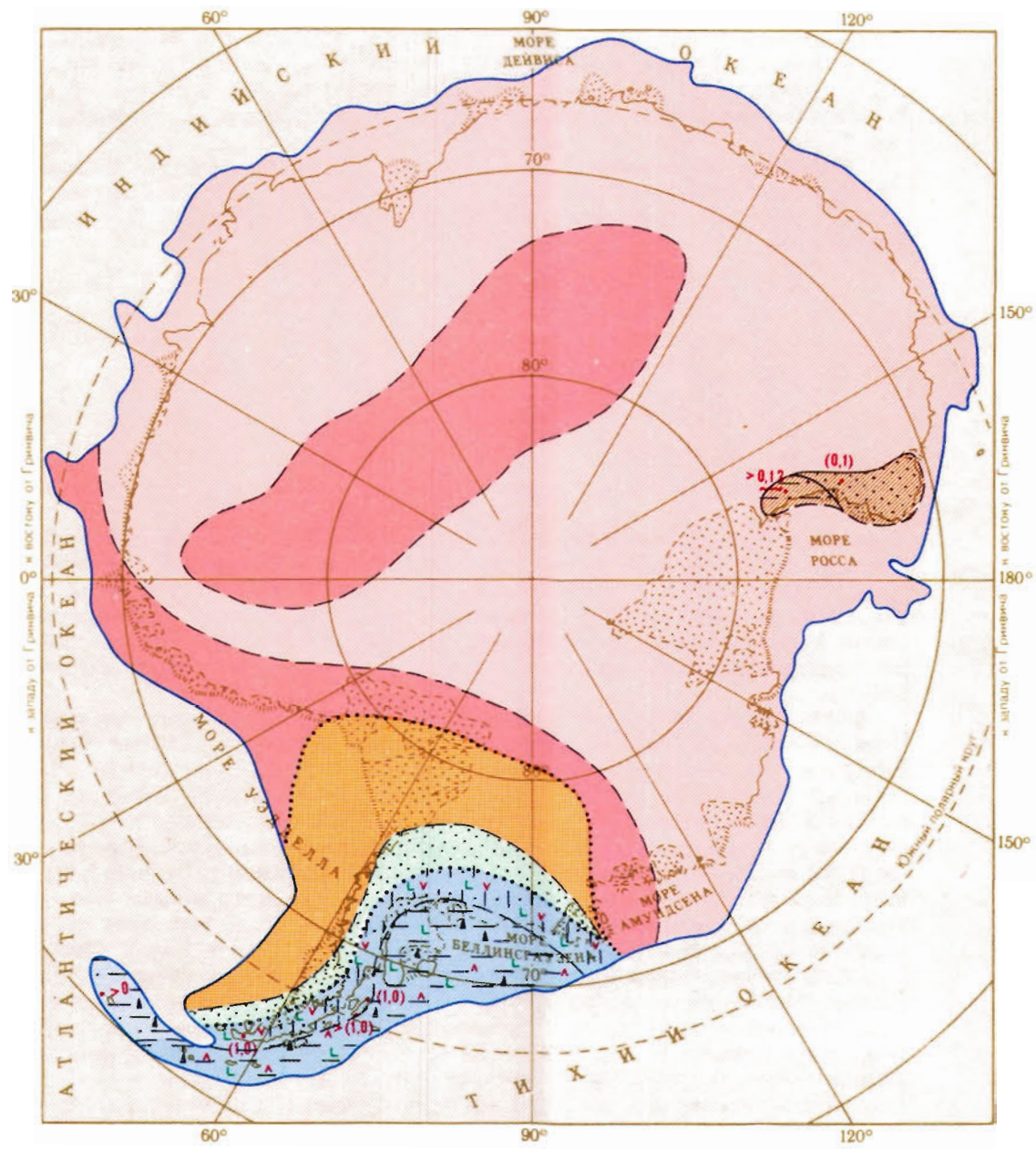
Северный Ледовитый океан. В конце апта, вероятно, началось формирование Канадской котловины этого океана (636). Накапливались в ней гемипелагические глины.

РАННИЙ ТРИАС
EARLY TRIASSIC

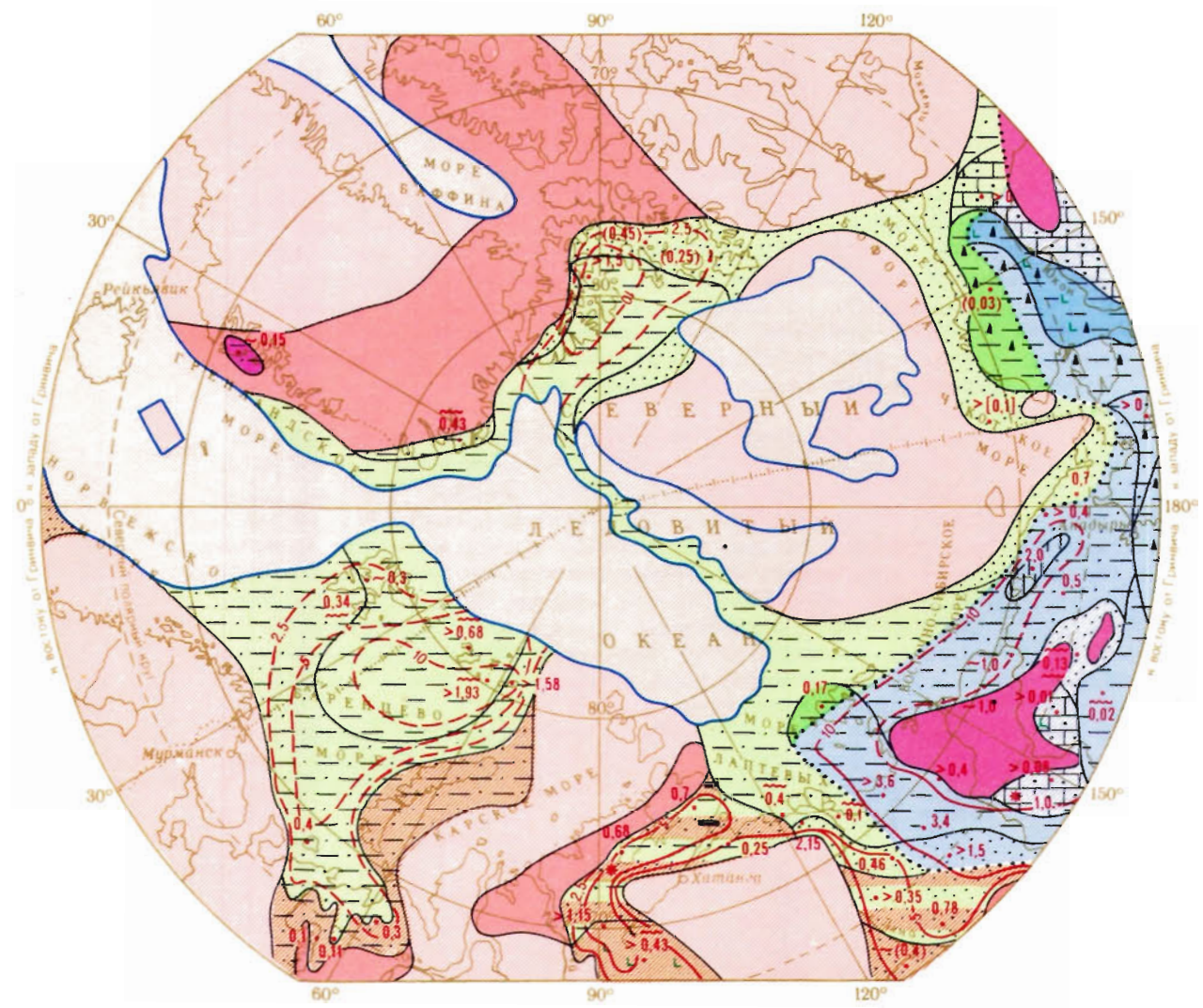
АРКТИКА
THE ARCTIC

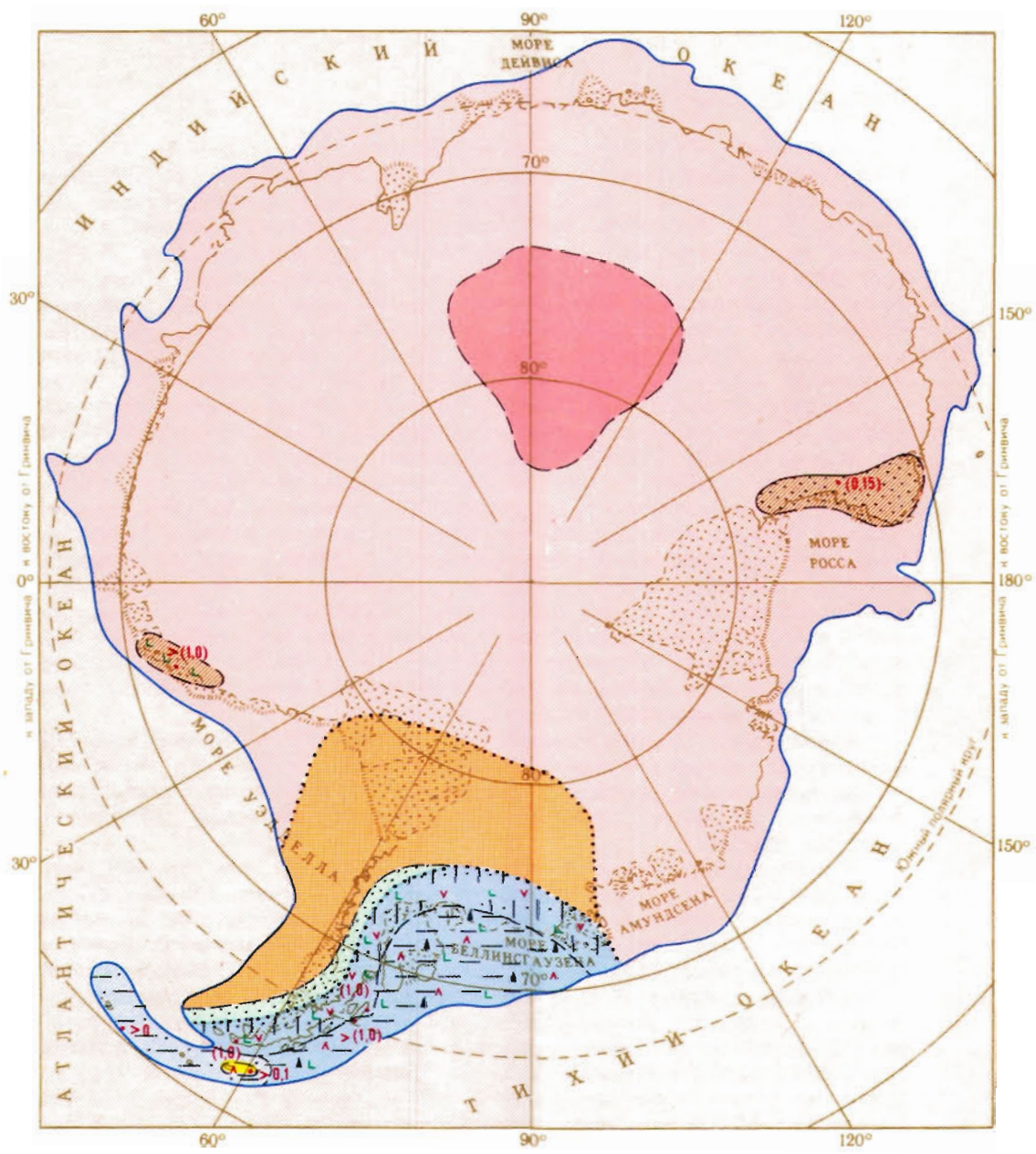


АНТАРКТИКА
THE ANTARCTIC



СРЕДНИЙ ТРИАС
MIDDLE TRIASSIC





Масштаб (Scale) 1 : 36 000 000

Австралия. Регрессия охватывает центральную зону континента — Большой Артезианский бассейн. Сокращается площадь морских бассейнов и на краях материка. Крупный морской залив сохраняется в начале эпохи на северо-западе платформы (бассейн Каннинг). Погружение бассейнов западной и северо-западной окраин ускоряется, начинается накопление формаций с участием карбонатов (известняки, мергели). Мощность карбонатно-глинистых серий в прогибе Перт более 3 км, глинистых в бассейне Карнарвон — до 1200 м, и на шельфе Тиморского моря — до 2500 м (571, 582, 583, 584, 590, 591, 592). На севере платформы глинистые серии также широко развиты (до 2300 м) (569, 580). Как к западу, так и к востоку они замещаются терригенно-карбонатными и карбонатными сериями мощностью до 500 м. Восточная окраина континентального блока находилась под влиянием рифтогенеза и в конце эпохи начинается формирование Тасманова моря. В нем и в прилежащих регионах (восточная окраина Австралии, микроконтинент Лорд Хау) преобладалс накопление глин. Их мощность в центральной части поднятия Лорд Хау до 400 м по сейсмическим данным (586, 594).

Севернее и северо-восточнее в зоне активной окраины большие площади занимает офиолитовая ассоциация (аллохтонная). Мощность ее к востоку от Папуа до 4 км. Еще восточнее в зоне островных дуг Меланезии на океанской коре отлагались глинисто-карбонатные глубоководные отложения. Их мощность на Соломоновых островах (Малаита) 375 м. На восточной активной окраине в орогене отложение угленосных моласс (мощность до 3100 м на Новой Каледонии, до 1900 м на востоке Южного острова) происходило синхронно с накоплением терригенно-карбонатно-кремнистых серий с участием базальтов мощностью около 2 км в глубоководном прогибе на краю океана (Южный остров). Вулканизм на восточной окраине (и на Австралийском континентальном блоке в целом) был слабым (щелочные базальты Арнотт на Южном острове и др.).

Южная окраина платформы продолжает погружаться в условиях регрессии. Мощность песчано-глинистых паралических отложений в грабенах бассейна Юкла более 5 км. Мощность угленосных лимнических осадков в прогибах-грабенах Бассова пролива до 3300 м (567).

Антарктида. Площадь платформы остается в основном низкой аккумулятивной равниной. Краевые зоны ее, судя по результатам исследований керна поршневых трубок из моря Росса (пролив Мак Мёрдо, шельф Земли Мэри Бэрд и др.), погружаются и начинается зрелая стадия развития современной пассивной континентальной окраины континента. Область Трансантарктических гор продолжает медленно подниматься со скоростью 15 м/млн. лет до конца эпохи. Поднятие шло с постоянной скоростью с начала поздней юры (по радиометрическим данным, трековый метод). Распространение отложений в пределах платформы и на ее окраинах показаны условно.

Активная окраина — Антарктанды — вступает в орогенный этап развития. На площади Антарктического п-ова существовали острова, разрушение которых привело к накоплению молассы. До конца кампана ее отложение частично, вероятно, происходило с помощью гравитационных потоков в морских условиях (558, 576, 589). После кампана накапливались континентальные грубообломочные отложения. Общая мощность моласс не менее 2 км. Вулканическая деятельность продолжалась на Антарктическом п-ове и на западе Антарктанд. Кислые вулканиты, возраст которых точно не определен (возможно, что они раннемеловые), достигают мощности 1500 м. Фауна, найденная на о. Джеймса Росса, свидетельствует в пользу субтропического климата (589).

Пик мезозойской магматической активности приходится в Антарктандах на интервал 110—90 млн. лет. Интрузии внедрялись в полосе от Южных Шетландских островов до Берега Рупперта на западе. К концу эпохи магматизм затухает (553, 555, 576).

Атлантический океан. Центральная Атлантика вступает в зрелую стадию развития. Южная проходит начальную стадию океанского развития и в конце эпохи уже вступает в зрелую. Начинается образование Северной Атлантики (сеноман, сантон-маастрихт), продолжающейся в Баффинов залив. В океанских котловинах накапливаются преимущественно гемипелагические глины и турбидиты и красные цеолитовые глины мощностью до 550 м в скв. 361 (Капская котловина), турбидиты, серо-зеленые и черные битуминозные глины в скв. 368 (Сенегальская котловина), турбидиты (мощность более 2 км) и гемипелагические глины в Аргентинской котловине и на абиссальной равнине Гаттерас Центрально-Американской котловины (597, 599, 615, 630). Вулканическая активность в Новоанглийской вулканической зоне заметно влияет на состав отложений. Севернее отлагались пестрые глины, к югу от вулканической цепи накапливались красные цеолитовые глины вулканического генезиса (в скв. 386 мощность 190 м). На срединных хребтах и их склонах отлагались преимущественно карбонаты (включая мелководные известняки) — наннопланктонные илы, мел и известняки. На поднятиях Риу Гранди (в скв. 357 мощность 317 м) и Китовом (скв. 525—158 м) отлагались наннофораминиферовый мел и мелководные известняки (616, 619, 627, 628, 632, 642, 644).

Индийский океан продолжает расширятся (649, 654). В прилежащих к континентам зонах Сомалийской, Мадагаскарской, Агульяс, Центрально-Индийской, Австрало-Антарктической глубоководных впадин накапливались преимущественно серые гемипелагические глины и турбидиты. Мощность в скв. 241 Сомалийской котловины более 500 м, Мадагаскарской — до 1400 м, Бенгальском заливе — более 1000 м (по сейсмическим данным), в скв. 261 и 257 Западно-Австралийской котловины — соответственно 198 м и 110 м (76, 648). На срединных хребтах и их склонах отлагались карбонатные илы и мел с участием красных цеолитовых глин. Мощность в скв. 239 (Маскаренская впадина) — 8 м, в скв. 212 (Западно-Австралийская котловина) — 97 м. На Западно-Австралийском хребте (по сейсмическим и буровым данным) мощность мелководных известняков сантона до 1300 м (скв. 255). На Сейшельском микроконтиненте (скв. 237) мощность мела и кремнистых отложений превышает 100 м (645). На некоторых участках Восточно-Индийского хребта в начале эпохи существовали атоллы, в лагунах которых накапливались континентальные угленосные отложения (более 30 м в скв. 237).

Тихий океан. Вулкано-тектонический рельеф глубоководного ложа изменяется весьма существенно. Господство переходит к поднятиям широтного простирания. Исходя из положения уровня карбонатной компенсации в 3800 м (76, 642, 655, 658) глубина поднятий была около 3500 м и менее, а глубина абиссальных котловин — до 5 км. На склоне срединного хребта и внутриплитных поднятиях (контуры их показаны условно) отлагались преимущественно наннопланктонные илы, превратившиеся в результате уплотнения в мел и известняк. Они ассоциируют с радиоляритами и кремнями, составляющими 5—30 % от общей мощности отложений и распространены очень широко, красными цеолитовыми глинами (5—10 %), туфами (5—10 %). Мощность на поднятиях больше, чем на их склонах и котловинах: 356 м в скв. 313 — Средне-Тихоокеанские горы, 266 м в скв. 316 на о-вах Лайн, более 394 м в скв. 288 на плато Онтонг-Джава (49, 659, 664, 675).

Северный Ледовитый океан. Ко второй половине эпохи, судя по линейным магнитным аномалиям, относится образование глубоководных котловин Макарова и Толля между хребтами Ломоносова и Альфа-Менделеева. На хребте Ломоносова поднят керн мелководных отложений K_2 (536).

Крупные тектонические и палеогеографические изменения происходят в Меланезии. Активно развивается островодужная система Соломоновы о-ва — Новые Гибриды, включая о. Новая Британия (мощность андезитов и известняков более 2 км) и к востоку от них закладываются глубоководные желоба. Мощность вулканитов, чередующихся с известняками в этой островодужной системе более 1000 м. Продолжается расширение Ново-Гебридского задугового бассейна при продолжающемся расширении и погружении бассейнов Тасманова и Кораллового морей. Возникает бассейн с корой океанского типа и к югу от о. Новая Британия. На остальной площади окраины отлагались известняки, изредка с андезитами (Фиджи) или кремнистые осадки (шельф и склон Новой Каледонии).

Пенепленизация суши и плавное погружение характерны для Новой Зеландии. Накапливаются песчаные (до 250 м на севере), глинистые (более 600 м, юго-восток Северного о-ва), карбонатные (более 800 м на Южном о-ве) и на небольшой площади на севере Южного о-ва паралические угленосные осадки (вместе с морскими терригенно-карбонатными мощность их более 350 м).

Антарктида. Резкое изменение тектонического режима и палеогеографических условий связано с отделением материка от Австралийского континентального блока. Восточная платформенная его часть становится возвышенной сушей, а активная окраина вовлекается в опускания, распространяющиеся и на западную краевую часть платформы. В широкие впадины и прогибы временами вторгается море, но большей частью они заполняются, видимо, континентальными осадками. Мощность морских мелководных конгломерато-песчаных отложений на северо-востоке Антарктического полуострова около 400 м. На активной окраине продолжается остаточный вулканизм почти на той же площади, что и в палеоцене. В начале эпохи начинается похолодание, сменившееся волной потепления в середине ее и новым быстро прогрессирующим похолоданием в позднем эоцене. Это похолодание, вероятно, сопровождалось возникновением первого в кайнозое, но небольшого по площади оледенения (65). Значительный по мощности ледовый покров существовал с эоцена, в частности, на Земле Мэри Бэрд (65, 587).

Атлантический океан. Продолжается расширение и углубление океанских котловин. Усиливается циркуляция вод и размыв осадков на поднятиях (о-ва Зеленого мыса, поднятия Риу-Гранди и Китовый хребет), реже в глубоководных котловинах (Марокканская, Бразильская). Прекращается расширение бассейна Баффинова залива (54). Скорость расширения Норвежско-Гренландского бассейна возрастает и в нем отлагается глинисто-турбидитовая серия мощностью до 260 м (скв. 336 на юге Норвежского моря). Вдоль восточной окраины на плато Вёринг значительным было накопление диатомовых илов (до 70 % в скв. 338, 151 м) и туфов (76). Благодаря мощным подводным извержениям формируется базальтовый фундамент Канарских о-вов (625, 633). Продолжаются извержения и возникают новые вулканические постройки в Ново-Английской зоне подводных гор. Значительно расширяются площади накопления кремнистых отложений, особенно в котловинах Центральной Атлантики. Они ассоциируют с гемипелагическими глинами и известковыми илами, красными глубоководными глинами и серовато-зелеными глинами, а в Аргентинской котловине (восточная часть) — с красными цеолитовыми и зеленовато-серыми глинами (76, 92). В Южной Атлантике возрастает роль гемипелагических осадков, возможно, из-за усиления вдольбереговых течений, и зон отложения нанномела и нанноила за счет сокращения площадей накопления абиссальных глин. Мощность гемипелагических глин и нанномела в Капской котловине 270 м (скв. 361), в приконтинентальной зоне Аргентинской котловины — до 1000 м (по сейсмическим данным). Мощность крас-

ных цеолитовых глубоководных глин на западе Центральной Атлантики до 165 м (из-за влияния подводного вулканизма в скв. 9А), а гемипелагических глин и кремнистых осадков и турбидитов (поступивших с Бермудского поднятия) в той же котловине до 325 м (скв. 386). Мощность карбонатных илов на срединном хребте Центральной котловины 54 м (скв. 608, 25 % составляют вулканогенные турбидиты и туфы), мощность зеленовато-серых и серовато-зеленых глин, кремней и турбидитов до 325 м (скв. 368, к северо-западу от о-вов Зеленого Мыса). Мощность кремнисто-карбонатных осадков на поднятии Сьерра Леоне 314 м (скв. 366), наннофораминиферового мела на поднятии Риу Гранди 200 м (скв. 357), мела на Китовом хребте 84 м (скв. 526).

Индийский океан. Разрастание океана продолжается. Удлиняются и Чагос-Лаккадивское поднятие и Восточно-Австралийский хребет. Видимо, так же, как и в Атлантике из-за снижения уровня карбонатной компенсации область накопления пелагических карбонатов расширяется за счет абиссальных глин (60, 61, 652). Крупные зоны подводного размыва (Западно-Австралийский хребет и Западно-Австралийская котловина, скв. 260, 261, 263) свидетельствуют об усилении подводных течений. Роль гемипелагических осадков (дельтовые и склоновые турбидиты) возрастает в Бенгальском заливе (предполагаемая мощность по сейсмическим данным до 900 м) и вдоль рифтового бассейна между Австралией и Антарктидой (мощность глин и турбидитов по сейсмическим данным к юго-востоку от плато Натуралист до 2900 м). Зона кремненакопления расширяется на северо-западе океана, включая Чагос-Лаккадивское поднятие (653). Мощность красных глин и глинистых турбидитов в Сомалийской впадине 94 м (скв. 241), в Центрально-Индийской (красные и цеолитовые глины 40 %, мел 60 %) 22 м (скв. 215), в Западно-Австралийской до 25 м (скв. 250, красные глины). Мощность карбонатных илов, турбидитов и красных глин на юге Маскаренской котловины (у срединного хребта) 255 м (скв. 245). Мощность наннофораминиферового мела на Восточно-Индийском хребте до 75 м (скв. 214).

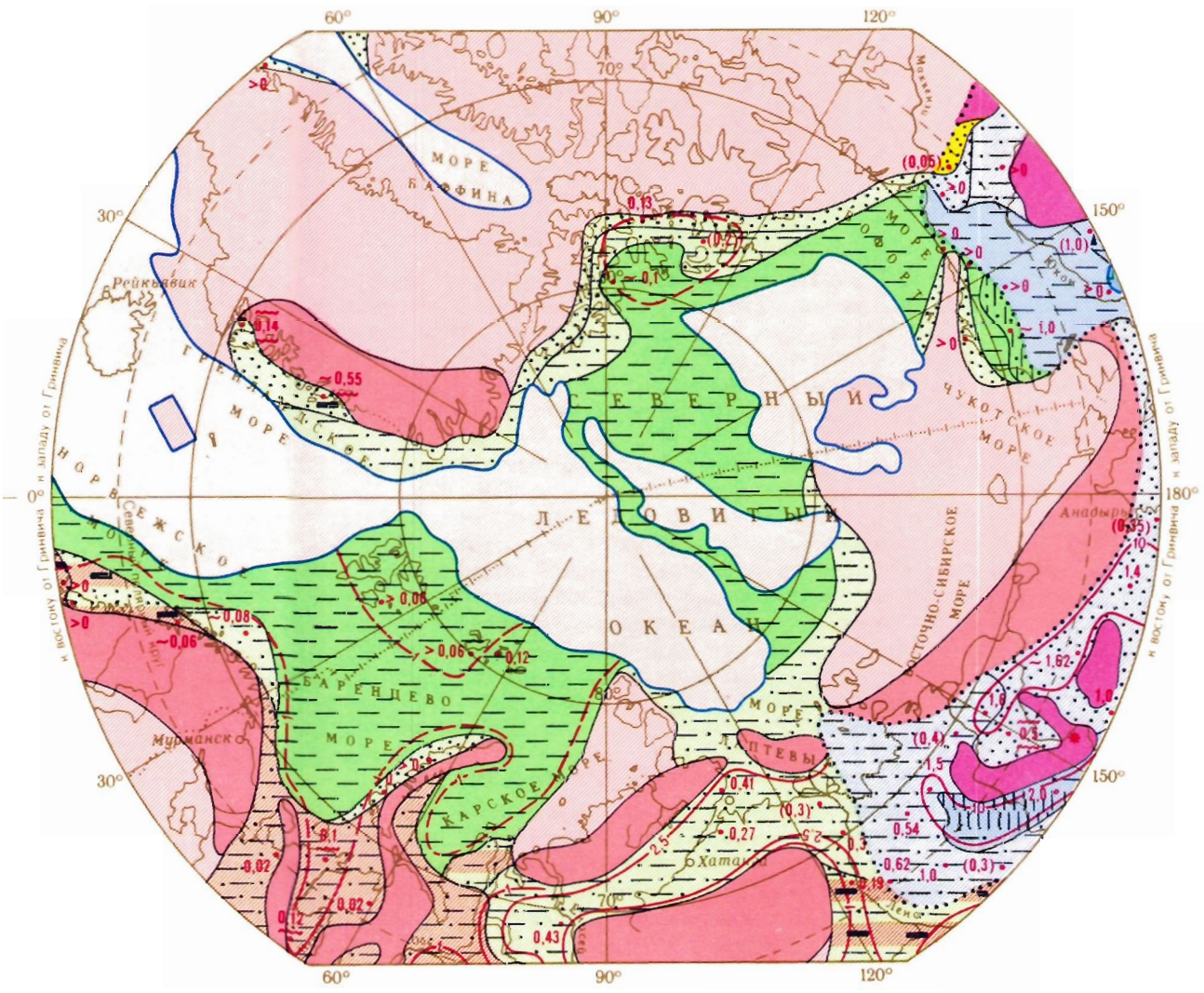
Тихий океан. Расширение западной части океана продолжается. Общий план распределения различных осадков почти полностью наследуется от предыдущей эпохи. В отличие от Атлантики и Индийского океанов погружение северной абиссальной котловины было более быстрым, чем снижение уровня карбонатной компенсации. Это привело к расширению площади накопления красных абиссальных глин на севере океана, в сторону срединно-океанского хребта. В экваториальной зоне повышенной биологической продуктивности несколько сокращается площадь отложения кремнистых осадков. Зона накопления красных глин распространяется на северную часть экваториальной зоны (к югу от хребта Маркус-Неккер), они замещают здесь карбонатные отложения. Мощность красных глин к западу от поднятия Шатского до 30 м (скв. 51), к востоку от дуги Тонга-Кермадек — 5 м (скв. 204). Мощность кремнистых осадков и красных глин (25 %) 70 м (скв. 166, Центрально-Тихоокеанский бассейн), карбонатных и кремнистых (15 %) отложений в скв. Науру 104 м, нанномела на поднятии Шатского 35 м (скв. 48), мелководных песков у острова в западной части поднятия Хесса более 65 м (скв. 308), карбонатно-кремнистых осадков на поднятии Манихики около 100 м (скв. 317).

Северный Ледовитый океан. Евразийская котловина продолжает расширяться и углубляться. Предположительно в ней осаждались гемипелагические глины и турбидиты. На остальной части Арктического бассейна накапливались, видимо, глины. На Альфа-Кордильере они имеют коричневый цвет, среди них встречены прослои туфов, мощность достигает 100 м.

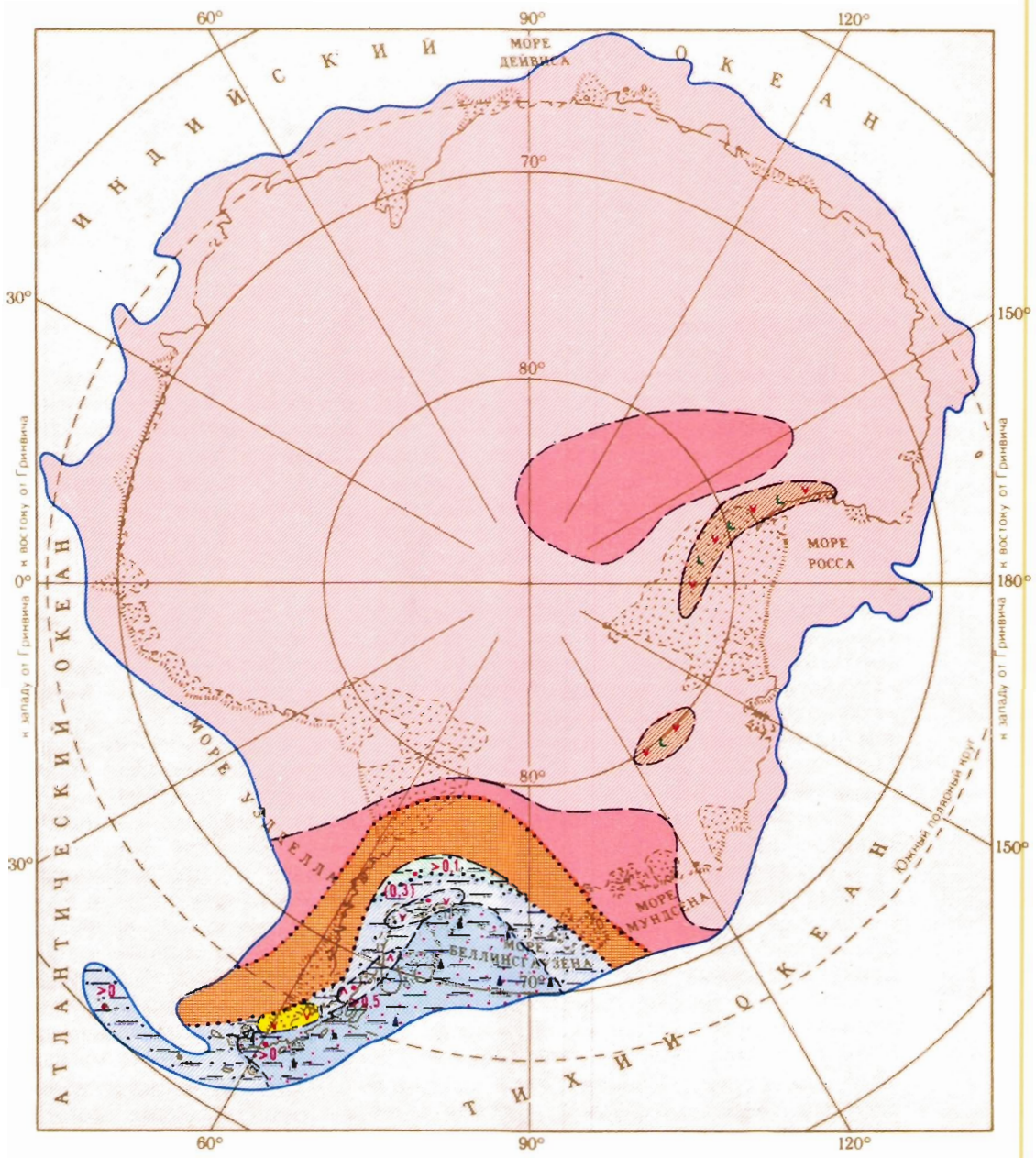
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ
THE LITHOLOGICAL-PALEOGEOGRAPHICAL MAPS OF THE ARCTIC AND THE ANTARCTIC

СРЕДНЯЯ ЮРА
MIDDLE JURASSIC

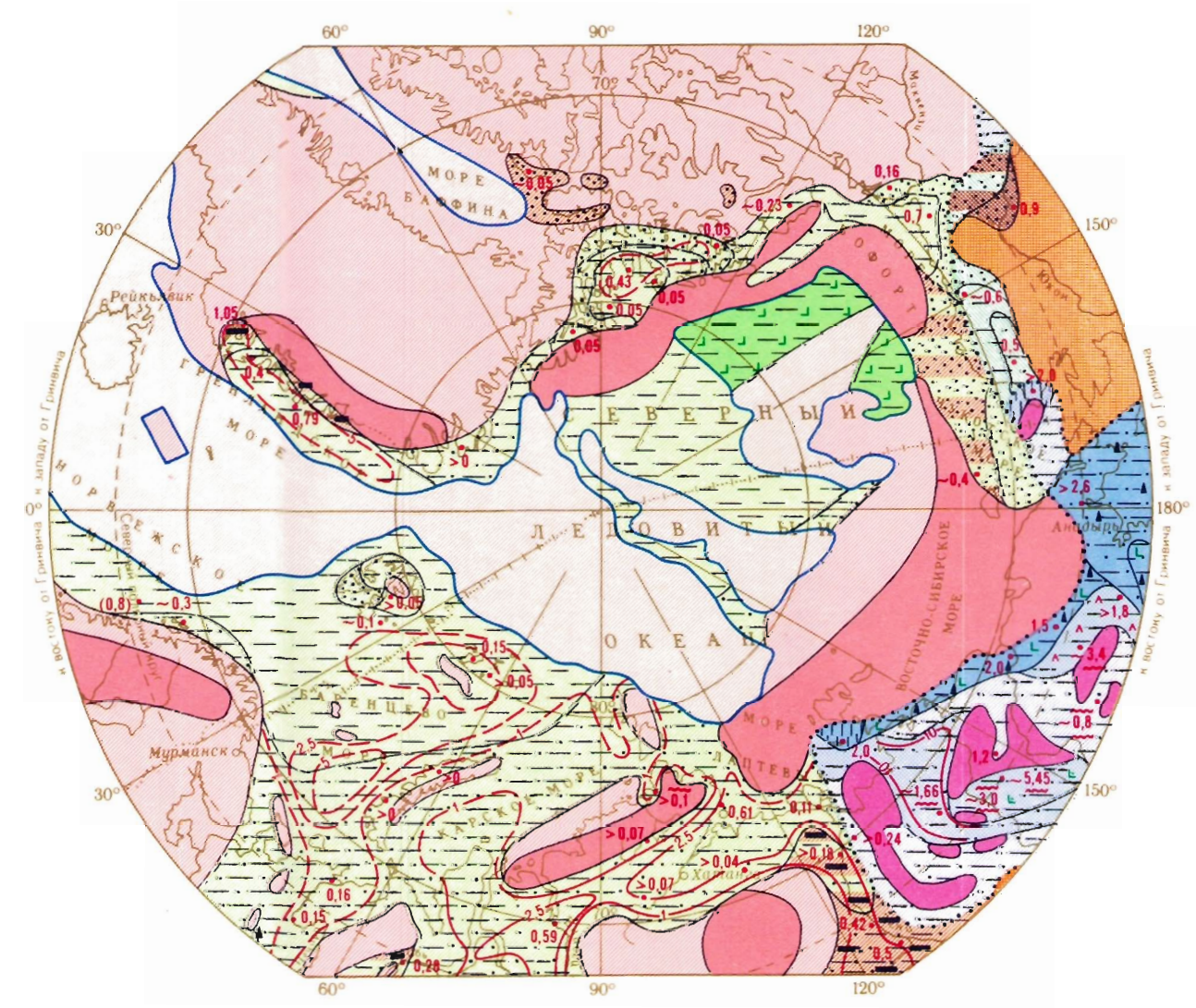
АРКТИКА
THE ARCTIC



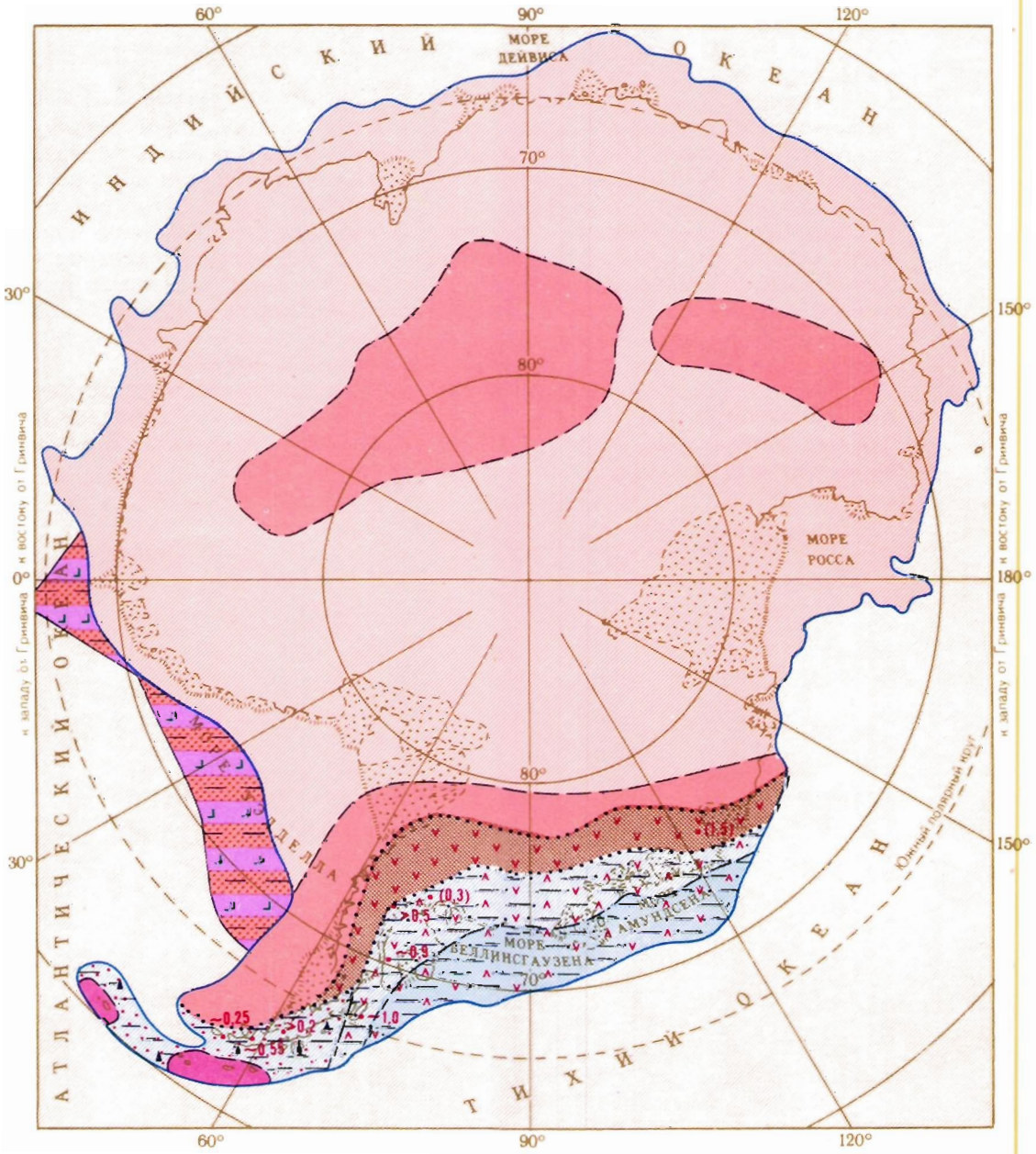
АНТАРКТИКА
THE ANTARCTIC



ПОЗДНЯЯ ЮРА
LATE JURASSIC



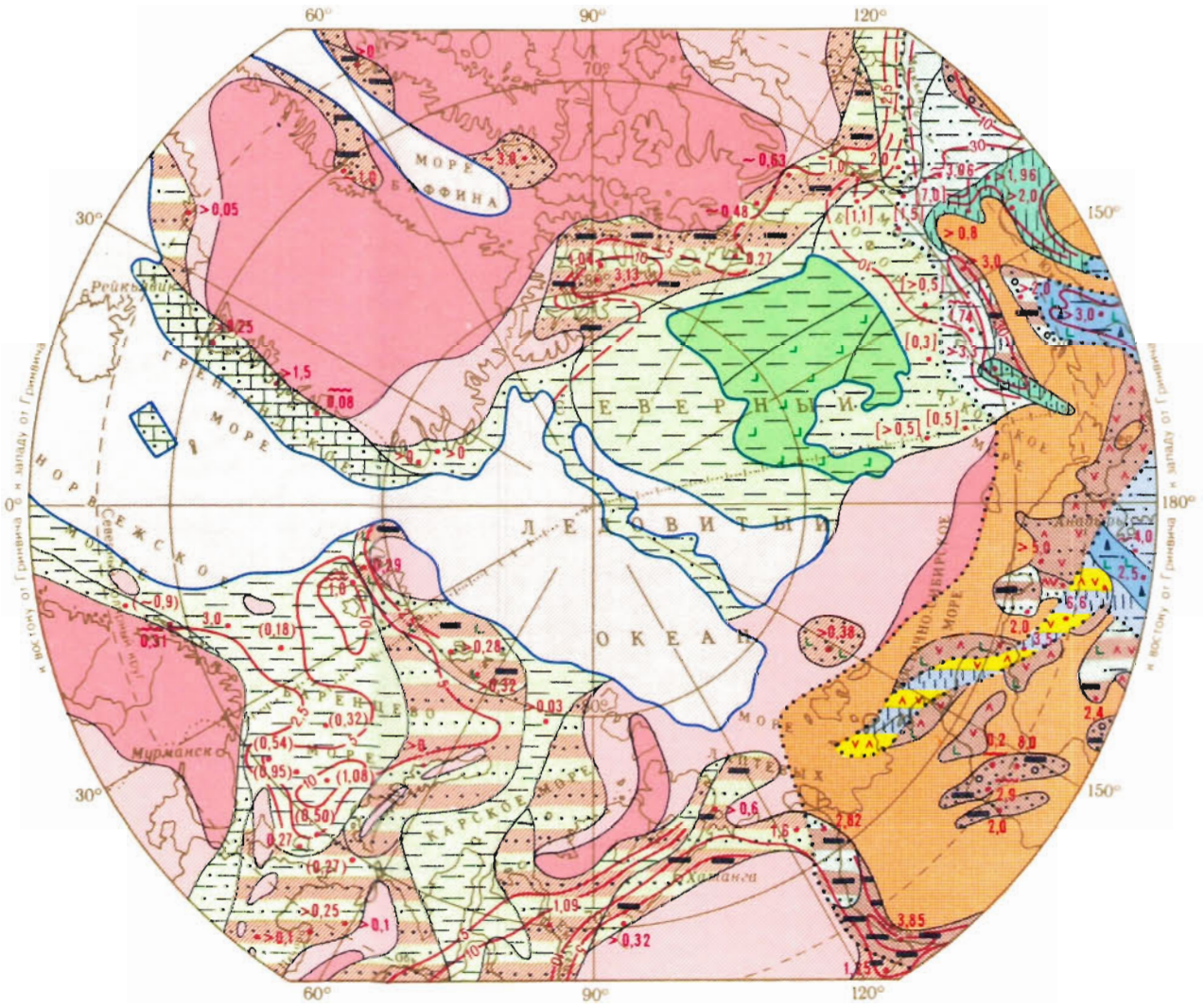
АНТАРКТИКА
THE ANTARCTIC



Масштаб (Scale) 1 : 36 000 000

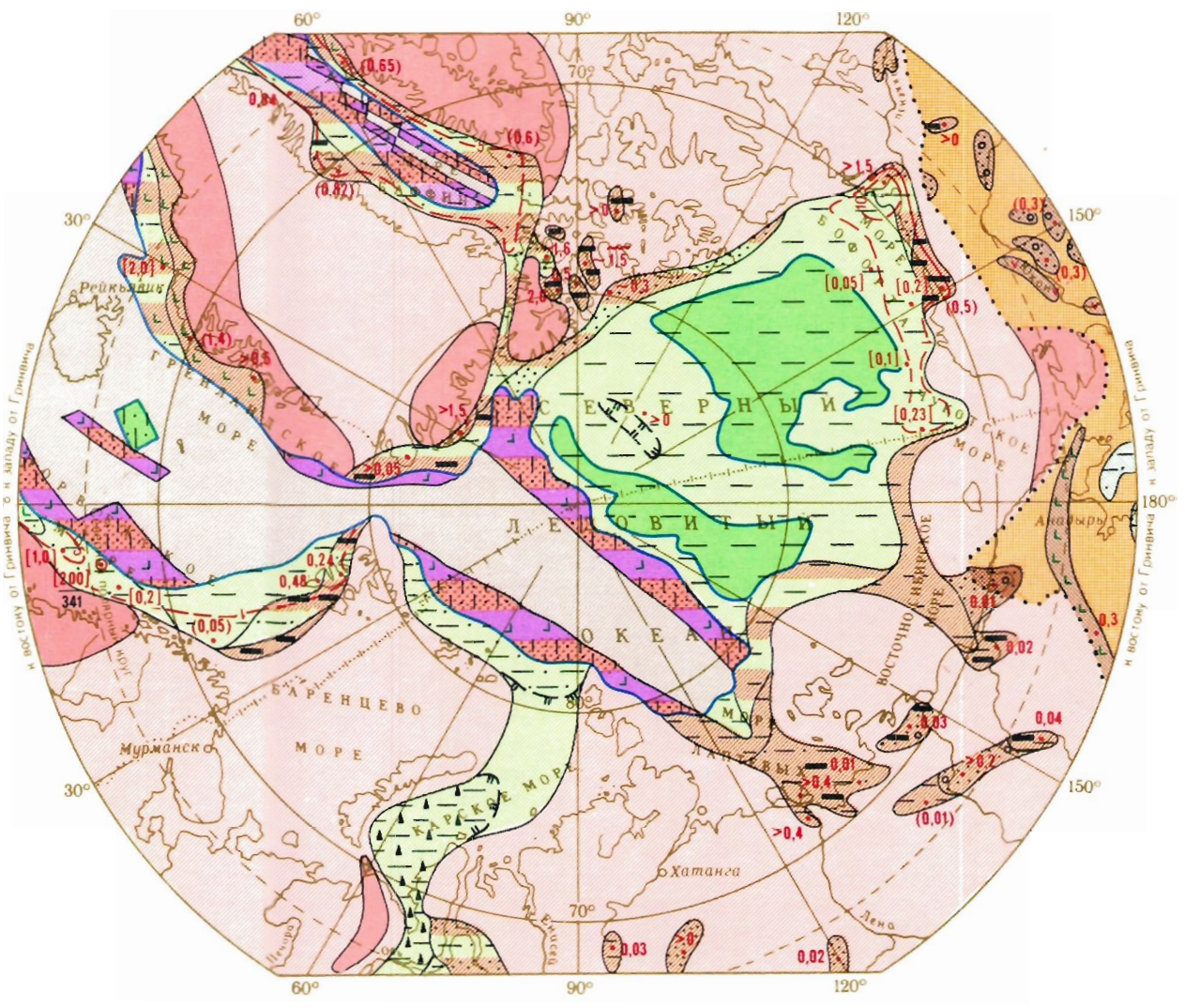
РАННИЙ МЕЛ
EARLY CRETACEOUS

АРКТИКА
THE ARCTIC

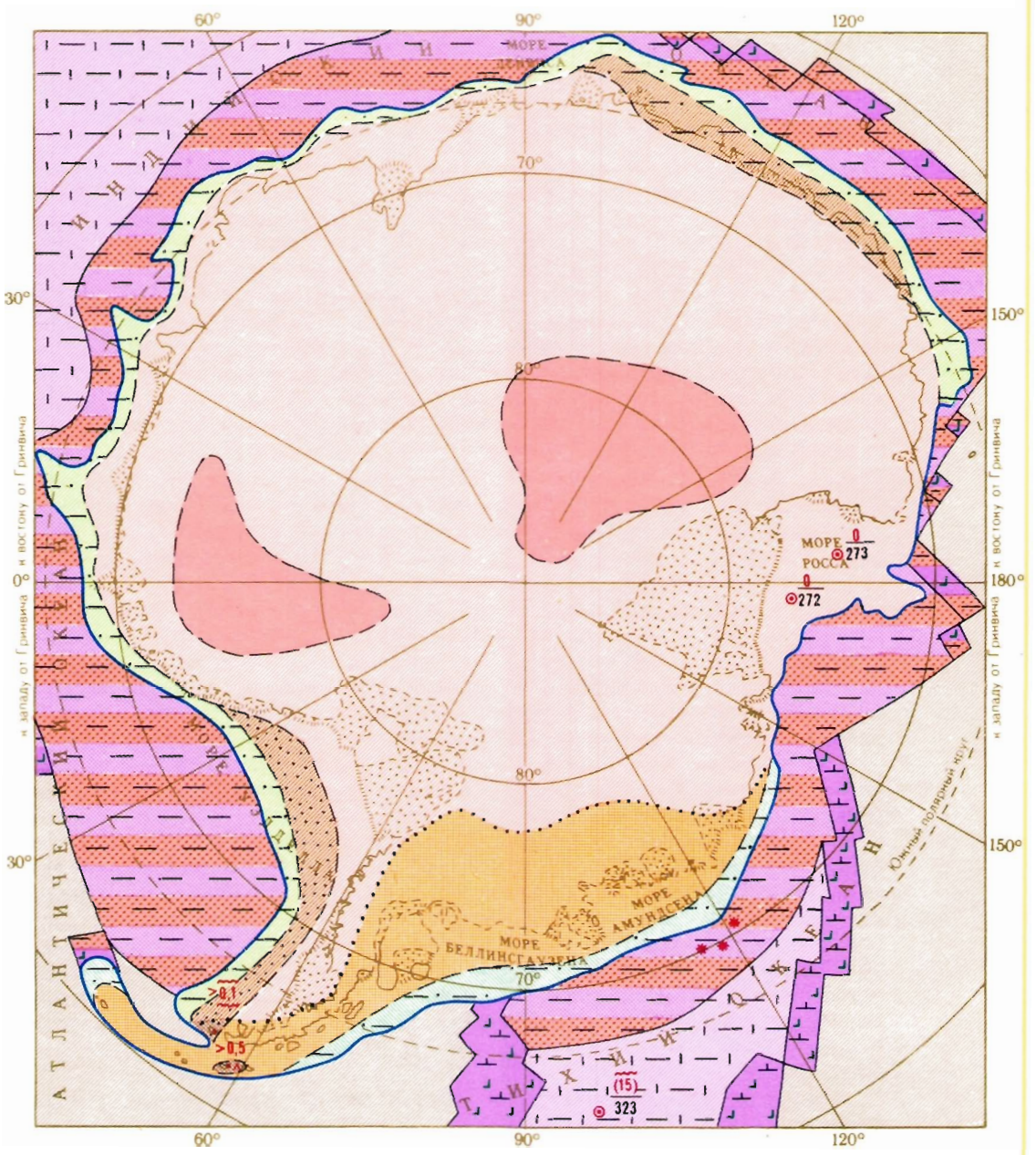

60°
90°
120°
30°
150°
180°
0°
70°
80°
МОРЕ БАФФИНА
ГРЕНЛАНДСКОЕ МОРЕ
НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ
Рейкьявик
Мурманск
Хатанга
Лена
ЕВЕРНЫЙ
ЛЕДОВИТЫЙ
ОКЕАН
БАРЕНЦЕВО МОРЕ
КАРСКОЕ МОРЕ
ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ
МОРЕ ЛАПТЕВЫХ
Андрей
Ленский
Анабарский
Оленекский
Хатангский
Енисейский
Обский
Печорский
Северо-Двинский
Мезенский
Онежский
Кольский
Северный
Канинский
Тиманский
Колгуевский
Вайгачский
Новая Земля
Земля Франца-Иосифа
Земля Александры
Земля Элсмир
Земля Баффина
Гренландия
Исландия
Шпицберген
Медвежий
Ян Майен
Фарерские о-ва
Великобритания
Ирландия
Норвегия
Швеция
Финляндия
Дания
Германия
Польша
Чехия
Словакия
Австрия
Венгрия
Румыния
Украина
Белоруссия
Литва
Латвия
Эстония
Россия
Монголия
Китай
Корея
Япония
Канада
США
Мексика
Куба
Ямайка
Гаити
Доминиканская Республика
Пуэрто-Рико
Багамские о-ва
Малые Антильские о-ва
Венесуэла
Колумбия
Эквадор
Перу
Бразилия
Боливия
Парагвай
Чили
Аргентина
Уругвай
Африка
Австралия
Новая Зеландия
Индонезия
Филиппины
Малайзия
Таиланд
Вьетнам
Индия
Пакистан
Афганистан
Иран
Ирак
Турция
Сирия
Израиль
Иордания
Саудовская Аравия
Египет
Ливия
Алжир
Марокко
Мавритания
Сенегал
Гвинея
Либерия
Сьерра-Леоне
Нигерия
Камерун
Габон
Конго
Заир
Ангола
Намибия
Ботсвана
Зимбабве
Мозамбик
Танзания
Кения
Эфиопия
Сомали
Судан
Чад
Мали
Буркина-Фасо
Гана
Того
Бенин
Замбия
Малави
Лесото
Свазиленд
Южно-Африканская Республика
Йемен
Оман
Объединенные Арабские Эмираты
Катар
Бахрейн
Кувейт
Ирландское море
Северное море
Балтийское море
Средиземное море
Черное море
Каспийское море
Аральское море
Красное море
Персидский залив
Аравийское море
Бенгальский залив
Южно-Китайское море
Японское море
Охотское море
Берингово море
Гудзонов залив
Мексиканский залив
Карибское море
Море Уэдделла
Море Росса
Море Беллинсгаузена
Море Амундсена
Море Содружества
Море Дейвиса
Море Космонавтов
Море Лазарева
Море Моусона
Море Содружества
Море Космонавтов
Море Дейвиса
Море Моусона
Море Лазарева
Море Беллинсгаузена
Море Амундсена
Море Росса
Море Уэдделла
Антарктический полуостров
Земля Королевы Мод
Земля Эндерби
Земля Кемп
Земля Мак-Робертсона
Земля Принцессы Елизаветы
Земля Уилкса
Земля Виктории
Земля Королевы Мод
Земля Эдуарда VII
Земля Мэри Бэрд
Земля Элсуорта
Земля Александра I
Земля Грейама
Земля Палмера
Земля Оскара II
Земля Луиса Филиппа
Земля Грейама
Земля Палмера
Земля Оскара II
Земля Луиса Филиппа
Земля Александра I
Земля Элсуорта
Земля Мэри Бэрд
Земля Эдуарда VII
Земля Королевы Мод
Земля Виктории
Земля Уилкса
Земля Принцессы Елизаветы
Земля Мак-Робертсона
Земля Кемп
Земля Эндерби
Земля Королевы Мод
Антарктический полуостров

ПАЛЕОЦЕН
PALEOCENE

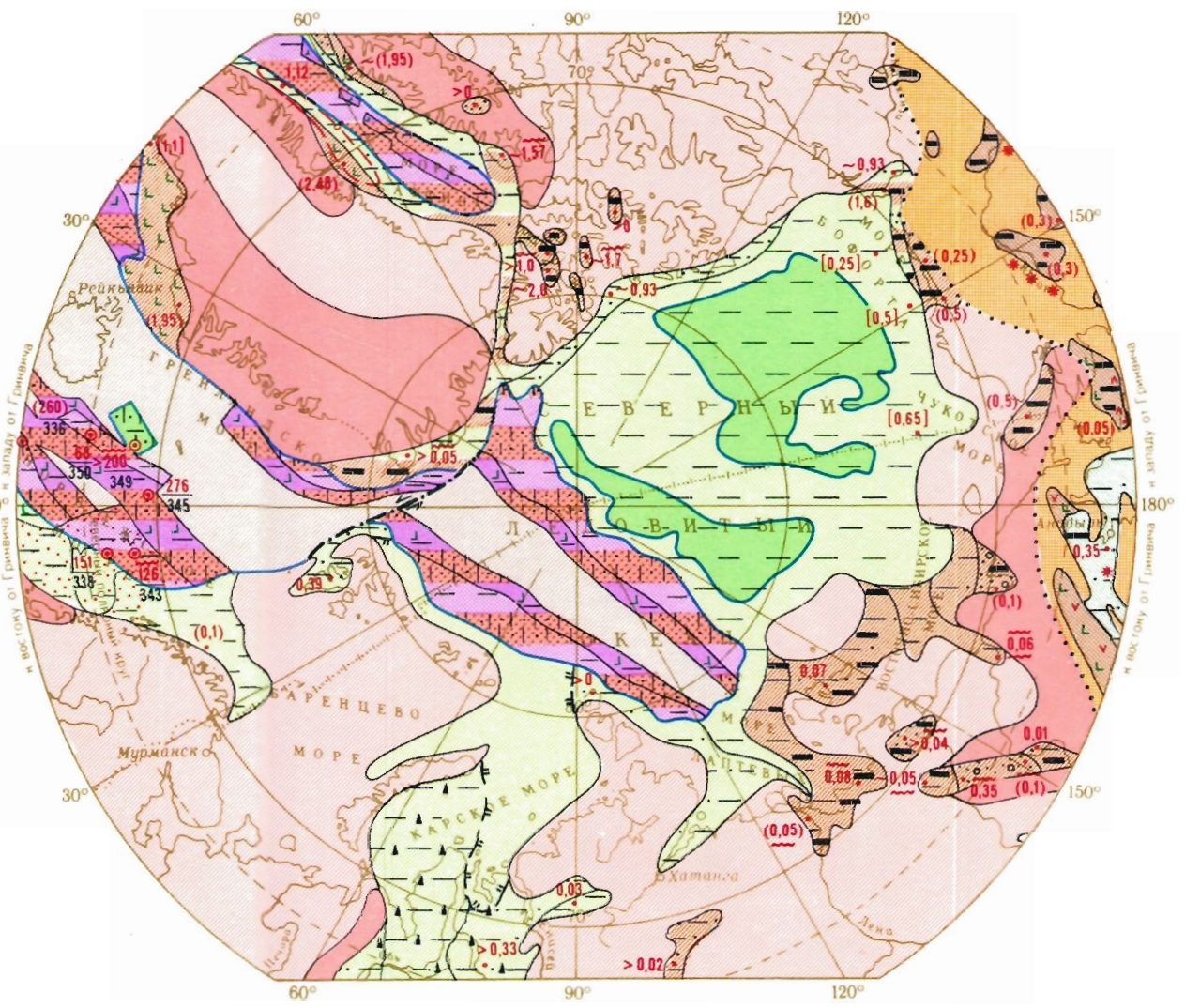
АРКТИКА
THE ARCTIC



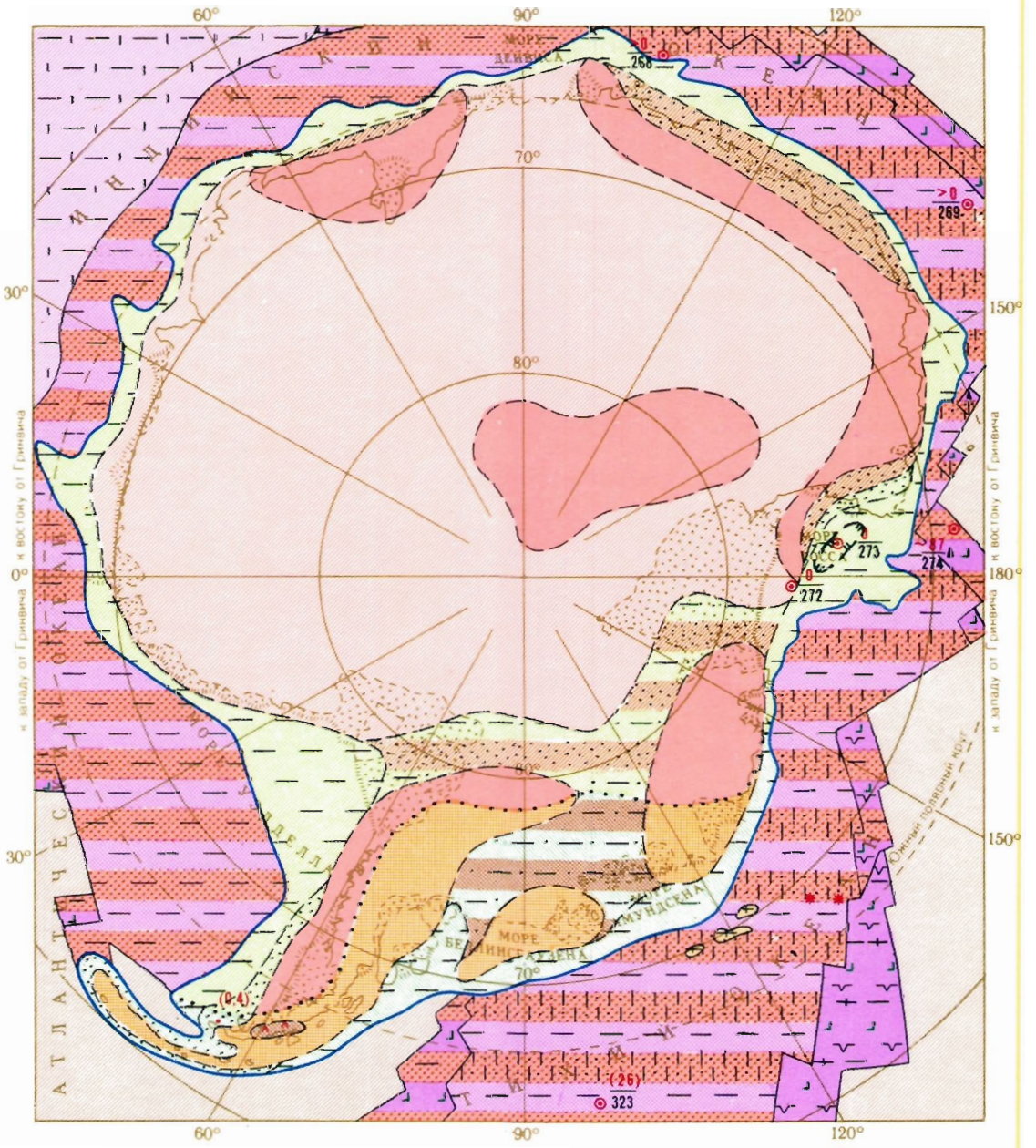
АНТАРКТИКА
THE ANTARCTIC



ЭОЦЕН
EOCENE



АНТАРКТИКА
THE ANTARCTIC

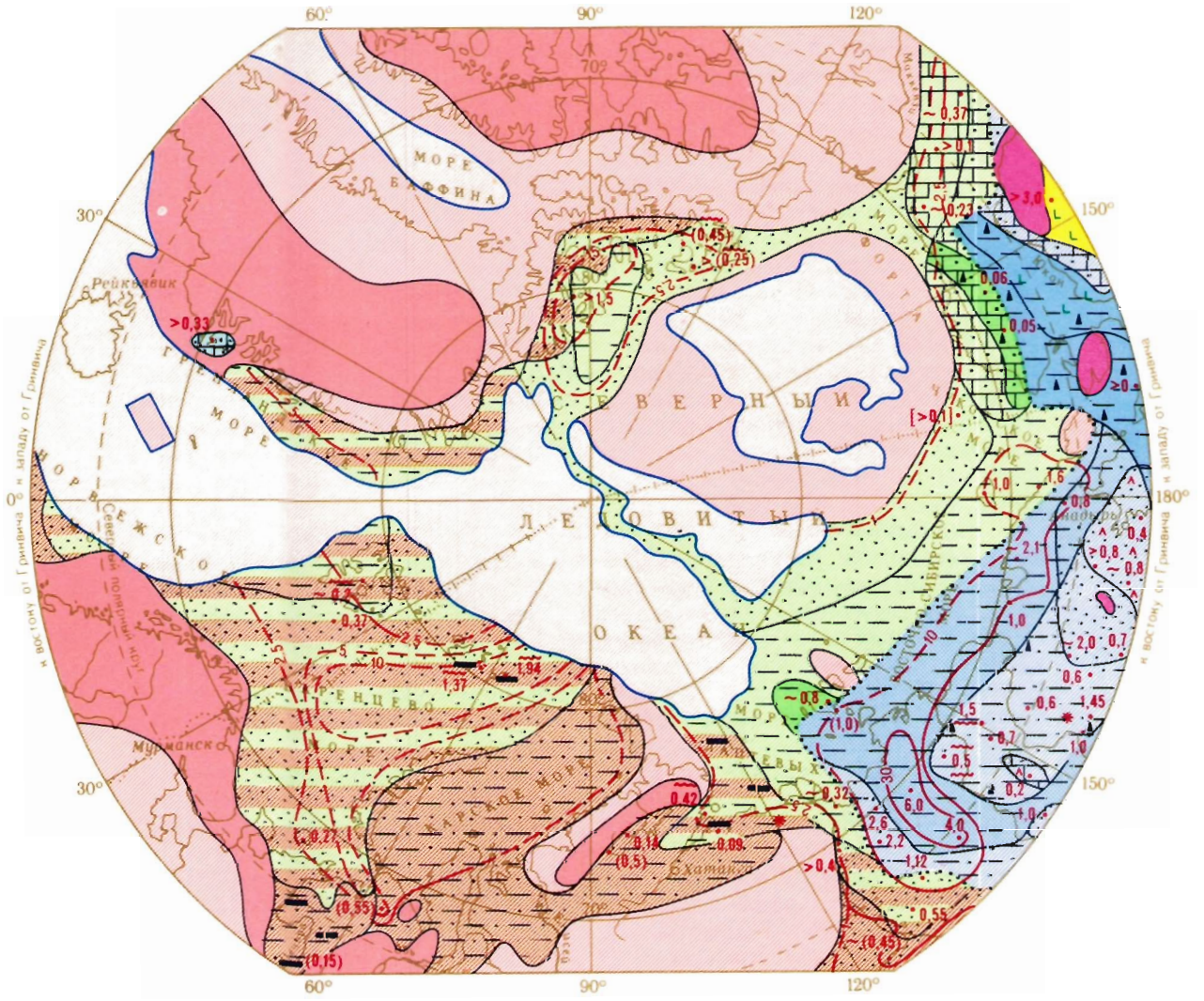


Масштаб (Scale) 1 : 36 000 000

ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ
THE LITHOLOGICAL-PALEOGEOGRAPHICAL MAPS OF THE ARCTIC AND THE ANTARCTIC

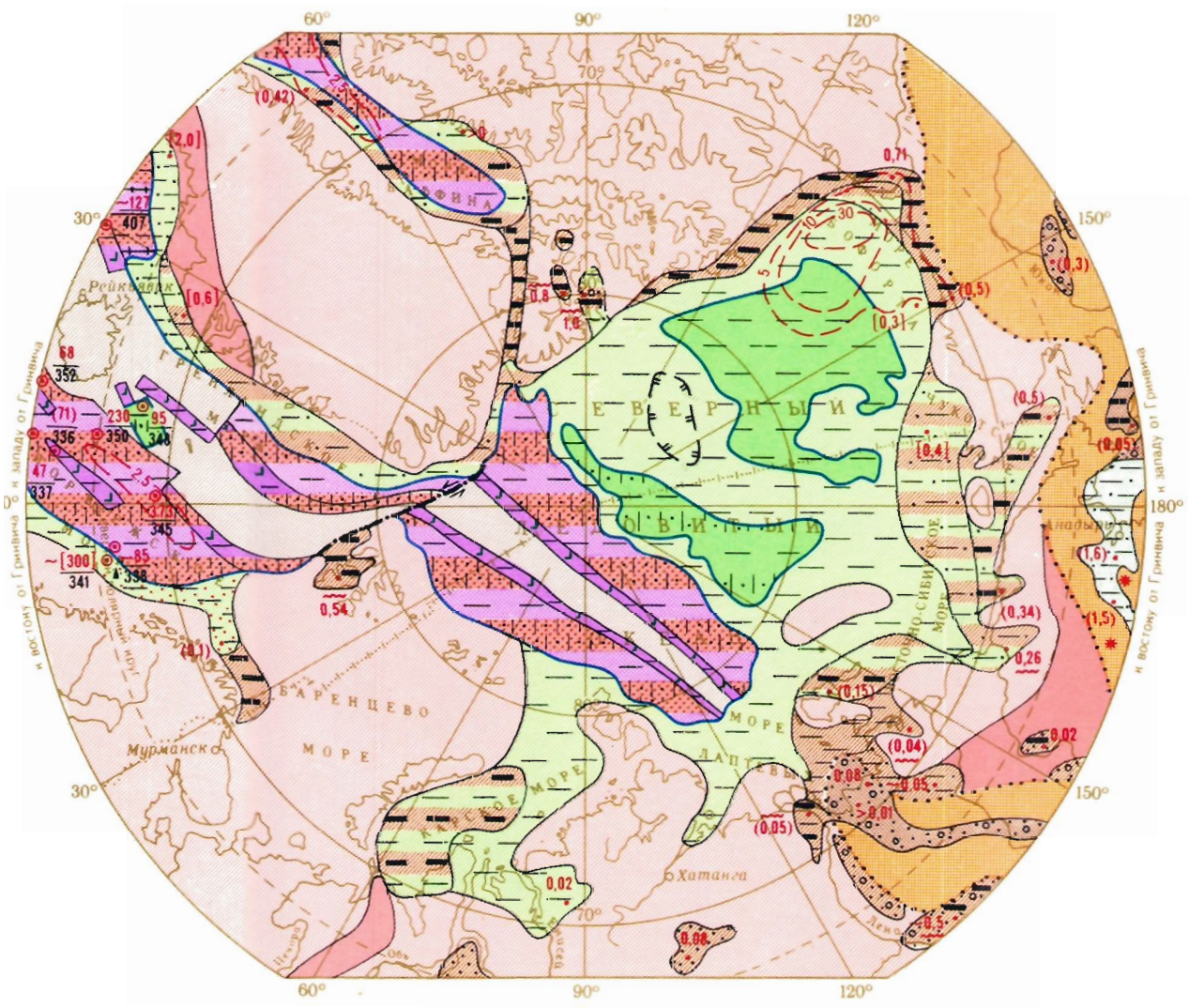
ПОЗДНИЙ ТРИАС
LATE TRIASSIC

АРКТИКА
THE ARCTIC

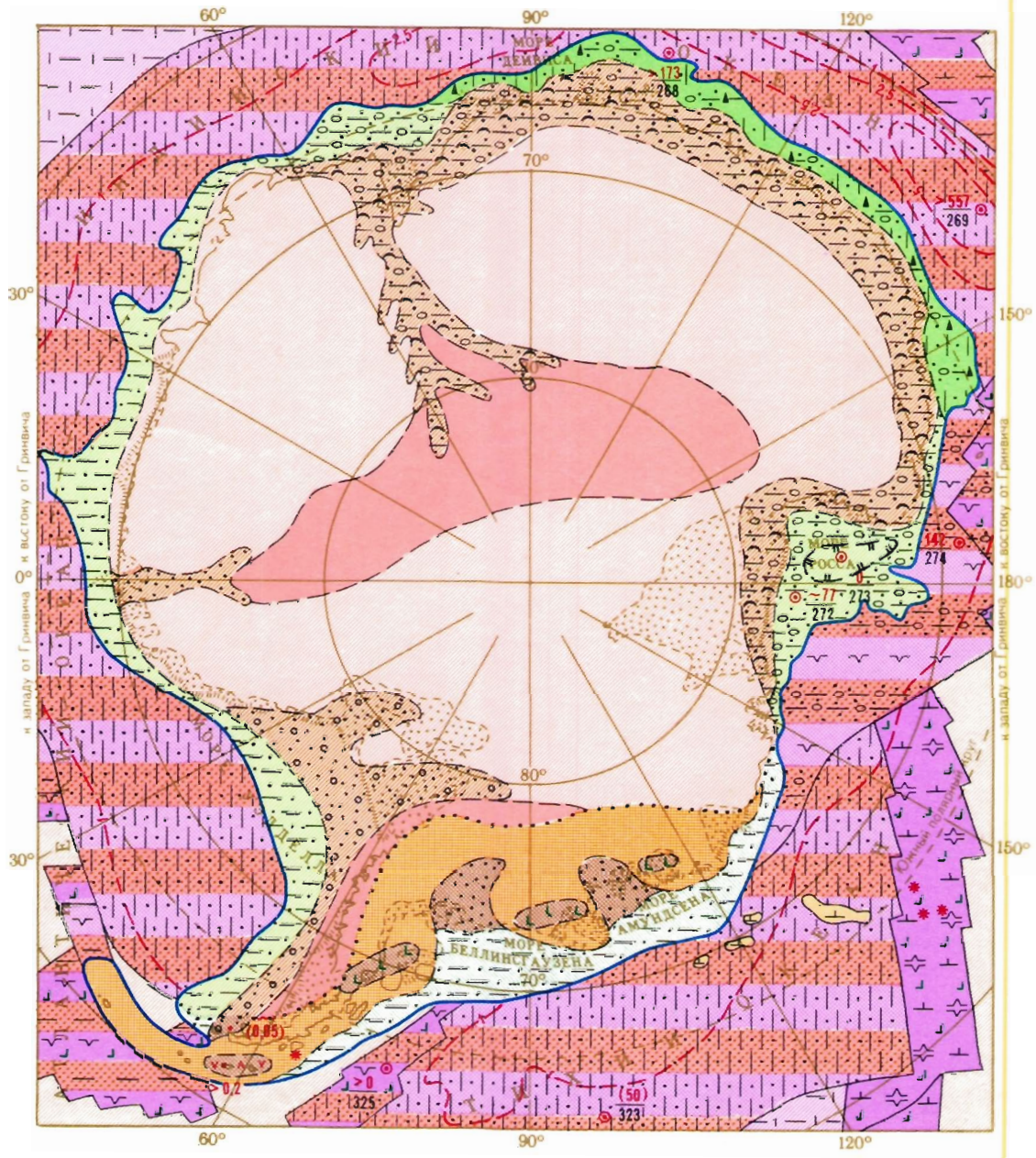

60°
90°
120°
30°
150°
0°
180°
70°
80°
МОРЕ БАФФИНА
Рейкьявик
Мурманск
Архангельск
СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН
Северный полярный круг
МОРЕ ЛАПТЕВЫХ
ВОСТОЧНО-СИБИРСКОЕ МОРЕ
ЧУКОТСКОЕ МОРЕ
Аляска
Аляска
Аляска

ОЛИГОЦЕН
OLIGOCENE

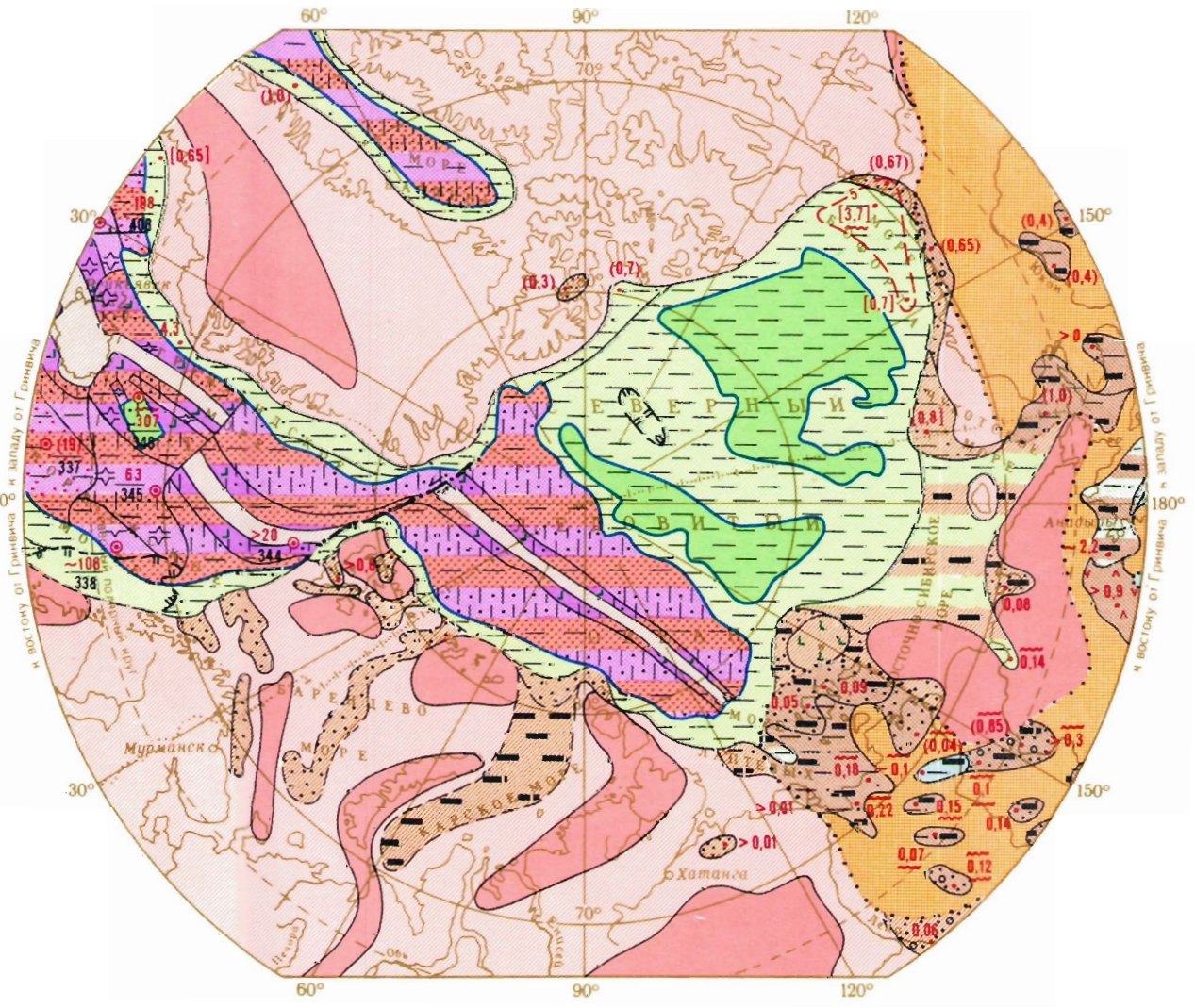
АРКТИКА
THE ARCTIC



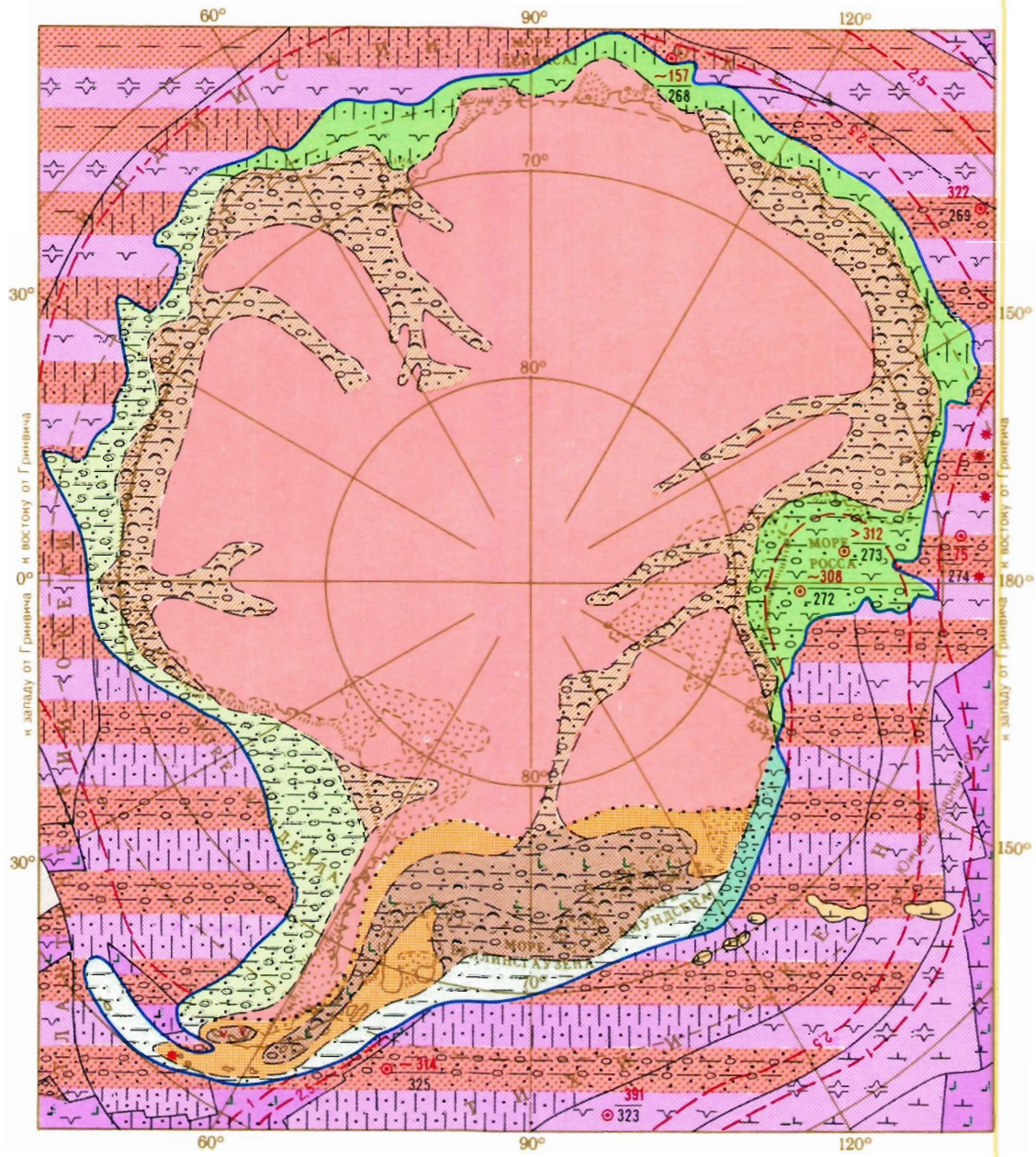
АНТАРКТИКА
THE ANTARCTIC



МИОЦЕН
MIOCENE



АНТАРКТИКА
THE ANTARCTIC



Масштаб (Scale) 1 : 36 000 000

Метаморфизм, складчатость и надвигание мезозойской континентальной коры, глубоко погруженной в эоцене, характерно для Папуа-Новой Гвинеи. На юго-востоке этой области формируется аллохтон, сложенный океанской корой. На севере Новой Гвинеи возникает вулканическая дуга (андезиты, базальты, турбидиты до 1500 м), продолжавшаяся к востоку в систему вулканических дуг Меланезии (о. Новая Британия, Соломоновы о-ва). Мощность островодужных вулканогенных (андезиты, реже базальты) и осадочных (известняки, глины, реже песчаники, кремни) ассоциаций до 1500 м. В южной части вулканической дуги Соломоновых о-вов — Новых Гебрид (на о-вах Фиджи отложения размыты) в глубоководных условиях отлагались красные глины и происходили излияния ультрабазитов и толеитовых базальтов мощностью более 900 м (663, 671, 673). Крупные излияния толеитовых базальтов (до 1500 м) характерны для Новой Каледонии и ее окресностей. На дуге Лау продолжался остаточный вулканизм. В пределах дуги Тонга-Кермадек осадки размыты. Снос с суши Новой Зеландии усиливается, указывая на активизацию поднятий. Мощность песчаных, видимо, турбидитных серий до 650 м, песчано-глинистых (к западу от Северного о-ва) до 300 м, известняков (на северо-западе Южного о-ва) — 80 м. В пределах плато Кэмпбелл обстановка показана условно. Климат континента оставался гумидным, но длительность сухого сезона возрастает. Южная часть материка находилась, судя по данным палеотемператур, в зоне умеренного климата (64, 587).

Антарктида. Продолжающееся поднятие центральной части платформы (Трансантарктических гор и непосредственно прилежащих к ним регионов) и прогрессирующее оледенение приводят к резкому увеличению скорости эрозии континента. Формируются отдельные крупные и глубоко врезанные (до 100 и более метров) ледниковые долины, по которым лед и захваченный им в процессе экзарации обломочный материал доставлялся на шельфы и в приконтинентальную зону океана. Судя по мощности гляциально-морских турбидитов в скважинах глубоководного бурения (свыше 550 м в скв. 269), скорость денудации суши была очень высокой. На шельфах и склонах платформы накапливались терригенные песчано-глинистые и терригенные турбидиты, гляциально-морские и кремнистые осадки мощностью от 77 до более, чем 173 м (скв. глубоководного бурения 272 и 173).

Крупные изменения тектонических и палеогеографических условий происходят и на активной окраине или в Андском орогене. Море отступает, зона вулканизма расширяется и среди его продуктов преобладают щелочные базальты (свыше 200 м). Береговая линия и внешний край шельфа смещаются в сторону океана, как и на окраинах платформы Восточной Антарктиды (573, 596).

Флора позднеолигоценового возраста (24,5 млн. лет К/А, остров Короля Георга) свидетельствует о существовании умеренных (холодных и теплых) дождевых лесов в этой части континента сходных с современными лесами Новой Зеландии (596). Это дает основания полагать, что ледниковый режим был еще неустойчивым и размеры площади, покрытой льдом, изменялись в значительных пределах.

Атлантический океан. Расширение океана продолжается, но темп его замедляется. Из-за снижения уровня карбонатной компенсации области накопления карбонатных пелагических осадков резко увеличиваются, распространяясь на склоны океанских котловин. Соответственно уменьшаются площади накопления абиссальных глин и кремнистых осадков. Возрастают и площади распространения гемипелагических отложений, особенно глинистых турбидитов. Мощность их в западной котловине Центральной Атлантики до 130 м (скв. 386), в Баффиновом заливе — 200 м (скв. 113), в Марокканской котловине в ассоциации с пелагическими карбонатными илами около 137 м (скв. 416), в дельте Амазонки более 1000 м, на западе в приконтинентальной части Аргентинской

котловины в ассоциации с мелом — свыше 1000 м, глинистых турбидитов в дельте Нигера — более 400 м (76, 532, 534). Мощность гемипелагических глин и кремнистых илов в Аргентинской котловине до 310 м (скв. 358). Мощность красных глин в котловинах Центральной Атлантики 30 м (скв. 417—418) и 20 м (скв. 137). Мощность карбонатных илов в пределах срединного хребта около 100 м (скв. 558 и 14), а на его склонах — 57 м (скв. 523 к западу от Китового хребта) и 53 м (скв. 19 к востоку от поднятия Риу Гранди). Мощность кремнисто-карбонатных илов на поднятии Сеара 190 м (скв. 354), на поднятии Сьерра Леоне (нанномел и глины) — 163 м (скв. 366), на поднятии Риу Гранди (мел) — около 100 м (скв. 357), на Китовом хребте (наннофораминиферовый ил) — 137 м (скв. 363).

Индийский океан. Разрастание океана продолжается параллельно с быстрым углублением его котловин. Это приводит, несмотря на снижение уровня карбонатной компенсации, к расширению площадей отложения глубоководных глин. Сокращаются зоны накопления кремнистых осадков, но расширяются площади отложения гемипелагических, преимущественно турбидитовых, осадков. Мощность их в Бенгальском заливе превышает 1000 м, ледниковых турбидитов у Антарктиды — около 600 м (скв. 269 А). Значительны области «ненакопления» осадков (13, 23, 30, 647, 648, 691). Мощность красных глин в Мадагаскарской котловине около 5 м (скв. 250), в Центрально-Индийской — 3 м (скв. 215), в Западно-Австралийской 5—20 м (скв. 211, 212 и др.). Мощность нанномела и нанноила на склонах срединных хребтов до 90 м (скв. 220, к западу от Чагос-Лаккадивского хребта). Мощность карбонатного ила на юге Чагос-Лаккадивского хребта около 100 м (скв. 238).

Тихий океан. Общее углубление охватывает как северную, так и южную абиссальные котловины, в пределах которых отлагаются исключительно красные глубоководные глины (мощность на севере 2—20 м в скв. 38—40, 51, 578 и др., на юге — 5—10 м в скв. 204 и 595). В сузившейся экваториальной зоне высокой биопродуктивности относительное значение кремненакопления снижается, а карбонатонакопления возрастает (666, 676). Мощность кремнистых илов изменяется от 29 м (скв. 65) до 52 м (скв. 166 к северу от плато Манихики). Мощность нанноила и диатомово-радиоляриевых илов в скв. 70 (140° в. д.) 210 м. Кремнистые осадки отлагаются и на юге в приантарктической зоне. Мощность кремнисто-карбонатных илов в скв. 278 (к югу от плато Кэмпбелл) более 42 м. Продолжается вынос на севере океана турбидитов конуса Зодиак. Терригенный материал поступал со стороны Аляски в область северной абиссальной котловины (мощность в скв. 183—115 м) (685, 686, 687). На поднятиях преобладало накопление карбонатных осадков (мела, наннофораминиферовых илов) различной мощности: 10 м на поднятии Хесса, скв. 310; 25 м на поднятии Шатского, скв. 305; 187 м, о-ва Лайн, скв. 315; 303 м — плато Онтонг Джава, скв. 289. В олигоцене на западе Пацифики раскрывается Каролинский бассейн, в котором отлагается нанномел (мощность 8 м в скв. 62, в скв. 63 около 300 м). Продолжается развитие вулканической дуги Алеут. Мощность андезитов и базальтов достигает 500 м (679).

В Западно-Филиппинском бассейне продолжается отложение красных глубоководных глин с примесью вулканического материала (мощность 165 м в скв. 290). Начинает раскрываться Восточно-Филиппинский бассейн, на дне которого отлагаются маломощные карбонатные илы. Активно развивалась Бонин-Марианская дуга (683). Преобладали андезито-базальтовые и андезитовые серии (более 500 м), а в седловинах и на склонах накапливались турбидиты с примесью вулканического материала и прослоями пепловых туфов (мощность 95 м в скв. 459).

Северный Ледовитый океан. Евразийская котловина продолжает расширяться и углубляться. Предполагается, что в ней и котловинах Макарова-Толля и Канадской отлагались глинистые турбидиты.

МИОЦЕН (окончание). Начало см. на стр. 32

Продолжается вулканическая деятельность (андезиты, базальты, туфы) в Бонин-Марианской и, вероятно, в дуге Кюсю-Палау. Появляются новые подводные вулканические горы в Западно-Филиппинском и Восточно-Филиппинском бассейнах. В пределах дуг и в прилежащих бассейнах отлагаются вулканогенные турбидиты, кремнистые и карбонатные илы, пепловые туфы, в Западно-Филиппинском бассейне продолжалось отложение красных цеолитовых глин. Мощность вулканических серий, вероятно, превышает 1000 м (более 300 м в скв. 450). Мощность турбидитов на восточном склоне Мариан 403 м (скв. 459). В миоцене возникает Каролинская цепь вулканических подводных гор (674).

Северный Ледовитый океан. Из-за отсутствия фактических данных палеогеографическая обстановка нами показана сходной с предыдущей эпохой. Мощность дельтовых глин р. Маккензи в Канадской котловине около 4 км.

СРЕДНИЙ ТРИАС (окончание). Начало см. на стр. 12

Вулканизм был ограниченным по площади, но значительным по масштабу как на севере континента (до 700 м андезитов и базальтов в районе Чимбу-Ванти Папуа и хребта Бисмарк — нижняя часть серии Кана в основном позднетриасового возраста), так и на востоке (вулканиты Неара до 900 м мощностью и порфириты Брисбэйн Волли — 218 млн. лет по радиометрической шкале — прогиба Эск, андезиты Новой Каледонии).

Присутствие туфов установлено в морских терригенных осадках Новой Каледонии, на Южном острове Новой Зеландии (кислые туфы Отаго) в геосинклинальной зоне восточной окраины континента. На всем протяжении от запада Новой Гвинеи до юга Новой Зеландии в пределах континентального склона преобладало накопление терригенных осадков, в том числе дельтовых турбидитов (флиш серии Торлесс). Контуры их распространения показаны условно. Окраинный (глубоководный) морской бассейн с излияниями подводных базальтов и накоплением кремнистых и вулканогенно-обломочных отложений (спилитов, кремней и красных аргиллитов блока Вайпала) представлен в зоне Таупо (587).

Антарктида. Отложения среднего триаса на платформе представлены континентальными и вулканогенными отложениями (группа Виктория Трансантарктических гор и Земли Виктории). Они продолжают разрезы раннетриасовых отложений и часто построены циклично (свита Лэшли, верхняя часть свиты Фримоув). Эти аллювиальные песчаные осадки с остатками Dicroidium и прослоями угля — наиболее характерный тип отложений среднего триаса. Присутствуют вулканогенные песчаники (свита Фримоув).

На Антарктическом полуострове и Южно-Оркнейских островах выделяются (довольно условно) орогенная зона на востоке и, местами, геосинклинальная на западе. В геосинклинальном прогибе накапливались мощные флишоидные серии часто сопоставляемые с серией Торлесс Новой Зеландии. Это граувакко-сланцевая свита Южно-Оркнейских островов, осадки свиты Тринити-Пенинсула на Земле Грейама и свита Лимэй (остров Александра), представленная преимущественно глинистыми сланцами. Вулканокластические глинистые сланцы и алевролиты на севере острова Ливингстон содержат среднетриасовую флору и не деформированы (589). Известково-щелочной габбро-гранитный комплекс с возрастом 218 млн. лет установлен в горах Джонса (589).

РАННЯЯ ЮРА (окончание). Начало см. на стр. 16

Австралия. Регрессия, начало которой относится еще к среднему триасу, продолжается в ранней юре. Положение границы моря несколько изменяется вдоль западной окраины. Море отступает из грабена Перт. Мощность угленосных лимнических отложений в нем весьма велика — до 2350 м. Дельтовые и прибрежно-морские осадки бассейна Карнарвон достигают 1200 м. В районе плато Скотт они были уничтожены (как и отложения средней юры) глубоким размывом перед позднеюрским рифтогенезом. Мощность их на шельфе Арафурского моря первые сотни метров. Внутри континента угленосные отложения позднего триаса сменяются озерно-аллювиальными, а на о. Тасмания мощными (до 1000 м) траппами, характерными также для Африки и Антарктиды. Карбонатонакопление сменяется терригенным на западе Новой Гвинеи и прилежащих островах (Буру, Серам). Мощность отложений до 100 м. На севере Новой Гвинеи накапливались лагунные доломиты и красноцветные песчаники, но на континентальной окраине преобладали терригенные серии. Вулканизм, довольно мощный в позднем триасе, прекращается в ранней юре на северной окраине континента, включая Новую Каледонию (564). В Новой Зеландии и прилежащей к ней значительно снивелированной и сократившейся в размерах орогенной зоне снижается темп погружений, граница области накопления отступает к востоку. По-видимому, продолжались погружения в зоне Таупо, но, возможно, что это море окраинного типа в ранней юре прекращает свое существование.

Антарктида. Раннекиммерийские движения, сопровождавшиеся интенсивной складчатостью в зоне активной окраины на Антарктическом полуострове, привели к воздыманию этой области. Раннеюрские отложения здесь не установлены и палеографическая обстановка показана условно.

Тектоническое развитие платформы протекало под знаком резкого возрастания магматической активности в зоне Трансантарктических гор. Толеитовые базальты группы Киркпатрик (и базальты Кирван Земли Королевы Мод) изливались в наземных условиях и иногда заполняли озерные бассейны межгорных депрессий, о чем свидетельствует подушечная текстура и прослои озерных отложений с пресноводной фауной. Грандиозность магматического процесса подчеркивается внедрением силлов и плутонов долеритов группы Феррар, широко распространенных вдоль всей цепи Трансантарктических гор. Стратифицированная интрузия Дюрек (анартозиты, габбро, гранофиры) имеет площадь поверхности 50 000 км^2 и предполагаемую мощность до 9 км при мощности в обнажениях до 3,5 км (589). Возраст магматических проявлений по радиометрическим данным заключен в интервале 191—165 млн. лет (K/A, Pb/Sr), т. е. магматическая активность полностью затухает к началу поздней юры (589).

ПОЗДНЯЯ ЮРА (окончание). Начало см. на стр. 20

Антарктида. Большая часть континента представляла низкую денудационную равнину. Вдоль тихоокеанской окраины простирались орогенная и геосинклинальная зоны, границы которых проведены весьма условно. Мощный орогенный вулканизм (в основном кислый: риолиты до 75 % мощности разреза) занимал краевое положение по отношению к платформе. Западнее располагалась островодужная система. На Антарктическом полуострове находится ее задуговой бассейн. Его выполняют кремнистые глины (40—75 %), турбидиты (5 %) и кислые туфы (25—60 %) мощностью 250—500 м. Восточнее (включая территорию Земли Мэри Бэрд) протягивалась собственно вулканическая дуга. Андезиты и риолиты, реже базальты, их туфы составляют 50—80 %, а песчано-глинистые и песчаные толщи 30—50 % разрезов при мощности последних от 300 до 1000 м (589).

Атлантический океан. Раздвиг между Северной Америкой и Африкой сопровождался медленным погружением океанского бассейна. На базальтовой коре океанского типа отлагаются мелководные и гемипелагические карбонатные осадки с участием глин. Вулканические подводные горы были активны в зародившемся Канарском архипелаге и на восточных островах Зеленого Мыса. Возникшая глубоководная впадина была большей частью окружена рифовыми постройками, препятствовавшими выносу терригенного материала в глубь бассейна; мощность отложений, накопившихся на ложе океана около 150 м (5, 6, 12, 15, 22, 38, 39, 40, 76, 597, 613, 617).

Индийский океан. В эту эпоху Индийский океан проходит самую раннюю стадию своего развития. Данные бурения у Антарктиды, восточной Африки и к северо-западу от Австралии свидетельствуют, что на ложе новообразованной океанской впадины накапливались серые гемипелагические глины небольшой мощности (скв. 261—22 м).

Тихий океан. Известные по данным глубоководного бурения отложения поздней юры в Тихом океане представлены двумя группами в основном абиссальных осадков. Первые представлены окремненными известняками и мергелями в основании разрезов. Вверху их сменяют радиоляриты и, возможно, (скв. 196), красные глины. Мощность их весьма невелика: от 17 до 50 м. В скв. 306 мощность отложений может быть несколько больше, т. к. в забое вскрыты низы берриаса, а глубина до фундамента по сейсмическим данным равна 80 м. В юго-западной части океана (скв. 595—596) вскрыты келловейские (интерпретация линейных магнитных аномалий) красные железистые глины (76).

РАННИЙ МЕЛ (продолжение). Начало см. на стр. 22

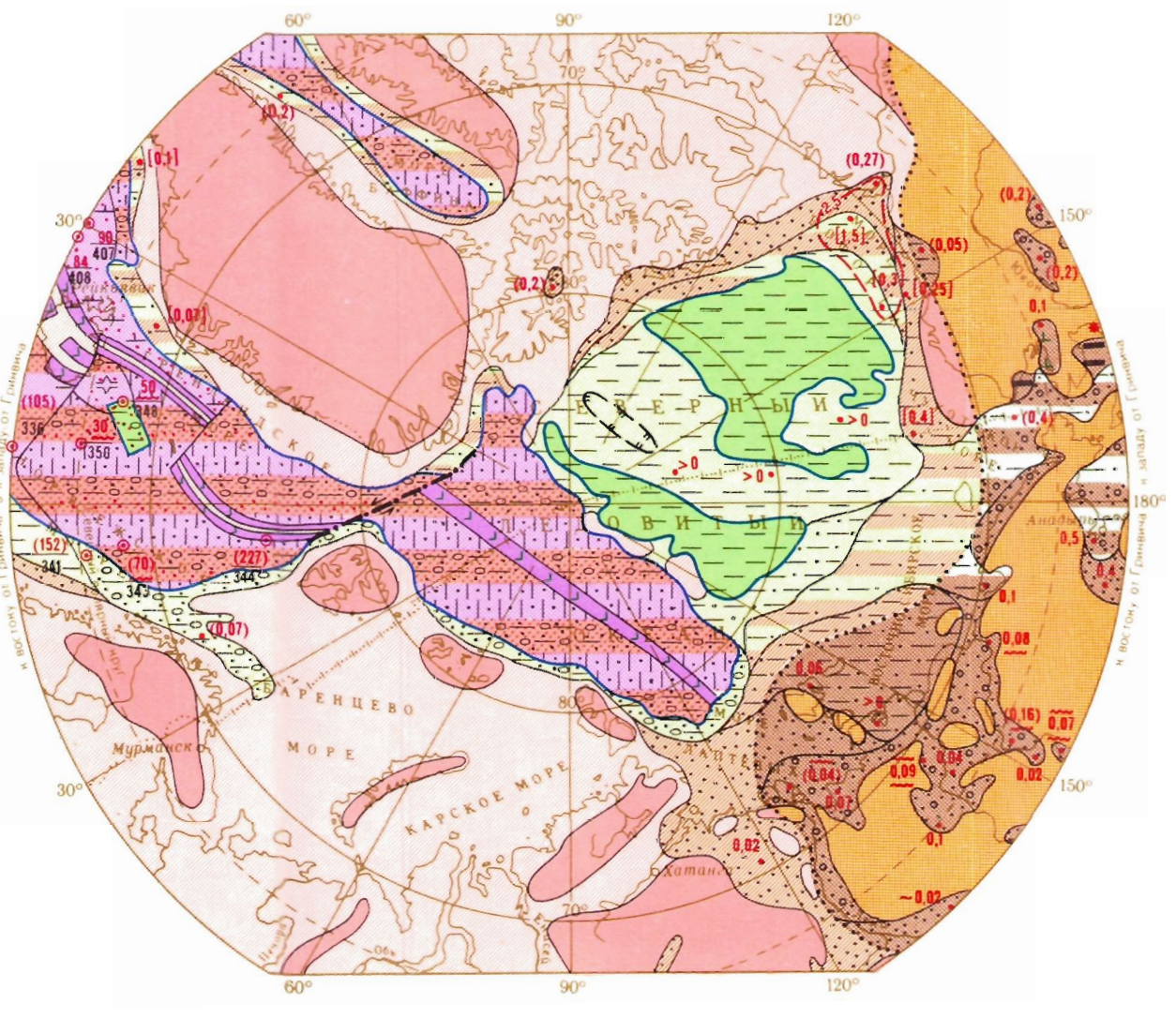
Андский подвижный пояс заканчивает свое становление в качестве единой крупной окраинно-континентальной структуры. Определяется его деление на три сегмента с различной направленностью тектонических процессов и палеогеографической историей. Северный сегмент — Эквадорско-Колумбийско-Венесуэльский — принадлежал, начиная с раннего мела (возможно, с титона) к Карибской области Тетиса. Синхронно с северной окраиной Мексиканского залива, начиная с баррема, развивалась трансгрессия на прилежащей части Гвианского щита, на платформе Маракаибо, в Андах Мерида и в зоне Карибских хребтов Венесуэлы. В Карибских хребтах мощность терригенных, с участием карбонатов в нижней части разреза, отложений достигает 8,5 км, вследствие мощного дельтового выноса с континента. Битуминозные известняки (относительно глубоководные неритовые) развиты на апт-альбском уровне как на платформе, так и в геосинклинальном прогибе, который относится к типу задуговых бассейнов. Прогиб Боготы выполнен мощной лагунной эвапоритовой и морской продельтовой терригенной сериями мощностью 6—10 км. Максимум трансгрессии, как и в других зонах континента, приходится в этом сегменте на альбский век. От Эквадора до дуги Малых Антильских островов континент граничил на севере с краевым задуговым морем, за которым располагалась вулканическая дуга на западе, занимавшая Западную Кордильеру Колумбии и Береговую зону Эквадора или область «геосинклинали Боливар» (470, 473, 484, 489). Развитие островодужной системы началось, видимо, еще в поздней юре и закончилось к началу баррема. Этот возраст имеют толщи голубых сланцев в Береговых хребтах Колумбии. Фрагменты дна краевого или задугового моря сохранились в виде аллохтонных офиолитовых (группы «диабазико», Дагуа, «порфиритико») пластин в Западной и отчасти в Центральной Кордильере Колумбии (473, 474). Возможно, в апте и альбе образовался новый краевой бассейн, в котором накапливались офиолитовый комплекс, кремни и граувакки. Обломочный материал поступал с запада со стороны дуги. Вулканиты представлены толеитовыми базальтами, реже андезито-базальтами. Мощность серий до 4 км (473, 484, 503). На карте нами показана область вулканической дуги и краевого бассейна без разделения. Также условно нами принято, что эта область сложена океанской корой. Высказываются, однако, предположения, что вулканическая дуга располагалась на континентальной коре.

Центральный, **Перуанско-Чилийско-Аргентинский сегмент,** развивался в значительной мере унаследованно от предыдущей эпохи и является классическим примером «лиминарных» систем (465, 466). После араукан-ской тектонической фазы и поднятий в середине кимериджа погружения возобновляются в титоне, но особенно в неокоме, когда песчано-глинистые серии сменяются сублиторальными и континентальными, отчасти песчаными, сериями формаций Чиму и Гойларискизга в Западной Кордильере, в Высоких Плато, в Восточной Кордильере и Субандийской зоне от Эквадора до центральной части Чили (474, 486, 488). Островодужный вулканизм в Береговой зоне Перу прекратился к началу валанжина и вновь возобновился в широких масштабах к апте и альбе. До начала альбской трансгрессии морской бассейн на территории Перу был разделен узкой сушей, занимавшей часть Главной Кордильеры, Высоких Плато и Восточной Кордильеры. Южнее, на территории Чили прогиб Береговой зоны и Главной Кордильеры отделялся от чилийской части сегмента поднятием (476, 495). В Береговой Кордильере Чили накапливались исключительно мощные серии островодужных и континентальных вулканитов (формации Пачакана, Ло Прадо и Вета Негра). Образования формации Вета Негра (альб) — в основном континентальные вулканиты — имеют мощность до 9 км и знаменуют частичный переход к орогенной стадии развития (96). Общая мощность K_1 в Береговой Кордильере Чили, видимо, достигает 11 км. В сторону Главной Кордильеры значение вулканических серий снижается, уменьшается и мощность отложений (до 5 км — формации Баньос дель Флако и Калимапу, а в Аргентинских Андах—впадина Неукен с формациями Кинтуко, Муличинко, Агрио, Уитрин и Диаманте). Значение континентальных отложений, напротив, возрастает, но как и в Береговой Кордильере Чили умеренные погружения неокома сменяются в апте и альбе чрезвычайно быстрым прогибанием (96).

Продолжение см. на стр. 40

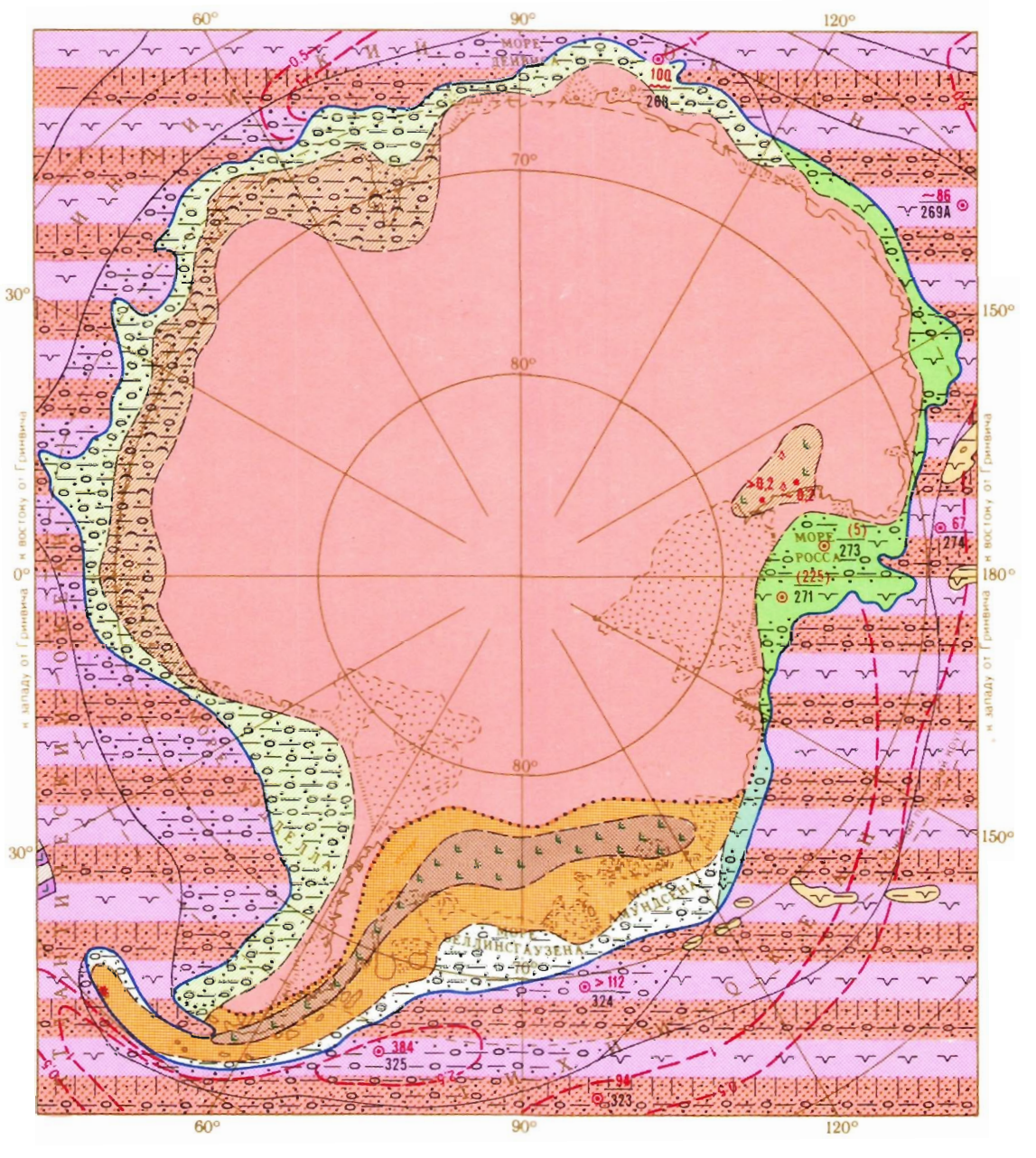
ПЛИОЦЕН
PLIOCENE

АРКТИКА
THE ARCTIC



Масштаб (Scale) 1 36 000 000

АНТАРКТИКА
THE ANTARCTIC



Продолжается вулканическая деятельность в дугах Меланезии. Вулканиты ассоциируют здесь с вулканогенно-осадочными, песчаными, карбонатными и карбонатно-терригенными сериями, вулканический материал в изобилии поступает и в соседние глубоководные бассейны (Ново-Гебридское море и др.). Мощность андезитов, базальтов и вулканогенно-осадочных пород на о. Новая Британия до 1500 м, песчаной формации на Соломоновых о-вах до 2 км. Мощность андезитов и известняков на Новых Гебридах до 1000 м. Мощность известняков на шельфе и склоне о-вов Фиджи до 2 км, андезитов и шошонитов на о. Фиджи — до 300 м, мощность подводных базальтов и известняков на поднятии Тонга-Кермадек до 70 м. Контуры о-вов Новой Зеландии приближаются к современным. В окружающих бассейнах отлагались песчаные мелководные и глубоководные глинистые осадки (мощность до 600 м и 2 км). В субаэральных условиях на севере Северного о-ва изливались базальты и извергались риолиты и их туфы (587). На плато Кэмпбелл отлагались карбонатные илы, мощность до 100 м в скв. 594 (76).

Антарктида. Мощность ледового покрова на континенте возрастает. Льды распространяются по всей его поверхности, включая шельфы. Раннеплиоценовое оледенение Полонез (на о. Короля Георга и прилежащих районах) или Королевы Мод (в Трансантарктических горах и море Росса) сменяется межледниковьем, проявившимся по периферии континента в интервале 3,7—2,5 млн. лет. Позднеплиоценовое оледенение Леору-Скотта (2,4—2,1 млн. лет) завершает эпоху. В стадию максимального развития раннеплиоценового оледенения Краковяк ледовые потоки через шельф моря Уэделла направлялись с Трансантарктических гор к северной окраине Антарктического полуострова и проливу Дрейка. В этом же направлении двигались айсберги как с запада, так и с востока Антарктического полуострова. Здесь, перед проливом Дрейка и в море Уэделла, происходила основная разгрузка льдов от несомого ими материала (560). Максимальная мощность алеврито-глинистых ледово-морских отложений в скв. 325 глубоководного бурения, пробуренной в нескольких сотнях километров от берега полуострова в приконтинентальной зоне Тихого океана, равна 384 м (76). На шельфах накапливались гляциально-морские песчано-глинистые отложения, а на суше — тиллиты. На севере Земли Виктории образуется вулканическое плато, созданное за счет излияний лав бенмореитов, трахитов и оливин-авгитовых базальтов общей мощностью свыше 200 м.

В орогене на больших площадях продолжается вулканическая деятельность. Преобладали излияния щелочных базальтов.

Атлантический океан. Продолжается слабое расширение и погружение океана. Зоны отложения карбонатных илов расширяются за счет красных глин вследствие дальнейшего снижения уровня карбонатной компенсации. Продолжается формирование подводных вулканических гор. Исчезает кремненакопление в зоне апвеллинга у северо-западной окраины Африки. Основная область кремненакопления сохраняется в южных полярных широтах. В высоких широтах отлагаются гляциально-морские глинистые турбидиты. На севере (Баффинов залив, Норвежско-Гренландский бассейн) они появляются впервые. Их мощность в Баффиновом заливе 660 м (скв. 113), до 70 м в Норвежском море (скв. 343), гемипелагических глинистых илов на западе Центральной Атлантики 355 м (скв. 104), ассоциации турбидитов и карбонатов 80 м (скв. 198, Канарская котловина), песчано-глинистых турбидитов 127 м (котловина Зеленого Мыса), ассоциации гемипелагических глин и кремнистых илов 50 м (скв. 514, Аргентинская котловина), красных глин до 41 м (скв. 28, севернее желоба Пуэрто Рико), кремнистых илов более 126 м на востоке Аргентинской котловины (скв. 514), карбонатных илов на срединном хребте 278 м (скв. 611 к юго-западу от банки Хаттон), 215 м (скв. 520, 27° ю. ш.), карбонатных илов на склоне срединного хребта 163 м (скв. 60, около 40° с. ш.), 62 м (скв. 16, около 30° ю. ш.). Карбонатно-глинистые илы на поднятии Сеара имеют мощность 90 м (скв. 354), на поднятии Сьерра Леоне 73 м (скв. 366), на поднятии Риу Гранди до 55 м (скв. 516), на Китовом хребте (глинисто-карбонатно-кремнистые илы) 154 м (скв. 532).

Базальтовый вулканизм активно проявляется на о-вах Зеленого Мыса, Канарских и в регионе о. Мадейра.

Индийский океан также испытывает расширение и некоторое углубление. Заметно увеличивается площадь экваториальной зоны кремненакопления. Расширяется и область кремненакопления на юге. Судя по изменению мощности осадков по сравнению с миоценом, условия накопления их изменяются значительно. Очевидно, этим объясняется большая или равная мощность плиоценовых осадков по сравнению с миоценовыми (скв. 211, 224, 237 и др.), что указывает на существенное изменение гидродинамического режима их накопления (647). На севере океана площадь подводных конусов выноса Инда и Ганга-Брахмапутры увеличивается. Мощность глинистых турбидитов в скв. 222 (Аравийское море) 615 м, в Бенгальском заливе (скв. 218) 105 м, на северо-востоке Западно-Австралийской котловины (скв. 211) 290 м (радиоляриевый ил в этой скважине составляет 10 %), глинисто-карбонатных илов в Сомалийской котловине (скв. 241) 88 м, глинисто-алевритовых турбидитов в Мадагаскарской котловине (скв. 248) 109 м, гляциально-морских осадков в Австрало Антарктической котловине (скв. 269 А) 86 м, глинисто-кремнистых илов (котловина Крозе, скв. 252) 100 м. Мощность кремнистых илов в Австрало-Антарктической котловине (скв. 267 В) 160 м. Мощность красных железистых окисленных глин и карбонатных илов (возможно, турбидитов) в Западно-Австралийской котловине (скв. 212) 14 м. Распространение гляциально-морских турбидитов в приантарктической зоне контролировалось положением зоны антарктической конвергенции (647, 650).

Тихий океан. Продолжается углубление океана и площади распространения красных абиссальных глин возрастают. По-прежнему выделяются широтные зоны повышенного кремненакопления: экваториальная и высокоширотные. Роль приконтинентальных зон кремненакопления, столь характерных для предыдущей эпохи, снижается. Площадь развития гляциально-морских турбидитов в приантарктической зоне увеличивается. Их мощность в скв. 325 (море Беллинсгаузена) 384 м (больше, чем мощность миоценовых гляциально-морских осадков). Продолжается накопление вулканомиктовых турбидитов, кремнистых илов и пепловых туфов на северо-западе океана (в приконтинентальной зоне Японии и Курил). Мощность в скв. 436 (к югу от о. Хоккайдо) 150 м.

В плиоцене оформляются современные желоба. Наиболее ранние желоба (эоцен-олигоценовые) возникли вдоль дуг Меланезии, Лау и Тонга-Кермадек (671). Для осевой части желобов характерны небольшие мощности осадков.

Мощность кремнисто-глинистых илов на склоне Аляскинского желоба (скв. 183) 50 м, красных цеолитовых глин на северных абиссальных равнинах (скв. 576, 168, 170, 38, 39, 40 и др.) до 5 м. Мощность карбонатно-кремнистых илов на западном склоне Восточно-Тихоокеанского хребта около 100 м (скв. 82), на восточном 77 и 100 м (скв. 83, 503). К югу от Галапагосского хребта (скв. 157) 244 м, кремнистых илов (скв. 462, Науру) 20 м. Мощность карбонатных илов на юге поднятия Хесса (скв. 466) 48 м, на плато Онтонг Джава (скв. 289) 138 м, в Каролинском бассейне (скв. 62) 73 м, на плато Манихики (скв. 317) 53 м, на поднятии о-вов Лайн (скв. 318) 104 м.

Продолжается формирование вулканов Гавайской цепи, Каролинского поднятия, хребта Наска, хребта к юго-востоку от о-вов Лайн и продолжалось образование подводных гор к северо-западу от хребта Хуан-де-Фука.

Заканчивается расширение Восточно-Филиппинского бассейна. На хребте Кюсю-Палау отлагаются карбонатные илы. Крупные, в основном базальтовые, вулканы возникают в Бонин-Марианской дуге. На остальной площади дуги отлагались карбонатные илы и турбидиты.

Северный Ледовитый океан. В глубоководных впадинах океана и, видимо, на их склонах и шельфах отлагались гляциально-морские глинистые и глинисто-алевритовые осадки. Мощность их на севере Норвежского моря (скв. 344) 227 м. Поверхность океана во вторую половину эпохи покрывается плавучими льдами.

Фазы деформаций чередовались с этапами спокойного тектонического режима и выравнивания; поднятия Анд прерывались вспышками кальдерного игнимбритового вулканизма, начиная со второй половины олигоцена (495). Закладываются узкие (20—50 км шириной) грабенообразные прогибы андского простирания. К наиболее типичным из них относится прогиб Аукучо. Вулканогенные и молассовые серии слагающие этот прогиб разделены крупными перерывами и угловыми несогласиями, в общем соответствующим фазам тектогенеза Кечуа. Вулканиты Ларампукио с возрастом 18—17 млн. лет извергались после первой фазы Кечуа-1 или в самом ее конце. На юго-западном крае прогиба после этого начинается эрозионный цикл, сформировавший полигенетическую поверхность выравнивания Пуно (современная высота 3800—4400 м). Внизу озерные (до 1000 м) коричневые, красные и зеленые песчано-глинистые отложения формации Хуанта с пресноводными известняками, конгломератами у северного края прогиба, где они залегают прямо на породах позднего палеозоя, сменяются вулканитами и вулканокластитами андезитового состава мощностью до 2000 м с возрастом (К-А) 12—9,3 млн. лет (496). Верхи миоцена представлены вулканитами Молинойос, Пучкас и Пакайкаса (латиты с возрастом 9,9 до 7,4 млн. лет дациты и андезиты с возрастом 7,7—6,5 млн. лет), залегающими с несогласием на формации Хуанта. Фаза Кечуа-2 заключена в интервале 9,5—8,5 млн. лет (495). Верхи формации Аукучо представлены озерными осадками с прослоями вулканических туфов (7,6—6,0 млн. лет) общей мощностью свыше 2500 м. В зоне Хуанкавелика накапливались стратиграфические эквиваленты формации Аукучо — озерные осадки и вулканиты Рамиуази (кислые туфы с возрастом 7,6—7,3 млн. лет). В центральном Перу относительное затишье в вулканической деятельности приходится на интервал 17—12 млн. лет. В Перуанских Андах так же, как и в Чилийско-Аргентинских среди продуктов вулканизма преобладали риолитовые туфы, игнимбриты, дациты и латиты, подчиненную роль играли андезиты, еще реже встречаются банакиты, шошониты и абсарокиты. Центры вулканических извержений разнообразны — от трещин до крупных кальдер (467, 476, 483). В провинции Сальта Аргентины на юго-восточном продолжении Субандийской зоны формирование предгорного прогиба (позднемиоцен-плиоценовая молассовая группа Кальчанкенс мощностью до 6 км) началось только в позднем миоцене и закончилось к началу плейстоцена (496). В регионе Охос-дель-Салado (Чили) отмечены три вулканические импульса: Ла Коипа-Марикинга — андезиты и дациты, пепловые потоки и туфы с возрастом 23—15,7 млн. лет, сопровождавшиеся формированием кальдер, стратовулканов, куполов и небольших вулканических конусов, Пастиллито (13,9—12,9 млн. лет) — вулканические конусы, стратовулканы и Вилрайт (8,8—6,1 млн. лет). Вулканы двух первых фаз вулканизма связаны с системой крупных линеаментов. Вулканические центры последнего, позднемиоценового, импульса располагались беспорядочно в поясе шириной более 200 км (476). С этой последней миоценовой вулканической фазой связано формирование крупных (до 22 км в диаметре — кальдера Вилрайт) кальдер и изолированных стратовулканов. Возможно, что с этим же вулканически импульсом можно увязать образование гиганской кальдеры Серро Калан размером 40×24 км (476). На юге Перу, в Западной Кордильере после инкского тектогенеза сформировалась региональная поверхность выравнивания Альгос де Кемилака. В конце олигоцена -начале раннего миоцена ее покрывают игнимбриты низов формации Уалиас (25,3—22,7 млн. лет, К/А) и грубообломочная моласса формации Мокегуа (476). Быстрое поднятие и цикл эрозии заканчиваются извержение игнимбритов формации Уальялас с возрастом 18,4 млн. лет. Это дает возможность определить и скорость поднятий Береговой Кордильеры на юге Перу. Начиная с 18 млн. лет тому назад по настоящее время она составляла 0,1 -0,6 мм/год, а Западной Кордильеры (Предкордильеры) 0,19 мм/год. Различие в скоростях поднятия этих зон отражает неустойчивость тектонического режима Береговой Кордильеры вследствие чередования фаз поднятий и погружений (496). В течение миоцена на юге Перу сформировались наиболее крупные поверхности выравнивания: Пуна (к 12 млн. лет) и Матакабалло (к 6 млн. лет), крупнейшие педименты Серро Саголло и Атакама и ряд других важнейших геоморфологических и структурных элементов современных Анд (469, 483, 495). На севере континента узкая зона вдоль карибского и тихоокеанского побережья в западной части активно прогибалась. Прогиб Сину унаследованно погружался и турбидиты и глубоководные гемипелагические осадки (последние накапливались в олигоцене и в первой половине миоцена) олигоцена-плиоцена в осевой части этого широкого прогиба достигают 5000 м (ширина прогиба до 150 км). К востоку эти отложения переходят в более мелководные серии (мощностью не менее 1000 м) с рифовыми карбонатами (регионы Сан Жасинто, Цикуко, Эль-Дифисиль), к северо-востоку переходящими в рифовую карбонатную платформу в области шельфа островов Кюрасао, Аруба и Бонайре. В орогенной зоне Северных Анд происходили интенсивные погружения с накоплением мощных морских моласс в прогибе Фалькон (мощность их более 5 км). Песчано-глинистые отложения накапливались и на севере оз. Маракаибо (474, 504). В Востонно-Венесуэльском прогибе мощность песчано-глинистых морских моласс с участием

битуминозных глин (формации Офисина, Фреитес) более 5500 м. В предгорном прогибе юго-восточнее Сьрры-де-Мерида еще во второй половине позднего эоцена начинается накопление ритмичных континентальных угленосных моласс (формации Карбонеро, Леон, Палмар и Исноту). Миоценовая часть разреза по направлению к Андам замещается осадками формации Парангула. Позднемиоценовая часть этой формации представлена грубообломочной молассой мощностью до 3 км. В карибских хребтах Венесуэлы возникают небольшие межгорные впадины Ниргуа, Санта Тереза, Туй, в которых накапливались молассы формаций Сиквире, Туй, Кумака (491, 504). В зоне Центральной Кордильеры Колумбии наблюдался слабый вулканизм. В позднем миоцене общее поднятие территории вызывает регрессию моря. В прогибах Фалькон и Восточно-Венесуэльском осуществляется переход от морских условий к континентальным. Мощность отложений в крупнейших прогибах превышает 5000 м и, возможно, достигает 7500 м вдоль северного борта прогиба Фалькон (491, 504). В южном сегменте максимальная мощность моласс установлена в прогибе на востоке Альтиплано Боливии — 6500 м, но, возможно, она еще больше — до 10 км (504). Велика мощность миоцена, вероятно, и в грабене Сантъяго. На платформе максимальные мощности связаны с грабенами атлантической окраины — Маражу (до 2000 м) и с прогибом Саладо (свыше 900 м).

Климатические условия в течение эпохи быстро изменяются, особенно на юге континента после открытия пролива Дрейка. Зона теплоумеренного климата замещается зоной холодноумеренного климата в позднем миоцене (33, 65).

Африка. После регрессии в конце олигоцена краевые морские бассейны вновь несколько расширяются. На востоке континента сводовые поднятия поднимаются (до 1000 м). Эти поднятия послужили причиной смещения континентального водораздела в конце кайнозоя с востока на запад к его современному положению и более крутого наклона поверхности континента к востоку, в сторону Индийского океана. В конце олигоцена — начале миоцена начинается процесс рифтогенеза с образованием Западной и Восточной рифтовых систем. Он сопровождался мощным вулканизмом. К концу раннего миоцена (16 млн. лет) мощность извергнутых вулканитов достигает 1600 м (рифт Кавирондо, 22—16 млн. лет). Изливались базальты, фонолиты, нефелиниты, трахиты мощностью более 3 км (513, 538). Во впадинах и рифтах накапливались гравийники (Тиркан), слои Тамба — каолиновые глины. К западу от оз. Рудольф мощность озерных осадков до 1340 м. Расширяется накопление континентальных отложений и наземных вулканитов и во многих других регионах (вновь оживляется вулканизм вдоль Камерунского линеамента). Крупная впадина возникает в верховьях р. Замбези (мощность аллювиально-озерных песчано-глинистых серий до 150 м).

На северо-западной окраине континента отлагались карбонатно-терригенные и глинистые серии около 900 м (скв. 397 на склоне к югу от Канарских о-вов). На севере (Магриб) карбонатно-терригенные серии в позднем миоцене сменяются континентальными красноцветами. Мощность отложений на западе Алжира около 3 км (514). Восточнее, в Тунисе отлагались песчано-глинистые осадки. В Ливии отлагались известняки и гипсы, в Египте карбонатно-терригенные и глинистые осадки (в дельте Нила мощностью более 4 км) (548). Красное море формируется в начале эпохи. Впадину заполняют известняки и мергели «глобигериновой группы». К концу эпохи морской залив превращается в лагуну, в которой несколько раньше, чем в Средиземноморье осаждаются эвапориты. Связь с Индийским океаном устанавливается только в конце миоцена, одновременно прерывается связь со Средиземноморским бассейном. Мощность соленосных серий до 4 км (ангидрит, каменная соль до 80 %, глины, известняки, карбонатные илы). Погружения сопровождались щелочным базальтовым вулканизмом (мощность до 300 м) вдоль бортов рифта (518).

Вдоль индийской окраины и на Мадагаскаре отлагались преимущественно карбонатно-терригенные серии; мощность дельтовых турбидитов во впадине Кисимайо около 1500 м, карбонатно-терригенных и угленосных осадков в Танзании более 2500 м. На шельфе дельты Замбези мощность песчано-глинистых отложений до 350 м. Карбонатные серии отлагались на крайнем юго-востоке континента. На юго-западной окраине накапливались карбонатно-терригенные серии с олистолитами (мощность на шельфе Намибии по сейсмическим данным до 1500 м). Севернее (шельф Анголы и Гвинейского залива) отлагались преимущественно глинистые серии (к югу от устья Конго до 2 км, в устье Нигера до 3 км) и песчано-глинистые и глинистые континентальные осадки (Габон — 1250 м) и угленосные в дельте Нигера (до 2 км). На севере и на юге континента располагались зоны семиаридного климата, в центре экваториальная тропическая гумидная зона, которая была шире современной (33).

Австралия. Суша континента становится еще более низкой. На востоке продолжаются излияния щелочных базальтов. На окраинах накапливались почти исключительно карбонатные серии (мощность в Бассовом проливе до 1600 м, на плато Эксмут более 1000 м, до 1000 м на северо-востоке). Глинистые серии (бассейн Отуэй и шельф Арафурского моря) имеют мощность около 1000 м. Крупное поднятие возникает на Новой Гвинее. К северу от этого хребта отлагаются песчано-глинистые турбидиты (до 5 км на востоке Папуа). Мощный вулканизм продолжается в системе дуг Меланезии. Мощность андезитов, их туфов и известняков до 2 км (восток о. Новая Британия, Новые Гебриды и др.). На о-вах Фиджи извергались базальты и дациты мощностью до 5500 м (о. Фиджи). Карбонатонакопление преобладало на Новой Каледонии (более 1000 м на шельфе), на поднятии Лорд Хау (скв. 208, 330 м нанно-форманиферовых илов). Суша Новой Зеландии активно поднимается и в прилежащих прогибах отлагаются преимущественно глинистые серии мощностью до 3400 м (юг Северного о-ва). В Тасмановом море отлагались красные цеолитовые глубоководные глины и пепловые туфы (до 50 %). Мощность в скв. 283 — 9 м. В Коралловом море отлагались карбонатные илы (скв. 209, 65 м) и турбидиты (скв. 210, 155 м), в Ново-Гебридском бассейне — красные цеолитовые глины и пеплы (12 м, скв. 286; в скв. 206 мощность пепловых туфов (до 90 %) — 260 м).

Климат юга Австралии и Новой Зеландии становится значительно холоднее. В центре Австралии появляется аридная зона, но на севере формируются латеритные коры выветривания, указывая на тропический гумидный климат. Климатические изменения в регионе связаны с усилением циркум-антарктического холодного течения.

Антарктида. Палеогеографические условия и седиментация на континенте и в прилежащих зонах океанов полностью контролировались материковым оледенением. До позднего миоцена оледенение еще не было покровным. Остатки травянистой растительности на Антарктическом полуострове в нижнем миоцене свидетельствуют о тундровых ландшафтах (33, 65, 560). Первая из сравнительно крупных ледовых фаз установлена на о. Короля Георга (Южные Шетландские о-ва) в интервале 20—17 млн. лет и известна как оледенение Мелвилл. 15- 14 млн. лет назад начинается общее похолодание, которое к началу позднего миоцена (около 10 млн. лет назад) завершилось мощным покровным оледенением устойчиво существующим до настоящего времени (560, 573). Некоторые исследователи, однако, считают, что было несколько коротких фаз дегляциации (последняя около 2 млн. лет назад, т. е. уже в конце плиоцена), когда континент почти полностью освобождался от ледового покрова. Основанием для такого предположения служат находки морских и наземных неогеновых растительных остатков в центре Трансантарктических гор.

Снос обломочного материала с материка достигает максимума в позднем миоцене, о чем свидетельствуют данные глубоководного бурения (скв. 268, 269, 272, 322, 323, 325). Мощность миоцена в большей части этих скважин, пробуренных на шельфе континента (море Росса) и в приконтинентальной зоне океана превышает 300 м, причем не менее 90 % их слагают алевро-глинистые гляциально-морские гемипелагические осадки (76). На шельфах и склонах платформы и орогена накапливались гляциально-морские осадки и турбидиты с небольшим участием кремнистых отложений — илов и кремней. На суше отлагались тиллиты, заполнявшие крупные ледниковые долины вблизи окраины материка. Мощность их неизвестна, но, видимо, достигает нескольких десятков метров.

На активной окраине, в орогене продолжался щелочно-базальтовый наземный вулканизм. Извержения пород кислого и среднего состава из-за непрерывной миграции центров известково-щелочного вулканизма смещаются в северо-восточную часть Антарктического полуострова.

Атлантический океан. Расширение океана продолжается, но темп его заметно замедляется. Общие особенности распределения основных типов осадков на дне этого океанского бассейна наследуются от предыдущей эпохи. Существенно усиливается подводный вулканизм, сопровождавшийся изменением глубины дна (она становится меньше) и возникновением новых подводных гор (Канарская и котловина Зеленого Мыса), о-в Святой Елены, вулканы на продолжении Камерунского линеамента и др. (76, 616). Несколько возрастают площади распространения карбонатных илов и мела на склонах срединного хребта, что можно связать со снижением уровня карбонатной компенсации (642). Увеличивается роль кремнистых осадков (диатомовых и радиоляриевых илов) в котловинах Центральной Атлантики. Напротив, оно сокращается в зоне к юго-западу от Британских о-вов. Зоны распространения гемипелагических осадков сохраняют почти ту же конфигурацию, но мощность в западной котловине Центральной Атлантики существенно увеличивается (до 615 м в скв. 194), представлены они глинистыми турбидитами. Мощность гемипелагических глин и кремнистых илов в Аргентинской котловине уменьшается почти в два раза по сравнению с олигоценом (скв. 358 — 190 м и скв. 513 — 95 м). Мощность абиссальных глин в котловинах Центральной Атлантики — 20 -30 м (скв. 137 и 28), турбидитов, пепловых туфов и красных цеолитовых глин и гемипелагических глин в Бразильской котловине 95 м (скв. 356), карбонатных илов и мела на срединном хребте до 163 м и 170 м (скв. 410 и 520). В Карибском бассейне отлагались карбонатно-глинистые илы и глинистый мел (288 м в скв. 153).

Индийский океан. Значительные изменения в распределении донных отложений происходят на фоне расширения и углубления океана. Вследствие усиления циркум-антарктического течения и повышенного сноса терригенного материала с Антрактиды в Африкано-Антрактической котловине увеличивается площадь накопления глинисто-кремнистых илов (более 150 м в скв. 252, 150 м в скв. 267В). Остается значительной мощность гляциально-кремнистых осадков (до 322 в скв. 269). Далеко в Центральную котловину распространяется подводный конус выноса Ганга-Брахмапутры и, в меньшей мере, Инда. Мощность дельтовых турбидитов в устьевых зонах соответственно более 4 км и до 1000 м (в скв. 222 более 600 м, Аравийское море). Увеличивается снос в Сомалийскую и Мадагаскарскую котловины (скв. 241 -296 м, скв. 234 — 153 м и скв. 248 — 187 м). Возникает небольшая по размерам приэкваториальная зона повышенной кремнепродуктивности (мощность красных глин и кремнистых илов (25 %) Центральной котловины в скв. 215 — 42 м, в скв. 213, Западно-Австралийская котловина, — 43 м). Возрастает темп накопления карбонатных илов на Чагос-Лаккадивском (226 м в скв. 238) и Восточно-Индийском (142 м, скв. 254) хребтах — в зонах вблизи срединно-океанского поднятия и на самом срединно-океанском хребте (юго-западная ветвь — 360 м, скв. 251А, юго-восточная — 220 м в скв. 266). Возрастает мощность абиссальных красных глин (40 м в скв. 245 — Маскаренская котловина и 10- 30 м в скв. 211, 256 и 257 — Западно-Австралийская котловина). Мощность известняков на Сейшеллах 104 м, скв. 237, на Маскаренском поднятии — до 650 м. Усиливается внутриплитный вулканизм: возникают новые подводные горы в Коморском архипелаге, о-ва Крозе, излияния базальтов происходят на плато Кергелен и в Западно-Австралийской котловине (Кокосовые о-ва) (654).

Тихий океан. Расширение океана продолжается. Сохраняют свое положение площадь распространения красных глин и экваториальная зона высокой продуктивности биогенных осадков (670). Основные изменения касаются областей накопления кремнистых и турбидитных отложений. Мощность кремнистых и карбонатных илов в восточной части зоны достигает 370 м (скв. 81), 310 м (скв. 574), 352 м (скв. 316). К востоку от 160° в. д. мощность осадков уменьшается: 89 м (скв. 166), 119 м (скв. 462). Мощность красных глин остается в пределах 5—15 м (скв. 41, 576, 595 и др.). Кремнистые илы ассоциируют в приконтинентальных зонах с различными типами осадков и получают циркум-тихоокеанское распространение. Мощность гляциально-кремнистых осадков в скв. 274 — 75 м, кремнисто-глинистых осадков в скв. 471 (приконтинентальная зона Калифорнийского п-ова) 641 м, в скв. 183 (к югу от Алеутского желоба, конус Зодиак) 95 м — кремнистые, в скв. 436 (к востоку от северной части о. Хонсю) в ассоциации с вулканогенными турбидитами и красными цеолитовыми глинами — 125 м (30 %). На юге океана (море Беллинсгаузена и др.) возрастает скорость отложения гляциально-морских турбидитов и глин (скв. 322—300 м, скв. 323- 391 м, скв. 325 -314 м). В миоцене на юге океана возникает значительное число подводных вулканических гор. В середине миоцена на Алеутской вулканической дуге отмечается крупный перерыв и несогласие после чего вновь возобновляется вулканизм (679). Вулканогенные турбидиты, глины, кремнистые илы и пепловые туфы большой мощности (свыше 2 км по сейсмическим данным) отлагались на склонах дуги и в Беринговом бассейне (76, 665, 678, 685).

В Южно-Курильской и котловине Японского моря отлагаются глинистые турбидиты с примесью вулканогенного материала и прослоями туфов (мощность в скв. 301 около 1000 м), возникают новые вулканические горы.

Окончание см. на стр. 38

СХЕМАТИЧЕСКИЕ ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Положение плит по Л.Гахагон, Х.Р. Скотизу и Р.Л. Ларсону (1986г.)

SCHEMATIC PALINSPASTIC RECONSTRUCTIONS

Plate paleoposition according to L. Gahagon, Ch.R. Scotese, and R.L. Larson (1986)

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

LEGEND

К О Н Т И Н Е Н Т Ы

C O N T I N E N T S

Суша: a)низкая, b)возвышенная	Land: a)low, b)high
Высокая суша: a)субдукционных орогенов, b)коллизионных орогенов, c) орогенов, осложненных рифтогенезом	Highlands: a)subduction orogens, b) collision orogens, c) rift bearing orogens
Области континентального осадконакопления	Areas of terrestrial sedimentation
Моря на платформах и пассивных окраинах: a)мелководные, b)глубоководные	Seas on platforms and passive continental margins: a)shallow, b)deep

ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ

TRANSITION ZONES OF ACTIVE CONTINENTAL MARGINS

Моря, окраинные и внутренние: a)мелководные, b)глубоководные	Seas marginal and inner: a)shallow, b)deep

О К Е А Н Ы

O C E A N S

Океаны: a)осевые зоны срединных хребтов, b)глубоководные котловины и их склоны	Oceans: a)axial zones of mid-oceanic spreading ridges, b)abyssal plains and their slopes

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

VOLCANIC COMPLEXES

Вулканогенные, преимущественно толеитовые, серии	Volcanic series, mainly tholeiitic
Островодужные, преимущественно известково-щелочные, серии	Island arc series, mainly calc-alkaline
Окраинно-континентальные вулканические пояса	Marginal volcanic belts
a)Платобазальты (траппы), b)рифтовые вулканиты континентов, преимущественно субщелочные и щелочные	a)Plateau-basalts (traps), b)rift volcanics of continents mainly subalkaline and alkaline
Границы областей с разной палеогеографической обстановкой, включая границу континентальной и океанской коры: a)достоверные, b) предполагаемые	Boundaries of areas with different paleogeographic environment including boundary of continental and oceanic crust: a)proved, b)presumed
Оси спрединга	Active spreading ridge axes
Отмершие зоны спрединга	Extinct spreading ridge axes
Палеосейсмофокальные зоны: a)достоверные, b)предполагаемые	Paleoseismofocal zones: a)proved, b)presumed
Крупные трансформные разломы	Main transform faults
Линейные магнитные аномалии	Linear magnetic anomalies
Эвапориты	Evaporites
Красноцветность	Redness
Угли	Coals
Латериты	Laterites
Бокситы	Bauxites

СХЕМАТИЧЕСКИЕ ПАЛИНСПАТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

ПОЗДНИЙ ТРИАС

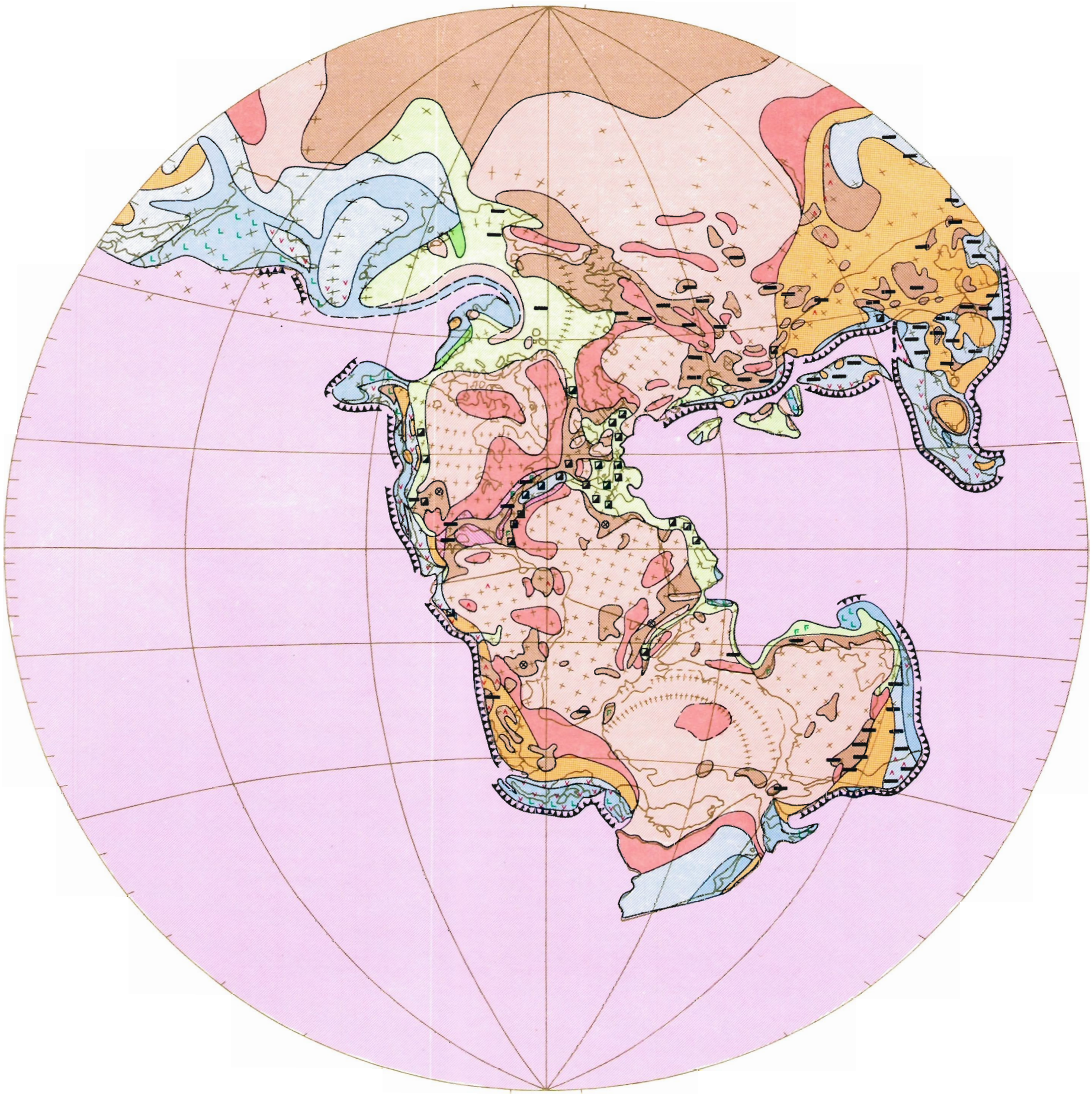
К началу триасового периода и до средней юры включительно все континенты, исключая, видимо, Индосинию, которая примкнула к Азии в позднем триасе (но равно вероятно мнение о ее присоединении к Азии еще в позднем палеозое (79, 306), составляли единый суперконтинент Пангею (15, 227, 306). Гондванская и Лавразийская части этого суперконтинента в восточной части разделялись океаном Тетис, представлявшим крупный залив Палео-Тихого океана. В это время еще не существовало ни Индийского, ни Атлантического, ни Северного Ледовитого океанов, ни современных окраинных и внутренних глубоководных бассейнов. Предполагается, что на триасовой океанской коре сформировался север Корякии (блок Канкэрэн) и регион к востоку от Кабульского блока, в основном зона шельфа и склона в узкой полосе на западе Кордильер от п-ова Калифорния до штата Вашингтон на севере. Возможно, в триасе океанская кора возникла на юго-западе о. Сулавеси и в зоне Таупо на северном о-ве Новой Зеландии. Основным аргументом в пользу их принадлежности к коре океанского типа является наличие толеитовых базальтов и кремнистых глубоководных осадков (305, 587). Вполне возможно, что эти комплексы принадлежат древним окраинным морям. Продолжается погружение и расширение глубоководных впадин в Альпийско-Средиземноморской области — Пиндского, Лагонегро, Склафани (Греция и Югославия, южная Италия и Сицилия). Природа этих впадин, заполненных вулканитами, алевролитами, аргиллитами и мергелями (т. н. карнийский флиш центральной Сицилии, анизийский флиш юга Югославии) рифтовая. Пока остается не совсем ясным положение внутри Тетиса Турецкого, Иранского, Афганского и Тибетского микроконтинентов. Нами внесено изменение в модель, принятую для предлагаемых палинспастических схем (67), которое заключается в объединении Иранского и Афганского блóков в единый микроконтинент, что больше согласуется с имеющимися данными. К северу от перечисленной группы микроконтинентов, возможно, существовала ветвь Тетиса, на востоке заканчивавшаяся в геосинклинали Сунпан-Канзе (264). К рэту эта ветвь Тетиса замыкается, превратившись в сутуру. На Ирано-Афганском и Тибетском блоках начинается угленакопление, продолжавшееся особенно интенсивно в ранней юре и закончившееся к началу поздней.

Положение предполагаемых глубоких сейсмофокальных зон подтверждается наличием сопряженных вулкано-плутонических поясов (восток Азии, включая Индосинию, Кордильеры, Анды, Новая Гвинея и восток Австралийского блока в целом) (242, 327). Разрозненными, но многочисленными проявлениями гранитоидного магматизма и известково-щелочного вулканизма вдоль северной окраины Тетиса от Добруджи до Куньлуня и Малаккского п-ова, Мизийской плиты и Скифской плиты до Кураминского хребта и в пределах микроконтинентов. Это последнее обстоятельство может свидетельствовать о существовании сейсмофокальной зоны к югу от Турецкого, Ирано-Афганского и Тибетского микроконтинентов (с падением к северу после замыкания северной ветви Тетиса и к югу до замыкания ее). Есть основания относить эту окраину к западно-тихоокеанскому типу (вулканические островные дуги, окраинные бассейны, микроконтиненты).

Судя по распространению индикаторов аридного (эвапоритов) и гумидного (углей) климата, положение палеоэкватора принятое в данной палинспастической модели подтверждается. Рассмотрение схемы указывает на смещение к югу северной гумидной зоны (по сравнению с ее положением в среднем триасе и начале позднего) во вторую половину эпохи синхронно с замыканием дочерней ветви Тетиса севернее Турецкого, Ирано-Афганского и Тибетского блоков и начальными фазами раннекиммерийско-индосинийского тектогенеза.

ПОЗДНИЙ ТРИАС
208млн. лет

LATE TRIASSIC
208 Ma



РАННЯЯ ЮРА

Присоединение Ирано-Афганского, Тибетского и, возможно, Шаньтайского (Синобирманского) и Индосинийского, Турецкого микроконтинентов Тетиса к Евразии и микроконтинентов на восточной окраине Евразии (Охотского и Корякского?) и микроконтинентов Кордильер — Врангелии, Стикинии и Кинелии к Североамериканскому кратону оказали существенное влияние на тектономагматическую и палеогеографическую обстановки на этих континентах. На северной активной окраине Тетиса (от Мизийской платформы до Индонезии включительно) довольно слабый островодужный вулканизм предыдущей эпохи еще более ослабевает в промежутке между временем отмирания триасовой сейсмофокальной зоны и началом формирования юрско-меловой сейсмофокальной зоны вдоль южной активной окраины Евразии. Возможно, что Ирано-Афганский и Тибетский и, может быть, также Шаньтайский и Индосинийский микроконтиненты уже составляли единый континент, отделившийся от Гондваны до позднего триаса. Возможно, что к Гондване к началу эпохи примкнул блок Западной Антарктиды. Примыкание микроконтинентов к Евразии сопровождалось раннекиммерийским (индосинийским) тектогенезом с замыканием окраинного бассейна Сунпан-Канзе и бассейнов западнее его. Вдоль восточной окраины Азии наличие единого вулкано-плутонического пояса пока не подтверждено фактическими данными. Разрозненные вулканические и интрузивные проявления распространены (субокеанские и рифтовые вулканиты) в Верхояно-Чукотской области, Сихотэ-Алине, в Японии и, вероятно, в Катазии, что создает впечатление только о начале формирования сейсмофокальной зоны или зон на востоке Азии или ее смещении в пространстве, как и на севере Тетиса.

Возможной реакцией на смещение сейсмофокальных зон и раннекиммерийский или индосинийский тектогенез на юге и востоке Азии является мощный рифтовый вулканизм на гондванских континентах (Африка, Антарктида, Тасмания), протекавший в условиях растяжения.

Наиболее протяженные сейсмофокальные зоны и вулкано-плутонические краевые пояса и островные дуги располагались на востоке Пацифики, вдоль западных активных окраин Северной и Южной Америк.

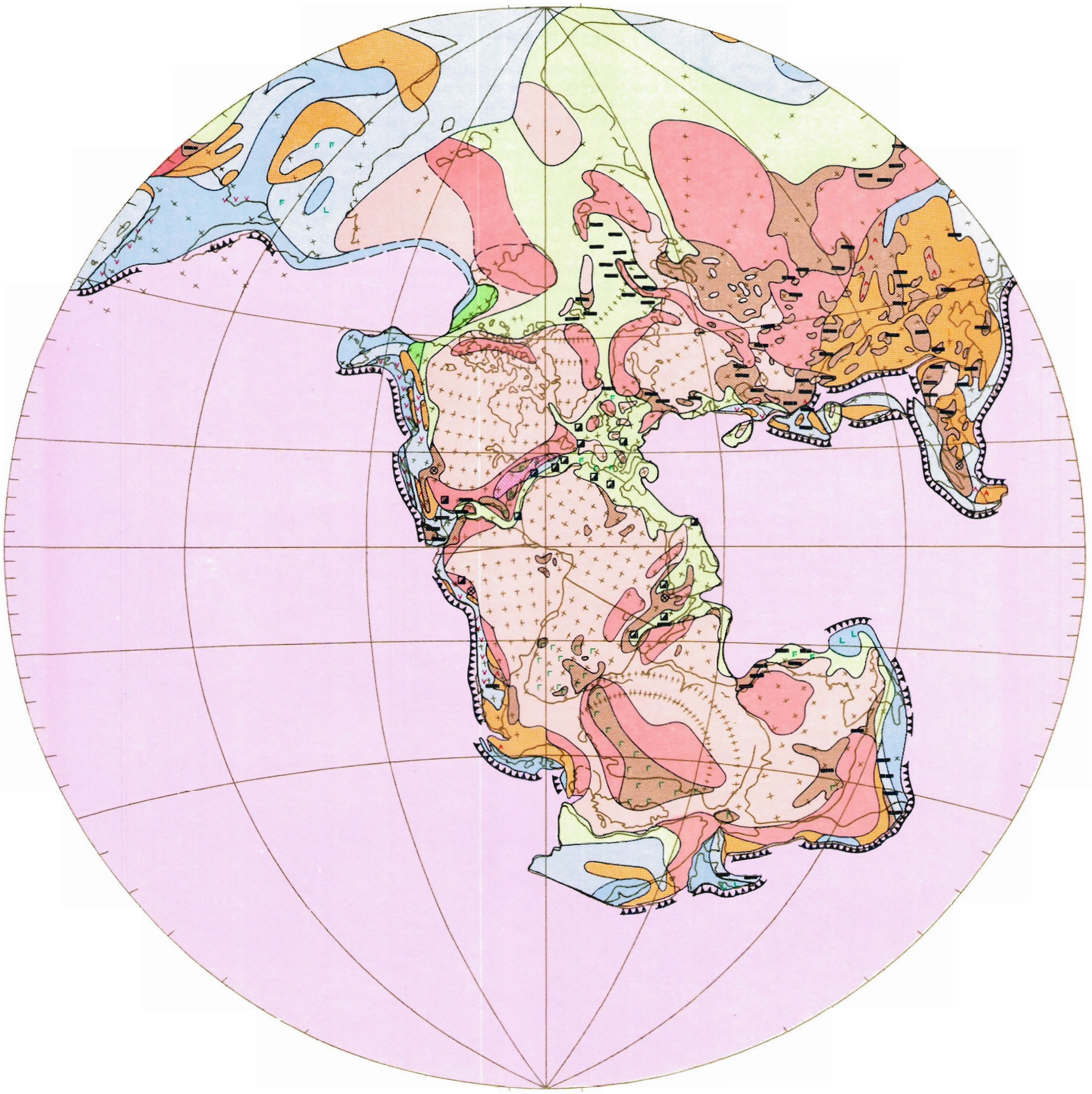
В начале рэтского века заканчивается климатическая эпоха (пермотриасовая), характеризовавшаяся жарким и аридным климатом и наступает гумидная с более равномерным и прохладным климатом. Резко расширяются области угленакопления. Крупный эвапоритовый бассейн лагунного типа сохраняется в рифтовой системе Центральной Атлантики. Область садки эвапоритов сохраняется на Аравийском п-ове, но значение эвапоритов падает (ангидриты составляют до 20 % общей мощности преимущественно карбонатных разрезов). Снижается роль доломитов (они редко составляют на карбонатных платформах Тетиса 50 %, обычно 10—20 %.

Тихоокеанская плита в данную эпоху ускоряет свое движение к востоку, в сторону западных окраин Америк, где располагались наиболее активные и протяженные сейсмофокальные зоны. В этом же направлении смещались, вероятно, и меридиональные или субмеридиональные спрединговые хребты вследствие снижения скорости спрединга: скорость поглощения океанской коры в сейсмофокальных зонах была больше половины скорости спрединга. Вследствие отмирания широтной сейсмофокальной зоны на севере Тетиса, можно полагать, что при неизменной скорости широтного или субширотного спрединга в срединном хребте Тетиса его ширина должна была увеличиться. Появились предпосылки его разрастания в длину, которые реализовались в поздней юре.

Изменению климатических условий на более гумидные способствовала трансгрессия моря в Западной Европе с образованием пролива, связавшего Тетис с бореальными бассейнами.

РАННЯЯ ЮРА
187млн. лет

EARLY JURASSIC
187 Ma



СРЕДНЯЯ ЮРА

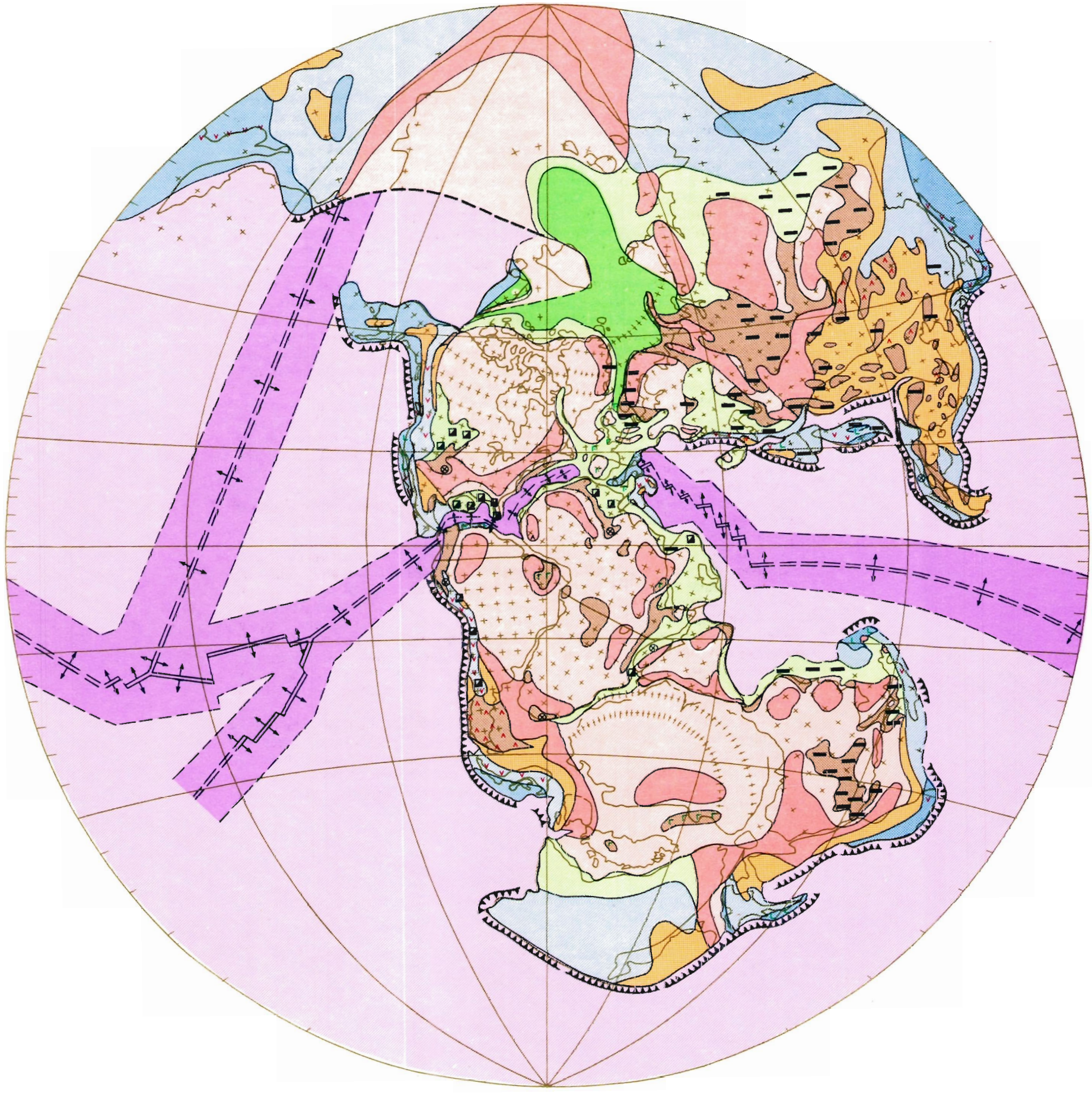
Положение континентов существенно не изменилось по сравнению с предыдущей эпохой. Новая, смещенная по отношению к более древним, вулканическая островодужная система возникла на активной окраине Евразии в ее Крымско-Кавказском сегменте. Судя по мощности вулканитов, она была наиболее активной. Ее возникновение было связано со становлением молодой сейсмофокальной зоны вдоль окраины континента от Западной Анатолии до Тибета. На юго-западе южного блока Тибета, отделившегося на востоке от северного, возобновляется андезитовый вулканизм, что подтверждает наличие к юго-западу от Тибета сейсмофокальной зоны. Вдоль активных окраин юго-восточной Азии — Тетиса и Палео-Тихого океана (до о-вов Рюкю на севере ?) надежных данных о сейсмофокальной зоне нет и она показана здесь условно. Менее условно показана сейсмофокальная зона вдоль Ниппоно-Чукотского сегмента окраины Азии — она подтверждается вулканитами Кони — Тайгоносской зоны. Расширение океана Тетис на востоке, видимо, прекращается. Средиземноморский сегмент Тетиса (Сицилия, Калабрия, Лигурия, Альпы, Динариды, Эллиниды) напротив, подвергается растяжению и зоны с глубоководными условиями седиментации здесь расширяются. Рифтовая система Центральной Атлантики также продолжает расширяться. Накопление эвапоритов здесь сменяется отложением нормальных морских осадков вследствие трансгрессии с севера и установления широких связей как с Тетисом, так и с бореальными бассейнами. Область соленакопления смещается в зону Мексиканского залива. Связь морей Тетиса и Палео-Пацифики через Центральную Америку пока не доказана, но возможность такой связи в самом конце эпохи или еще в байосе вероятна.

Связанная с сейсмофокальной зоной на западе Северной Америки магматическая активность несколько снижается на юге и на севере этой активной окраины, а на отрезке от п-ова Калифорния до штата Вашингтон мигрирует к западу в зону или к зоне накопления склоновых турбидитов. В Северных Андах активность сейсмофокальной зоны снижается на севере, возможно, (как и на юге Северной Америки) из-за вступления перед разделением этих континентов в стадию предрифтового растяжения, но возрастает на юге континента.

Климат продолжает изменяться в сторону более гумидного. Роль эвапоритов также снижается. Климатическая зональность изменяется за счет расширения северной гумидной зоны в высоких и средних широтах Северной Америки. Климат остается повсеместно теплым и влажным, за исключением претерпевших редукцию аридных зон.

СРЕДНЯЯ ЮРА
163 млн. лет

MIDDLE JURASSIC
163 Ma



ПОЗДНЯЯ ЮРА

Открывает стадию новейшего океанообразования, продолжающуюся до настоящего времени, и начальную фазу распада суперконтинента Пангеи. Начинается спрединг между Северной и Южной Америками, Северной Америкой и Северо-Западной Африкой, Северной Африкой и Европой. Океан Тетис на юго-западе оказывается отделенным от Лигурийского океана Апулийским выступом. Самая древняя западная часть собственно океана Тетис — Вардарская, возможно, несколько сокращается в поперечнике (152). Возникшее западное продолжение Тетиса довольно быстро расширяется и быстро превращается в сравнительно глубоководный бассейн. С процессом спрединга в западной, Карибской, части Тетиса связано формирование бассейна Мексиканского залива, очевидно, также образованного в результате спрединга. Образуется также Канадская котловина (спрединг в этой котловине начался 154 млн. лет назад и закончился 122 млн. лет назад в раннемеловую эпоху). Спрединг отделяет Антарктиду от Африки с образованием Африкано-Антарктического океанского бассейна и от Африки отделяется в результате появления оси спрединга в Сомалийской котловине и Мозамбикском проливе Мадагаскарско-Индостано-Сейшельский континент.

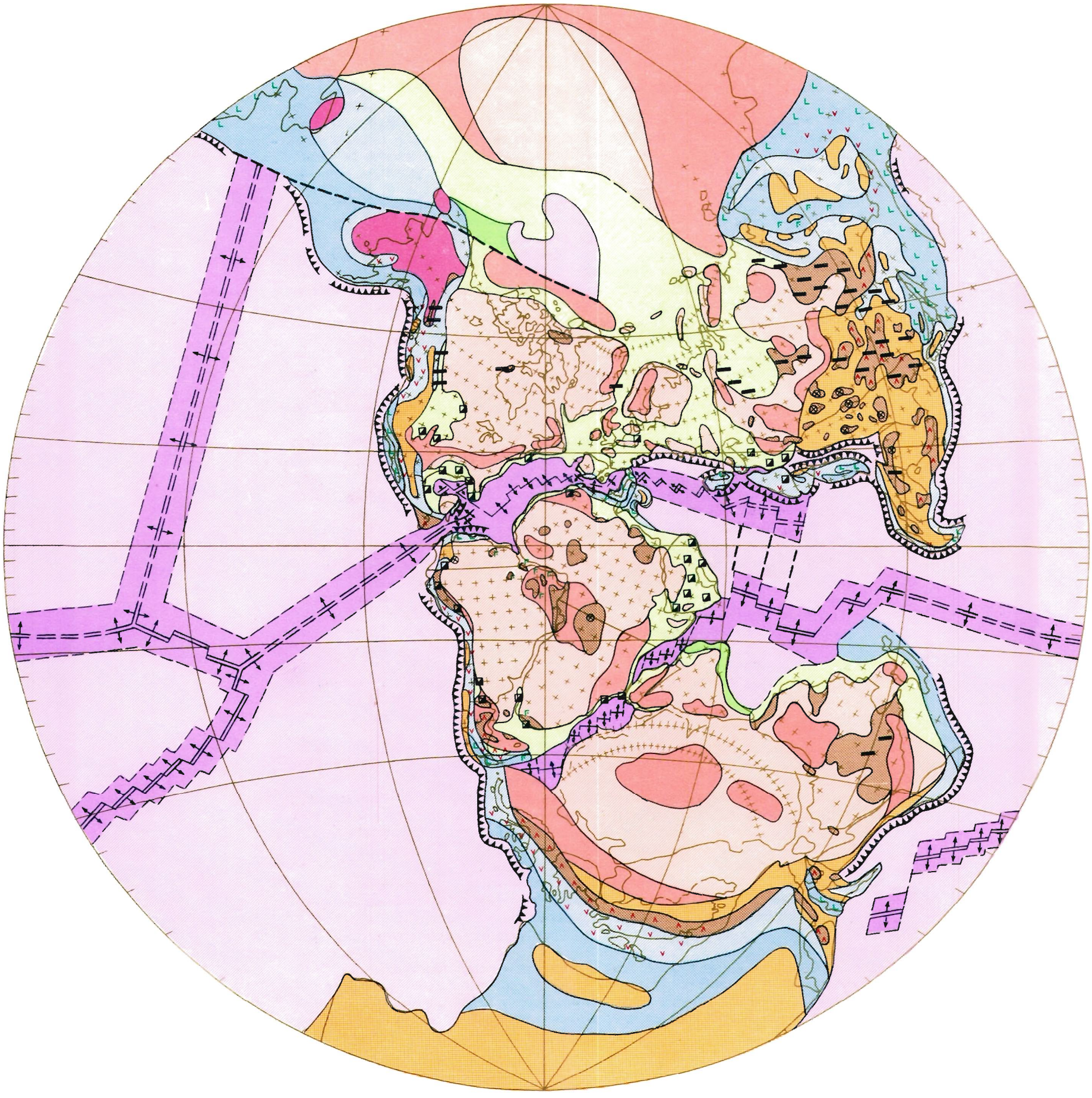
Сейсмофокальная зона вдоль южной активной окраины Евразии, становится, судя по некоторому снижению вулкано-плутонической деятельности, несколько менее активной на западе в сегменте Крым-Кавказ. Начиная с Тибетского блока и до тихоокеанской окраины Азии, вулкано-плутоническая активность возрастает (Малаккский п-ов, Суматра, Калимантан: интрузии гранитов с возрастом 145—130 млн. лет, реже вулканиты среднего состава). Особенно мощная вулкано-плутоническая деятельность характерна для восточной активной окраины Азии от Чукотки до Катазии, свидетельствующая о возрастании активности сейсмофокальной зоны. Напротив, на севере и востоке Австралийского континента (Новая Гвинея, Новая Каледония) сейсмофокальная зона становится менее активной или вовсе отмирает. Начинается вулканизм и, очевидно, возникает сейсмофокальная зона на окраине Новой Зеландии.

Активность сейсмофокальных зон на востоке Тихого океана возрастает и в Кордильерах и Андах происходит становление крупнейших вулкано-плутонических поясов, к концу эпохи частично замещающих островодужные системы. С приближением к Карибскому региону (юг Мексики, Колумбия и Венесуэла) вулкано-плутоническая деятельность резко снижается.

Крупные изменения касаются климата. Он становится жарким и засушливым в аридных зонах, площадь которых возрастает. Северная граница аридной зоны в Евразии перемещается от широты Персидского залива до юга Западной Сибири, т. е. на расстояние более 2 тыс. км. Увеличиваются площади накопления эвапоритов, значение угленакопления снижается (33, 84, 88).

ПОЗДНЯЯ ЮРА
144 млн. лет

LATE JURASSIC
144 Ma



РАННИЙ МЕЛ

Общая интенсивность тектоно-магматических процессов возрастает. Процесс распада Пангеи вступает в главную фазу и в конце эпохи (апт-альб) происходит отделение Южной Америки от Африки. Разделяются также Африка и Антарктида, Индостан-Мадагаскар-Сейшельский континент с Австрало-Антарктическим, продолжают расширяться западная, средиземноморская часть, Тетиса и Центрально-Атлантическая котловина. Крупные изменения происходят в самой западной, Карибской, части Тетиса. Здесь в апте-альбе возникают две сейсмофокальные зоны, которым соответствуют островные вулканические дуги. Одна — к югу от Больших Антилл с падением плоскости зоны на север. Вторая — вдоль Карибской окраины Венесуэлы и Колумбии и тихоокеанской окраины Колумбии с падением сейсмофокальной зоны в сторону континента. Сейсмофокальная зона, вероятно, существовала и к востоку от Колумбийско-Эквадорской островной дуги с направлением плоскости падения зоны под дугу, что позднее обеспечило коллизию дуги с континентом.

Магелланский бассейн, частично раскрывшийся вблизи границы юры и мела, заполняется осадками. Вдоль его внешней границы с Тихим океаном возникает сейсмофокальная зона, а на краю континента вулканическая дуга (Патагонские Анды — о. Южная Георгия — Антарктический п-ов). Сейсмофокальные зоны Южной Америки и Антарктиды объединяются в одну.

Начинается раскрытие Бискайского залива, а также, вероятно, Ионического и Левантинского бассейнов (125). Активна вулканическая деятельность в Понто-Кавказской дуге, в конце эпохи в альбе—сеномане образуется вулканическая дуга в полосе юг Молдавии — Крым — Колхида — Малый Кавказ.

Происходит раскол Южной Америки и Африки с образованием океанской впадины Южной Атлантики. Разделению гондванских континентов предшествовал и его сопровождал широкий трапповый вулканизм (формация Серра Жерал в бассейне Параны и ее аналоги в Южной Америке, щелочные базальты северо-западной и южной Африки, базальты Радж Махал Индостана и др.) и рифтовый орогенез с пликативными деформациями фундамента, блоковыми подвижками и образованием грабенов и интракратонных впадин и также с излияниями толеитовых и щелочных базальтов. Эти процессы были особенно интенсивными в зонах континентов, непосредственно прилежащих к расширяющимся впадинам Атлантики. В областях, охваченных рифтовыми опусканиями, — полуграбенах и грабенах пассивных окраин—морские бассейны расширяются, особенно в конце эпохи.

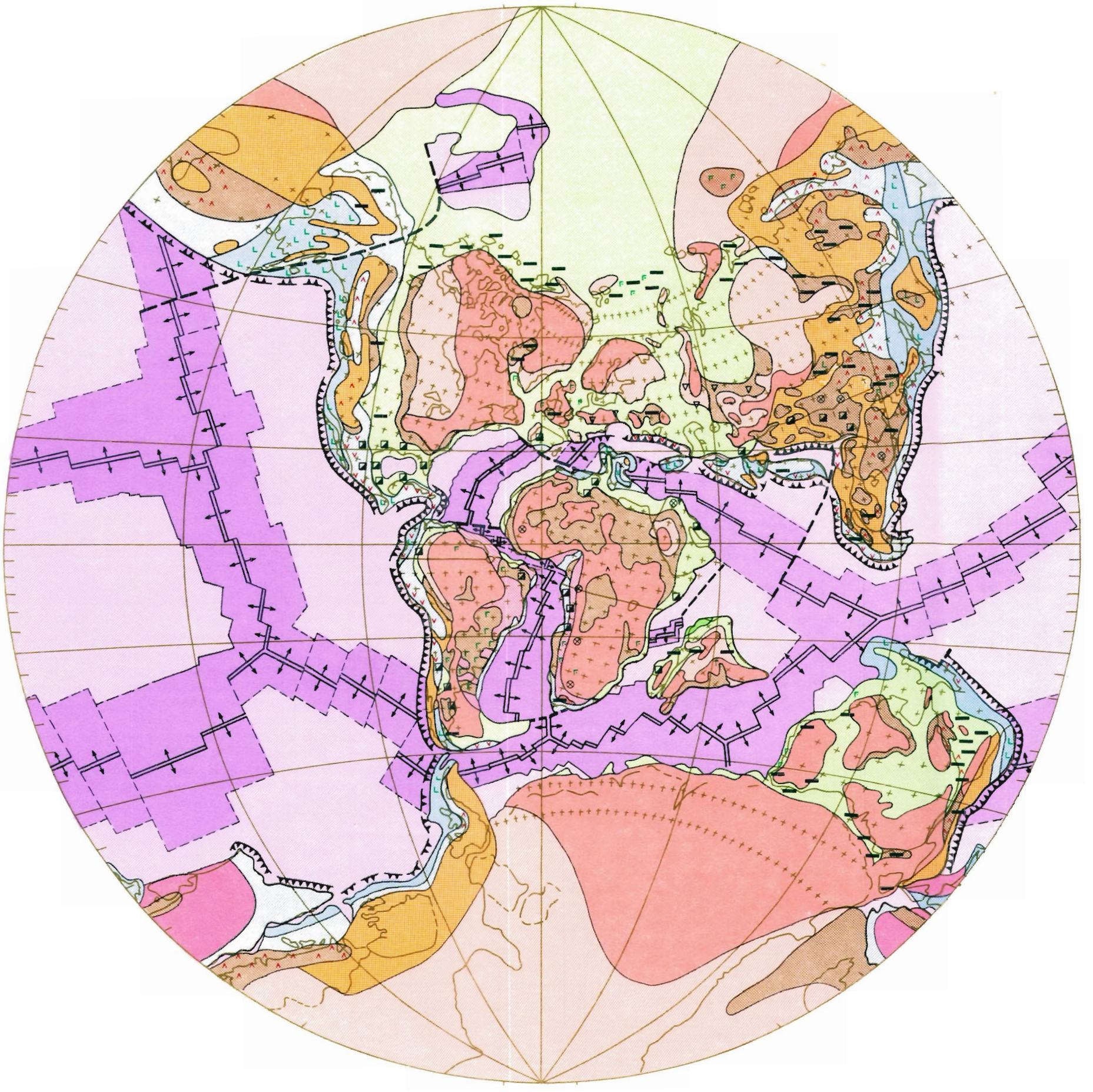
На западе Пацифики начинается (120—90 млн. лет) мощный внутриплитный океанский вулканизм. Начинается и заканчивается первая фаза раскрытия моря Банда (линейные магнитные аномалии М 1—М 9).

Усиливается активность сейсмофокальных зон на восточной окраине Тетиса (Тибет-Индосиния) и Азии. Широко развиты граниты с возрастом 145—130 млн. лет на Суматре и юго-западе Калимантана, мощный вулкано-плутонический пояс формируется от Чукотки до Катазии. Возрастает вулкано-плутоническая активность в Кордильерах на всем протяжении от Аляски до Калифорнийского п-ова. Повышение магматической активности отмечается в Андах (в сегменте Перу — о. Южная Георгия), особенно Чилийско-Аргентинских. Максимальный спрединг приходится на альбский век, когда наблюдается максимальная раннемеловая трансгрессия.

Аридный климат в течение эпохи постепенно изменялся на более гумидный и прохладный. Отмечается несколько аридных (берриас — готерив, апт) и гумидных (баррем, альб) фаз. Значение эвапоритонакопления уменьшается, площадь аридных зон в конце эпохи сокращается (33, 70, 84).

РАННИЙ МЕЛ
98млн. лет

EARLY CRETACEOUS
98 Ma



ПОЗДНИЙ МЕЛ

Общая направленность океанского спрединга наследуется и сохраняет поступательный характер до середины эпохи (80 млн. лет, субгерцинский тектогенез). Ранее возникшие спрединговые хребты продолжают разрастаться в длину, возникают новые зоны спрединга, общая длина спрединговых хребтов возрастает и формируются крупные, пока еще обособленные, сегменты современной глобальной системы спрединговых хребтов. Западный, карибский сегмент Тетиса из-за прекращения спрединга в середине эпохи отделяется от Атлантической спрединговой системы и превращается в самостоятельную океанскую структуру, сокращающуюся в поперечнике из-за поглощения коры в сейсмофокальных зонах южнее Больших Антилл и севернее Эквадоро-Колумбийско-Венесуэльской дуги. Эти сейсмофокальные зоны прекращают свое существование к началу ларамийской фазы тектогенеза. Еще до прекращения спрединга (?), видимо, формируется вулканический фундамент Малых Антилл и хребта Авес (точнее время их возникновения неясно), структурно обособивших Карибский бассейн на востоке от Центрально-Атлантической океанской впадины, и Панамская вулканическая дуга, отделившая Карибский бассейн с запада от глубоководных бассейнов Тихого океана. К середине эпохи Атлантический спрединговый хребет из-за частичного отмирания спрединговой системы Тетиса на западе Средиземноморья, связывавшей Центральную Атлантику (и западную часть Тетиса вместе с Карибским спрединговым хребтом) с восточным Тетисом, превращается в самостоятельную атлантическую систему спрединговых хребтов. Ее ответвление в Бискайский залив и трог Роколл отмирают, видимо, еще в середине эпохи в то время, когда начинается (кампан) раскрытие Лабрадорского моря и южной части Баффинова залива. После турона спрединговая система Центральной Атлантики соединяется со спрединговой системой Южной Атлантики. На юге атлантическая спрединговая система продолжалась в спрединговые хребты Индийского океана. Зона спрединга появляется между Мадагаскаром и Индостаном, а затем и между Индостаном и Сейшеллами. Интенсивность внутриплитного океанского вулканизма снижается к концу эпохи (80 млн. лет, субгерцинская фаза тектогенеза) на западе современного Тихого океана, разрастание поднятия Дарвина замедляется и оно постепенно начинает погружаться. Императорско-Гавайская внутриплитная океанская вулканическая цепь, очевидно, не позднее маастрихта. В течение эпохи активно протекает формирование океанских поднятий и хребтов Риу-Гранди, Китового, Кергелен-Брокен, Чагос-Лаккадивского и Восточно-Индийского, окончательное формирование юго-восточной ветви Индоокеанского спредингового хребта с разделением поднятий Кергелен и Брокен (Западно-Австралийского) и Австралии и Антарктиды происходит только к середине эоцена — 45—42 млн. лет назад. Соединением Австрало-Антарктического хребта с Восточно-Тихоокеанским хребтом практически завершается формирование единой глобальной системы срединноокеанских хребтов, кроме Американо-Антарктического (пролив Дрейка — море Скоша). В конце эпохи Восточно-Тихоокеанский спрединговый хребет разрастается к западу и северо-западу, вызывая отделение Новой Зеландии и плато Кэмпбелл от Антарктиды и формирование спредингового бассейна Тасманова моря.

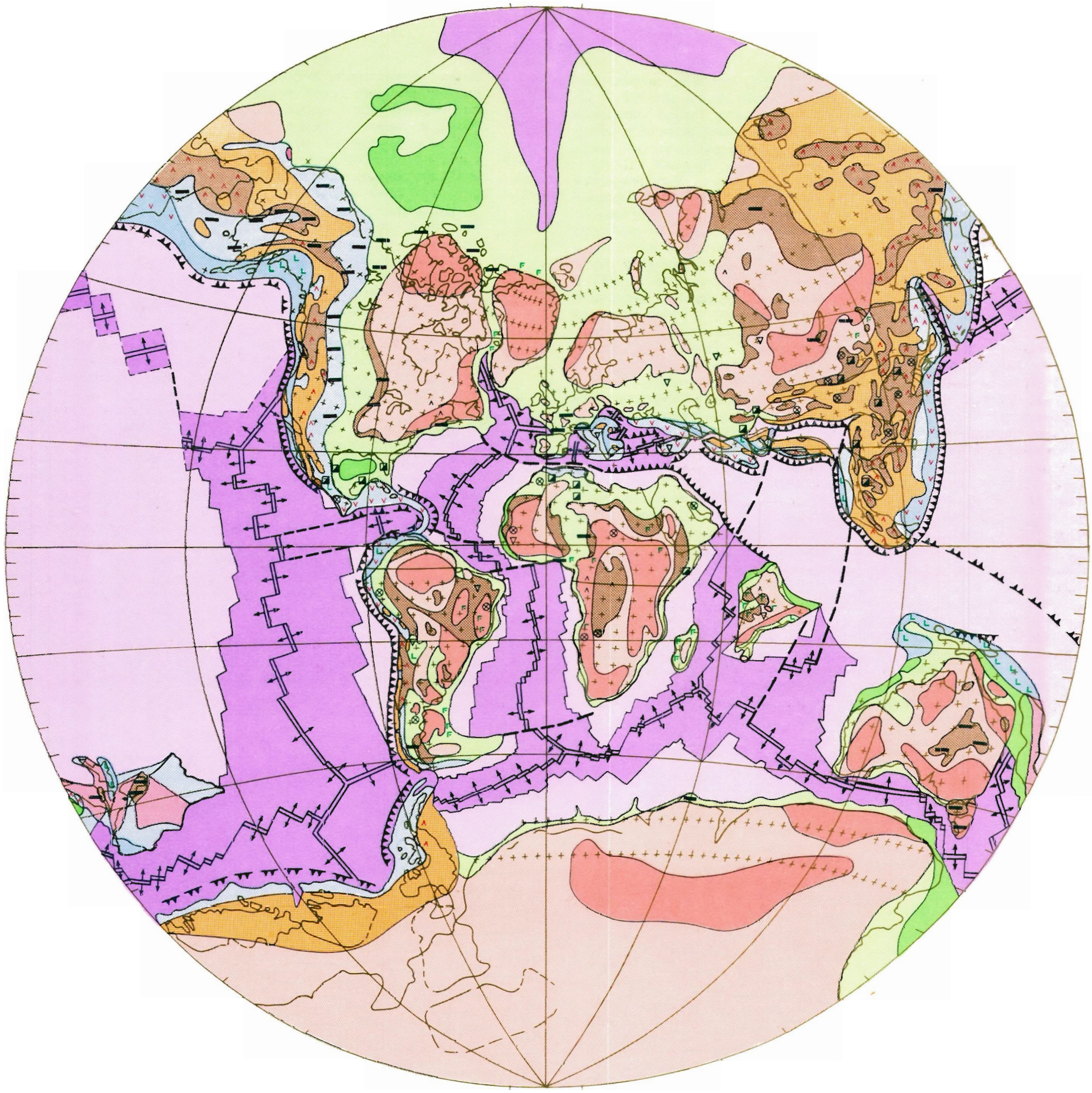
Африка и Аравия и особенно Индостан перемещаются в северном и северо-восточном направлении. К концу эпохи спрединг в Тетисе затухает и его ширина быстро уменьшается. Спрединг затухает и в Средиземноморско-Средневосточной части Тетиса. Закрываются Лигурийско-Пеннинский и Вардарский океаны. В результате задугового спрединга в тылу Южно-Черноморского вулкано-плутонического пояса во вторую половину эпохи, вероятно, формируются Западно-Черноморская и Восточно-Черноморская глубоководные впадины. Закрываются Кипрско-Загросская и Анатолийско-Малокавказская ветви Тетиса. Процессы субдукции начинаются около 80 млн. лет назад (в субгерцинскую фазу тектогенеза), а заканчиваются в эпоху ларамийского тектогенеза (до раннего эоцена включительно), когда в основном перед маастрихтом вдоль сутур были выведены на поверхность аллохтонные пластины офиолитовых комплексов, а также известково-щелочных дуговых серий, их перекрывающих (Оман, Загрос и др.) — следы «незрелых» или «примитивных» вулканических дуг. Формирование недолговечных «незрелых» и «примитивных» вулканических дуг (начало возникновения которых относится к апту-альбу или неокому) с низкокалиевыми и низкотитанистыми толеитами, с импульсивным и очаговым типом проявлений вулканизма характерно для Южно-Черноморско-Малокавказской дуги и ряда других более мелких. Для них характерна неустойчивая петрохимическая характеристика и широкая латеральная и вертикальная изменчивость состава вулканитов. Особый интерес представляла Макранско-Чагай-Гильмендская островодужная система, которую склонны рассматривать как возможную внутритетисную структуру, перемещавшуюся к Азии (вместе с Трансгималайской дугой) в эту эпоху подобно Индостану (он примкнул к Азии в эоцене). К началу маастрихта меловой вулканизм затухает. Кампан-масстрихтский вулканизм Закавказья (высокотитанистые щелочные базальты) означает вступление в следующий этап развития — ларамийского тектогенеза и затухания активности сейсмофокальных зон в этом сегменте северной окраины Тетиса.

Усложнение внутренней структуры этой части южной окраины Евразии (закрытие бассейнов окраинного типа и миграция ранее образованных и вновь возникших, заложение вулканических дуг и флишевых прогибов), возможно, связано с ускорением сближения Африки с Евразией, начиная с турона (около 90 млн. лет назад). В это время начинается, видимо, образование зародышевых вулканических дуг (или дуги) впоследствии при сжатии оказавшихся обдуцированными. Для запада Тетиса (Иберия, Сардиния) отмечается вращение блоков, вероятно, характерное и для его восточной части (до Афганского блока на востоке), что должно было способствовать процессу обдукции офиолитов и формированию офиолитового меланжа.

Мощные краевые вулкано-плутонические пояса востока Евразии и запада Северной и Южной Америк указывают на продолжавшуюся конвергенцию плит. Активно развивается и система дуга — желоб в Карибском регионе (Большие Антиллы). Окончательно формируется вулканическая дуга Панамского перешейка, отделившая бассейн собственно Карибского моря от Тихого океана. Вероятно, унаследованно развивается вулканическая дуга в Колумбии. В Арктике раскрывается бассейн Толля-Макарова. В течение эпохи экватор перемещается к своему современному положению. Климат остается повсеместно теплым, к концу эпохи несколько более прохладным и влажным. Для большей части эпохи климатическая зональность остается в общем близкой к предыдущей эпохе, но с большим увлажнением аридных зон (33, 52).

ПОЗДНИЙ МЕЛ
66 млн. лет

LATE CRETACEOUS
66 Ma



ПАЛЕОЦЕН

Предлагаемая палинспастическая модель (67) частично не отвечает имеющимся данным о геодинамической обстановке, сложившейся в западном, средиземноморско-средневосточном сегменте Тетиса (включая Тибет на востоке) и в северо-атлантическо-арктическом регионе к концу данной эпохи. Согласно этой модели западная, средиземноморская, часть Тетиса несколько расширяется и расстояния между Апулией, Динаро-Эллинским блоком и Африкой несколько возрастают. Увеличивается расстояние и между Турецким микроконтинентом и Аравией. Однако, более отвечающим имеющимся данным являются представления о частичном закрытии средиземноморской части Тетиса (до Омана на востоке) и присоединении Макран — Гильмендской островодужной системы к Ирано-Афганскому блоку, а также Тибетского блока к Азии (152, 264).

В области средиземноморско-средневосточного сегмента Тетиса и южной активной окраины Евразии продолжалось сближение Африки и Аравии с Евразией. Закрытие океанских бассейнов и шарьирование офиолитовых комплексов (обдукция) связаны с закрытием Вардарско-Малокавказского и Кипрско-Загросского океанов. Иная точка зрения предполагает, что механизм обдукции связан с формированием внутритетисной сейсмофокальной зоны вдоль южной окраины (152). За счет действия этой сейсмофокальной зоны, как предполагается, образовались островодужные вулканиты, перекрывающие и надстраивающие разрезы впоследствии шарьированных офиолитовых комплексов, о чем упоминалось в предыдущем разделе. В палеоцене продолжалось сближение Африки и Аравии с Евразией. Сейсмофокальные зоны становятся менее активными, часть из них заканчивает свое развитие. Ларамийским деформациям разной интенсивности подвергаются осадочные бассейны Альп, Динарид, Карпат, Балкан, Понтид, Анатолид, Таврид, Ираниды и Афганиды. Возможно, продолжают раскрываться Западно-Черноморский и Восточно-Черноморский бассейны, но, видимо, закрывается узкий меридионального простирания бассейн с океанской корой к востоку от Лутского массива.

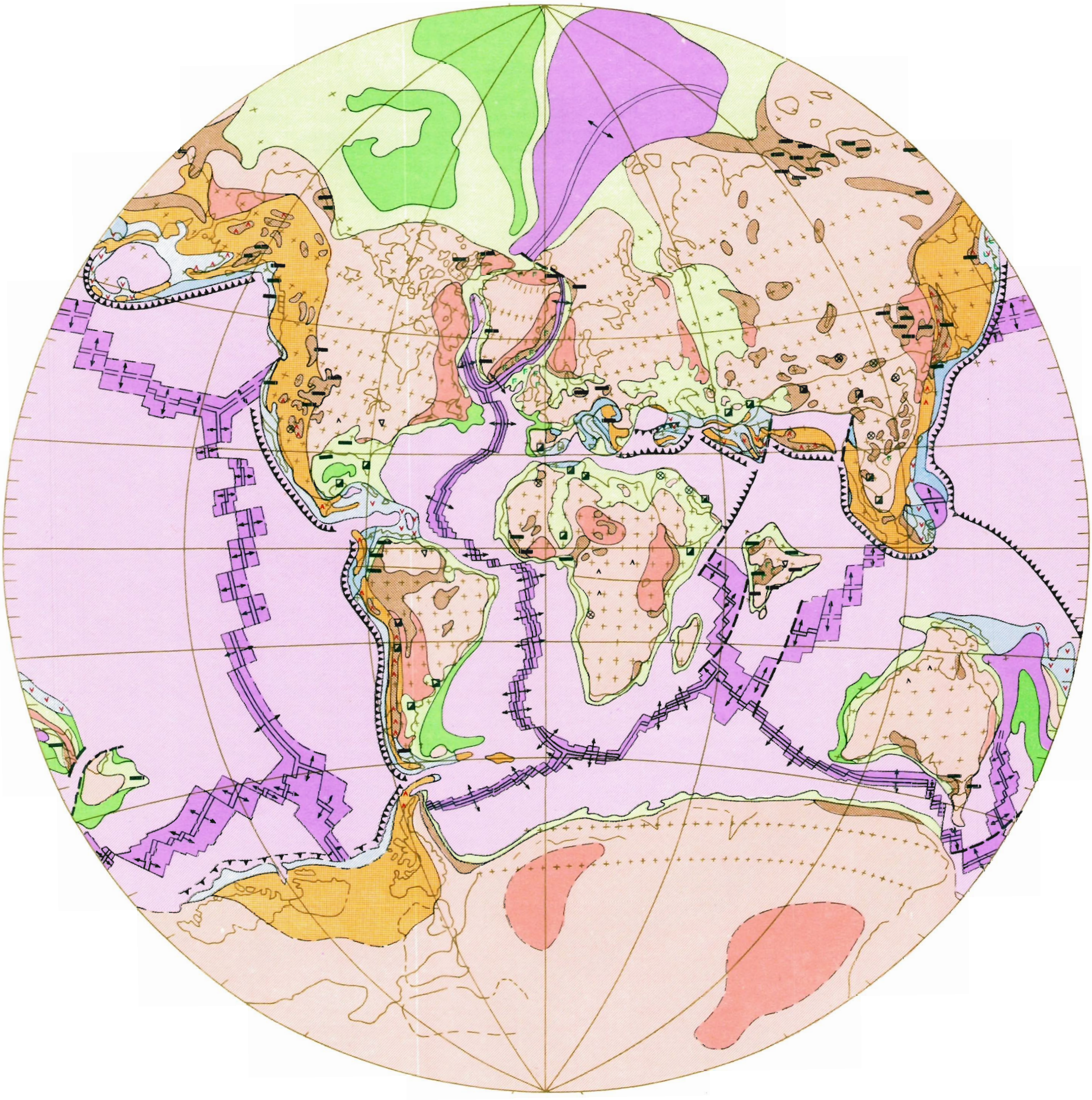
Ларамийский тектогенез кардинально изменяет геодинамическую и палеогеографическую обстановку в переходных зонах от континентов к океанам. Особенно крупные тектонические преобразования коснулись активных окраин континентов, существенно изменивших свой облик под влиянием движений этой фазы. Тектоническая активность, выраженная в деформациях и магматизме, в эпоху ларамийского тектогенеза оказывается сосредоточенной в значительно более узких зонах (за исключением Кордильер Северной Америки) окраин континентов, чем в предыдущую эпоху. Интенсивные деформации, шарьирование, очаговый вулканизм и внедрение чаще всего мелких интрузий проявились лишь местами, а на большей части площади орогенных зон активных окраин — в форме флексур, блоковых перемещений и слабых сводовых воздыманий. Мощные и протяженные вулкано-плутонические пояса (Охотско-Чукотско-Ниппоно-Катазиатский, Тибетский, Бирмано-Суматринско-Калимантанский, Кордильерский, Андский) и островные вулканические дуги южной окраины Азии (Странджа-Южно-Черноморско-Малокавказская и др.) заканчивают развитие. Сейсмофокальные зоны с ними связанные, сохраняются, но, видимо, становятся менее активными и качественно изменяются, а, возможно, и на какое-то время отмирают. Продолжаются и достигают максимума излияния траппов Декана, трапповой серии Йемена, происходит внедрение плутонов на севере Индостана (Ладакх и более восточные районы современных Гималаев). Помимо Кордильер Северной Америки, сводовые поднятия охватывают юго-восток Гренландии и Бразилии, надвиги и складчатость — юго-восточные районы Шпицбергена. Обширные пространства платформ континентов (в конце мела расширившихся на востоке Азии за счет мезозойских активных окраин) продолжают оставаться тектонически малоактивными, на них продолжается формирование кор выветривания.

Расширение Атлантического и Индийского океанов продолжается. В конце эпохи спрединговые хребты удлиняются в Баффиновом заливе и начинается спрединг в Норвежско-Гренландском и Евразийском бассейнах (аномалия 24). Продолжается раскрытие Тасмано-Кораллового бассейна, начинается — Западно-Филиппинского и, возможно, Южно-Китайского окраинных бассейнов. Усиливается спрединг на юго-востоке Тихого океана, где зарождается плита Алук и отмирает Кула-Тихоокеанский спрединговый центр (668). Общая площадь Тетиса сокращается. В Карибском регионе отмирают сейсмофокальные зоны и прекращается островодужный вулканизм в Больших Антиллах и в Венесуэльско-Колумбийско-Эквадорском сегменте. Активными становятся Малоантильская и дуга Авес, здесь начинается островодужный вулканизм. Морские бассейны значительно сокращаются по сравнению с максимумом позднемеловой трансгрессии.

Климат остается теплым. Климатическая зональность наследуется от маастрихта (33). Накопление эвапоритов было значительным, что свидетельствует о достаточном сезонном увлажнении аридных поясов.

ПОЗДНИЙ ПАЛЕОЦЕН
57млн. лет

LATE PALEOCENE
57 Ma



ЭОЦЕН

В течение данной эпохи облик земной поверхности, относительное расположение континентов, строение океанских впадин и менее крупных структур океанов и континентов, включая ряд островодужных систем, приближается к современному. Однако, формирование современного рельефа континентов только начинается. Расширяются и углубляются впадины молодых океанов — Атлантического, включая Норвежско-Гренландский бассейн, Арктического — Евразийского бассейна, и Индийского. Индостан в течение эпохи быстро сближается с Евразией и в конце ее (к позднему эоцену) сталкивается с ней. Тектоно-магматическая активность возрастает как на южной окраине Евразии, так и особенно на западе Пацифики. Продолжает развиваться островная вулканическая дуга Алеут, зародившаяся, видимо, в конце мела вдоль новообразованной сейсмомокальной зоны. Продолжает расширяться Западно-Филиппинский бассейн и, вероятно, Южно-Китайский. Сейсмофокальная зона возникает к востоку от Бонин-Марианской дуги и начинается островодужный этап развития ее и дуги Кюсю-Палау, в эоцене составлявших одну структуру. Продолжает раскрываться (после перерыва в дании-палеоцене) море Сулавеси, начинается раскрытие Соломонова моря и продолжается — Ново-Гебридского. Сейсмофокальная зона, возникшая к востоку от Новой Каледонии и Новой Зеландии в палеоцене, когда был, видимо, сформирован фундамент Меланезийской дуги, продолжается к северо-западу. Практически все сегменты дуги вступают в островодужный этап развития, а к востоку от нее формируются глубоководные желоба. Возможно, более слабым островодужный вулканизм был в сегменте Лау—Тонга—Кермадек.

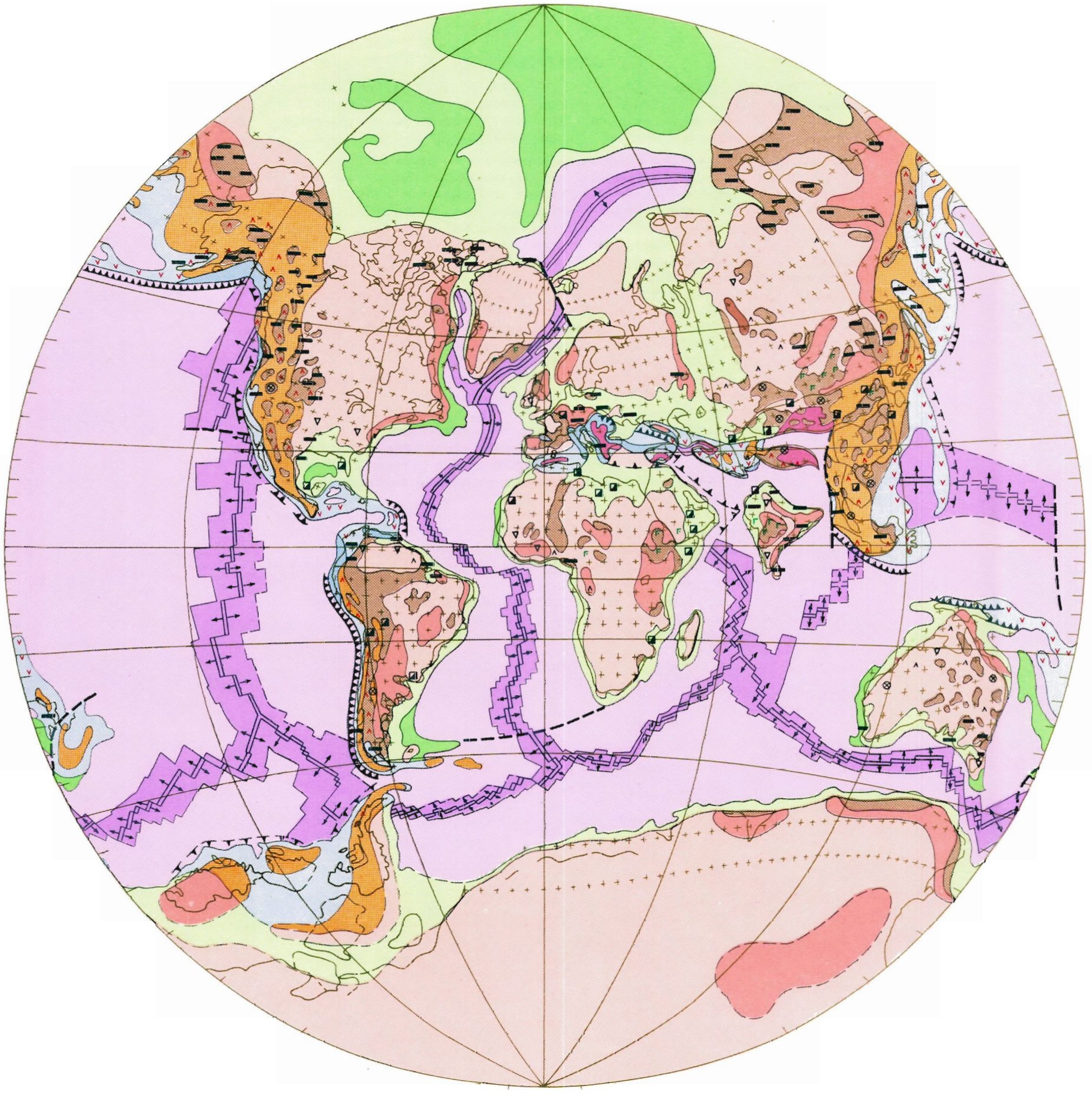
Начинается спрединг в юго-восточном хребте Индийского океана и отмирает его северо-восточная спрединговая зона. Разделяются Австралия и Антарктида, почти довершая распад Гондваны. В целом Индийский океан приобретает форму современного, соответственно океан Тетис прекращает свое существование.

В эоцене (после ларамийского тектогенеза) наблюдается особенно отчетливо, что удлинение спрединговых хребтов и становление единой глобальной их системы происходило параллельно с отмиранием сейсмофокальных зон Тетиса и удлинением сейсмофокальных зон Пацифики (к западу от Панамской дуги и к востоку от Меланезии). Этот процесс на востоке Тихого океана в сопряженных с сейсмофокальными зонами областях континентов сопровождался формированием краевых вулканических поясов и островодужных систем на западе Пацифики. Формирование островодужных систем было практически синхронным с раскрытием тыловых окраинных бассейнов, но все же несколько запаздывало. Процесс начинался со спрединга, затем возникала сопряженная сейсмофокальная зона. Прекращение спрединга в средиземноморской части Тетиса (к западу от Макрана) вызвало и отмирание сейсмофокальной зоны (или зон, связанных с ним). Более поздние сейсмофокальные зоны («рассеянные»), ответственные за весьма мощную эоценовую вулкано-плутоническую деятельность (вулканический пояс от Родоп до Иранского, Афганского и Тибетского блоков), возникли вследствие активизации древних сейсмофокальных зон и возникновения новых, общей причиной чего было сближение Африки с Евразией, — процесса продолжающегося до настоящего времени.

Из-за появления горных ледников на Антарктиде климат в эоцене становится более прохладным, особенно в конце эпохи. В низких и средних широтах он был влажным, благоприятным для образования кор выветривания, в том числе и бокситоносных. Накопление эвапоритов было локальным процессом, угленакопление — широким, что характеризует эпоху как климатически относительно влажную с господством на значительных площадях суши переменно-влажного климата.

ПОЗДНИЙ ЭОЦЕН
37 млн. лет

LATE EOCENE
37 Ma



ОЛИГОЦЕН

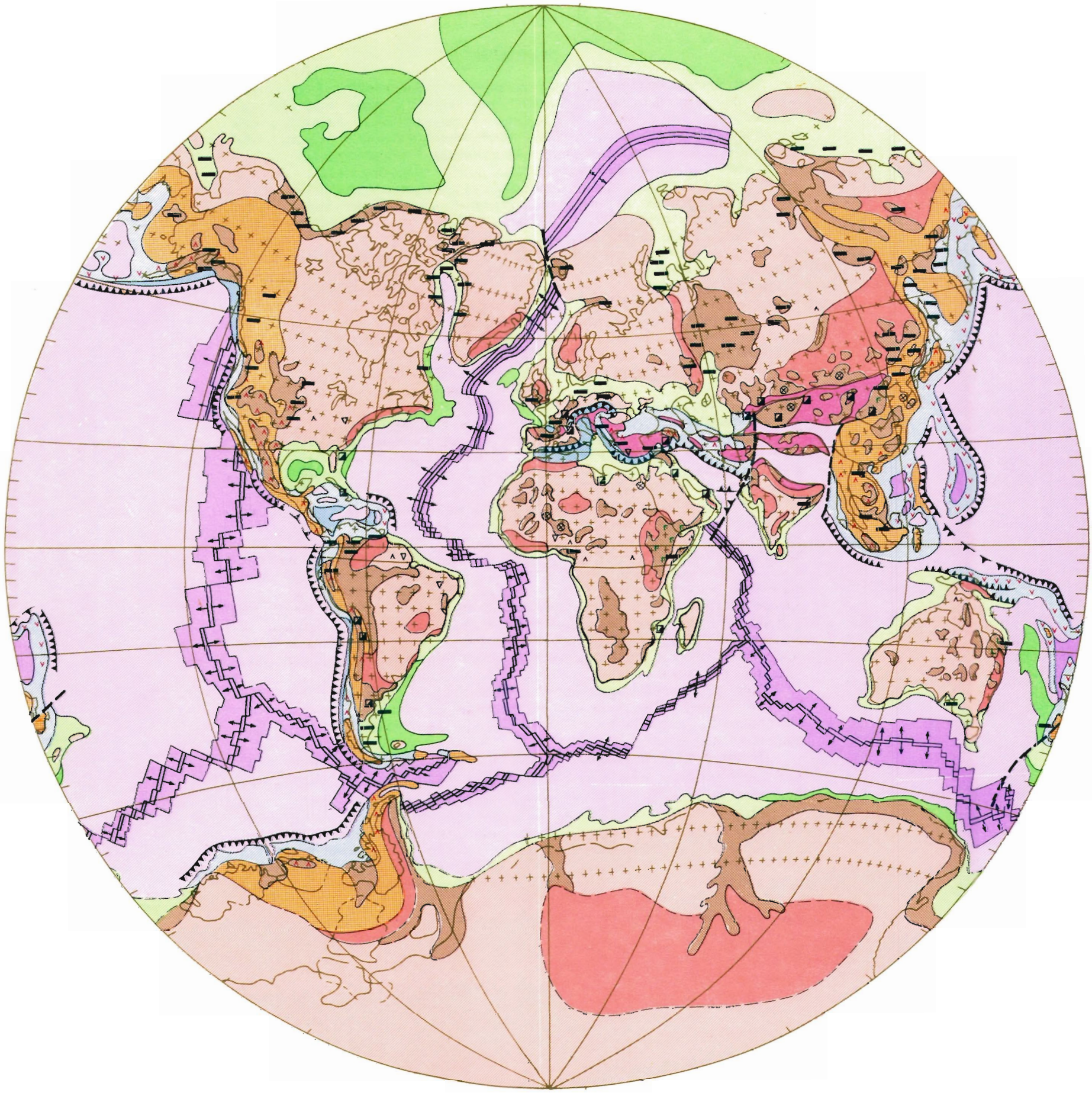
При сохранении тенденции к дальнейшему расширению молодых океанских впадин, включая окраинные моря, в процессе спрединга и углубления океанских котловин начинается общее поднятие суши, сокращение морских бассейнов на континентальном блоке, закладываются новые, близкие к современным, структуры и горные системы. Снижается вулкано-плутоническая активность, особенно в Альпийском поясе Евразии. На западе Пацифики начинают раскрываться Командорский, Япономорский, Восточно-Филиппинский, моря Сулу (его северо-западная часть), Западно-Каролинский и Южно-Фиджийский бассейны, а на востоке бассейн моря Скотия (Скоша), продолжается расширение Южно-Китайского и заканчивается — Западно-Филиппинского бассейнов. Северо-восточная часть Восточно-Тихоокеанского спредингового хребта начинает поглощаться сейсмофокальной зоной запада Северной Америки. Продолжается формирование подводного конуса выноса Зодиак к юго-западу от Аляски. Раскрытие моря Скотия и образование пока еще узкого пролива Дрейка завершает распад Гондваны, усиливает изоляцию Антарктиды и способствует дальнейшему изменению климата в сторону похолодания с установлением обширного горного оледенения на этом материке. Происходит эволюция сейсмофокальных зон на западе Пацифики, усиливается вулканизм в островных дугах, особенно в Бонин-Марианской и Кюсю-Палау. Сейсмофокальные зоны на западе Пацифики из-за разрастания окраинных морей оказываются удаленными от края Азии (исключая сектор от Курил до Фосса Магна), и роль вулканизма на восточной окраине Азии резко снижается, сосредоточившись в островных дугах.

Продолжают раскрываться Норвежско-Гренландский бассейн, Лабрадорское море, Баффинов залив и Евразийский бассейн, а также трог Кайман, главная фаза раскрытия которого начинается в олигоцене. Сохраняет свою активность сейсмофокальная зона восточнее Малоантильской вулканической дуги.

Климат становится более прохладным. Климатическая зональность была уже близка к современной (33), но климат в средних и высоких широтах был более теплым, чем в современную эпоху.

ПОЗДНИЙ ОЛИГОЦЕН
24 млн. лет

LATE OLIGOCENE
24 Ma



МИОЦЕН

Расширение впадин молодых океанов продолжается на фоне погружения океанских котловин и роста современных горных хребтов, усилившегося к концу эпохи. Продолжается формирование Командорской впадины и Япономорского бассейна. Раскрывается самая западная часть Западно-Каролинского бассейна и Окинавская глубоководная впадина. Возникают Галапагосский спрединговый хребет и хребет Наска. Сближение последнего с сейсмофокальной зоной существенно изменяет характер магматизма в Андах. Усиливается внутриплитный вулканизм как в Тихом, так и в Атлантическом и Индийском океанах и в окраинных морях (Японское, север Тасманова моря и др.). Формируется Каролинская гряда вулканических о-вов и многочисленные вулканические подводные горы в северо-восточной приаляскинской области Пацифики. Активность сейсмофокальных зон возрастает на западе и востоке Тихого океана. Усиливается островодужный и задуговой вулканизм в окраинных морях и прилежащих к ним регионах, включая материковую часть Азии и Австралии, где преобладает щелочно-базальтовый вулканизм. Особенно мощным вулканизм был в Камчатско-Курильско-Ниппонской и Зондской островодужных системах. Активность последней была связана с сейсмофокальной зоной вдоль юго-западной окраины Индосинии. Здесь открывается Андаманский окраинный бассейн, происхождение которого объясняется усилением давления Индостанского блока на Азию (гималайские шарьяжи, деформации и многочисленные сдвиги в прилежащих к выступам Индостана регионах). Остается активной сейсмофокальная зона к югу от Макрана. Еще в олигоцене происходит разделение на Средиземноморский бассейн или собственно Тетис и Паратетис, простиравшийся от Венского и Паннонского бассейнов на западе до Закаспия на востоке. В миоцене его изоляция еще более усиливается, связи с мировым океаном все чаще перерываются. В Тетисе в начале эпохи (магнитные аномалии 6А и 6Б) раскрывается Алжиро-Прованский бассейн и начинается вулканизм в Сицилийско-Калабрийской дуге. Деформации, шарьяжи, рассеяный очаговый вулканизм, переход в основном к молассовому типу накопления и сводово-блоковым вертикальным поднятиям в конце эпохи характерны для южной активной окраины Евразии и северной краевой зоны Африки и Аравии. В поднятия втягивается почти вся Центральная и Восточная Азия. Активизируется вулканизм в Байкальской рифтовой системе, возникают Байкальские впадины.

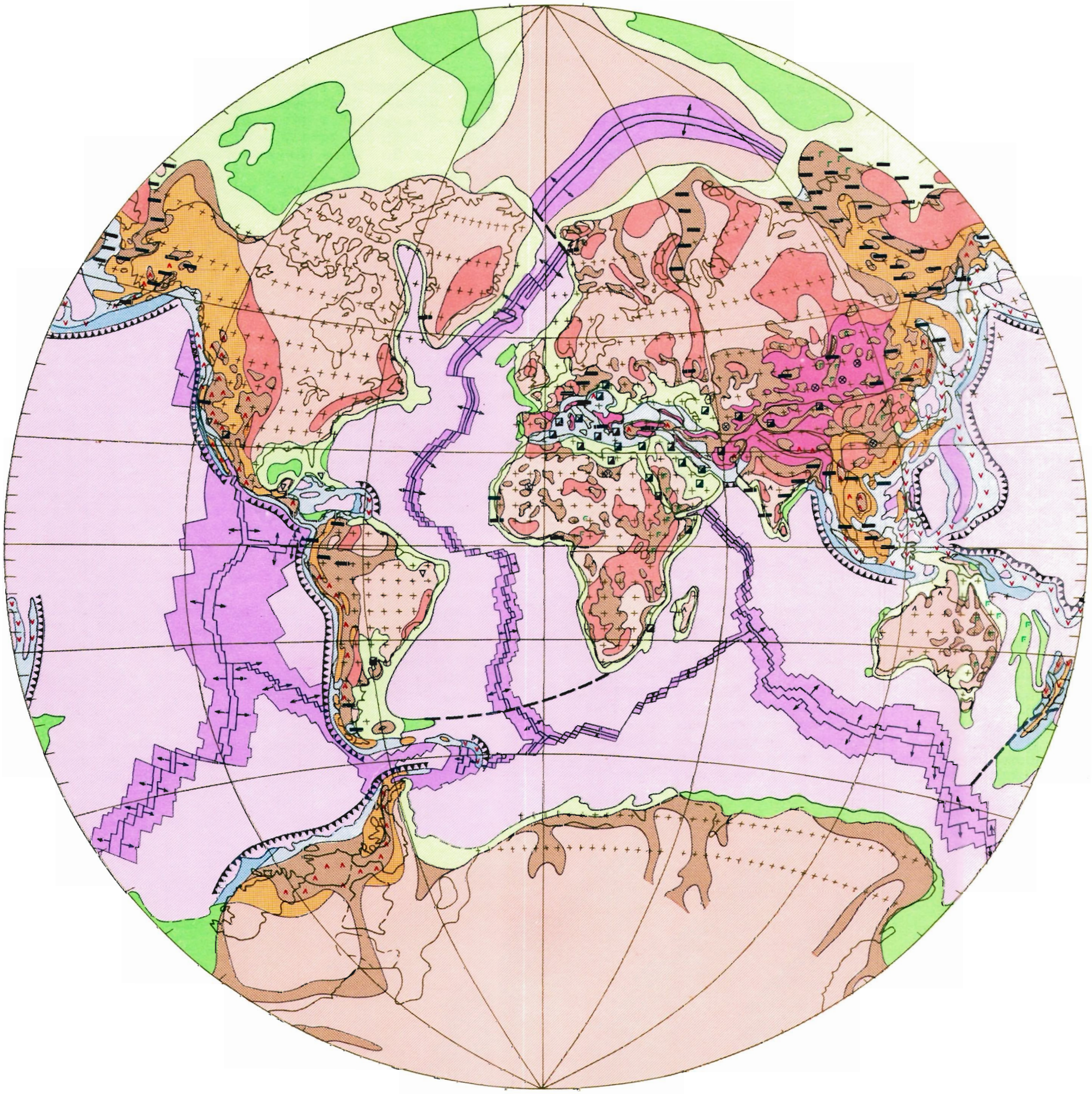
Сейсмофокальные зоны активны вдоль западных краев Северной и Южной Америк. Смещение очагов вулканизма и общее его расширение приводит к расширению кайнозойских краевых вулканических поясов, широкому накоплению моласс.

Продолжается вулканизм и формирование Восточно-Африканской рифтовой системы, структурно связанной с Аденским и Красноморским рифтами, по которым начинается отделение Аравии от Африки.

Открытие пролива Дрейка в конце олигоцена — раннем миоцене приводит к формированию холодного циркум-антарктического течения. Изоляция Антарктиды усиливается и к концу эпохи этот континент оказывается под мощным покровным оледенением. Охлаждались глубинные и поверхностные воды океанов, усилились океанская циркуляция и циркуляция атмосферы. Высокие широты, а в позднем миоцене и средние, были заняты теплоумеренными и холодными климатическими зонами (33, 65).

ПОЗДНИЙ МИОЦЕН
5 млн. лет

LATE MIOCENE
5 Ma



ПЛИОЦЕН

Устанавливаются условия близкие к современным. На континентах — в орогенных зонах — ускоряются поднятия, в океанах усиливается погружение котловин и глубокодных желобов. Продолжается расширение молодых океанов. Глобальная спрединговая система из-за поглощения в сейсмофокальной зоне запада Северной Америки несколько сокращается на крайнем севере Пацифики, что отчасти компенсируется возникновением оси спрединга в Калифорнийском заливе. Активный спрединг продолжается в море Скоша, возникает Южно-Сандвичева сейсмофокальная зона и вулканическая дуга. На юге Пацифики открывается Северо-Фиджийский задуговой бассейн, изменяется ориентировка сейсмофокальной зоны с падением к востоку под островные дуги Соломоновых и Ново-Гебридских о-вов. Раскрывается Ново-Гвинейский бассейн и начинается островодужный вулканизм на о. Новая Британия. Формируется и сейсмофокальная зона к северо-западу от поднятия Витязя с падением к северо-западу под о-в Новая Британия. Закладывается (возможно, еще в конце миоцена) Манильский желоб, а на Филиппинах возникает вулканическая дуга. Вулканическая дуга охватывает глубоководный бассейн моря Банда с юго-востока, востока и северо-востока. К западу вулканическая дуга Банда продолжалась в Зондскую дугу, простиравшуюся до сочленения с хребтом Аракан-Йома на суше вдоль продолжающего расширяться Андаманского моря. Среди вулканитов в этой дуге резко возрастает роль субаэральных разностей. Механизм столкновения Австралийского блока с дугой Банда не вполне ясен. Начало его, видимо, относится к концу миоцена. Соответственно Зондская сейсмофокальная зона в ее восточной части (Сумба, Тимор) перекрыта аллохтонными пластинами, надвинутыми со стороны Евразии.

После внедрения андезитовых куполов (о. Адак, к 5,0 млн. лет) на Алеутско-Командорской дуге наступает относительное тектоническое затишье. Извергаются андезиты, базальты, дациты и риолиты известково-щелочной серии. На Курилах преобладали извержения базальтов, но с участием кислых—пемзовых туфов, извергавшихся с миоцена. В Японии дуговой вулканизм локализуется на юго-западе о. Хонсю и на севере о-вов Рюкю. Раскрывается задуговой Марианский бассейн и продолжается эксплозивный вулканизм в Бонин-Марианской вулканической дуге. Сейсмофокальная зона, ограничивавшая дугу на востоке и выраженная системой желобов (Идзу-Бонинский, Волкано, Марианский), удлиняется к югу (желоб Витязя) и достигает о-вов Палау, а, возможно, продолжается и далее восточнее о-вов Сонсора и о-ва Тоби. Вероятно, в плиоцене возникает внутриплитная сейсмофокальная зона в Восточно-Каролинском бассейне (желоб Массау). Активизируется сейсмофокальная зона к востоку от Филиппин (Филиппинский желоб) и к северу от Новой Гвинеи (Ново-Гвинейский желоб). Центральная зона Новой Гвинеи превращается в горный хребет, окаймленный молассовыми прогибами. Мощная тектоническая фаза проявляется на Новой Зеландии (орогенез Куикура), в результате которой почти прекращается вулканизм на севере Северного о-ва и в окрестностях о-вов Три Кингс (663, 671). Видимо, в плиоцене формируется желоб Хьюрт и желоб к востоку от хребта Маккуори. Эта последняя сейсмофокальная зона, вероятно, зародилась еще в олигоцене.

Довольно активными остаются сейсмофокальные зоны на востоке Пацифики. Вулканическая деятельность весьма широка в Андах и на юге Кордильер. В середине эпохи Панамский перешеек становится сушей. Возникают вулканические Галапагосские о-ва (извергаются риолиты с возрастом 2,9 млн. лет).

Сближение Африки, Аравии и Индии с Евразией резко замедляется (152). Паратетис превращается в систему солоноватоводных водоемов типа современного Каспия. Средиземноморский Тетис расширяется за счет спрединга (сравнительно небольшого по масштабам) в Тирренском море и последовавшего за ним быстрого погружения этого бассейна и приобретает современные черты. Вулканизм как в орогене, так и в прилежащих зонах платформ носит очаговый или рассеянный характер (небольшие по объему извержения продуктов различного состава и петрохимического сходства: известково-щелочные, щелочно-базальтовые и щелочные). Эти сравнительно беспорядочно разбросанные на небольшой площади или связанные с региональными структурами центры формировались в разных геодинамических обстановках — от зон сжатия вдоль поперечных поднятий, связанных с выступами северной окраины Африки и Аравии, и остаточными вулканическими дугами, до высокотитанистых «рифтовых» щелочных базальтов. Эльбрус-Чегемская (риолиты с возрастом 3,7—2,5 млн. лет) и Казбекская (андезиты, дациты, риолиты и интрузии гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров) серии — примеры типичного вулканизма поперечного поднятия Альпийской орогенной области. Активизируется (с позднего миоцена) вулканизм в Центральном Иране, сопряженный с сейсмофокальной зоной южнее Макрана.

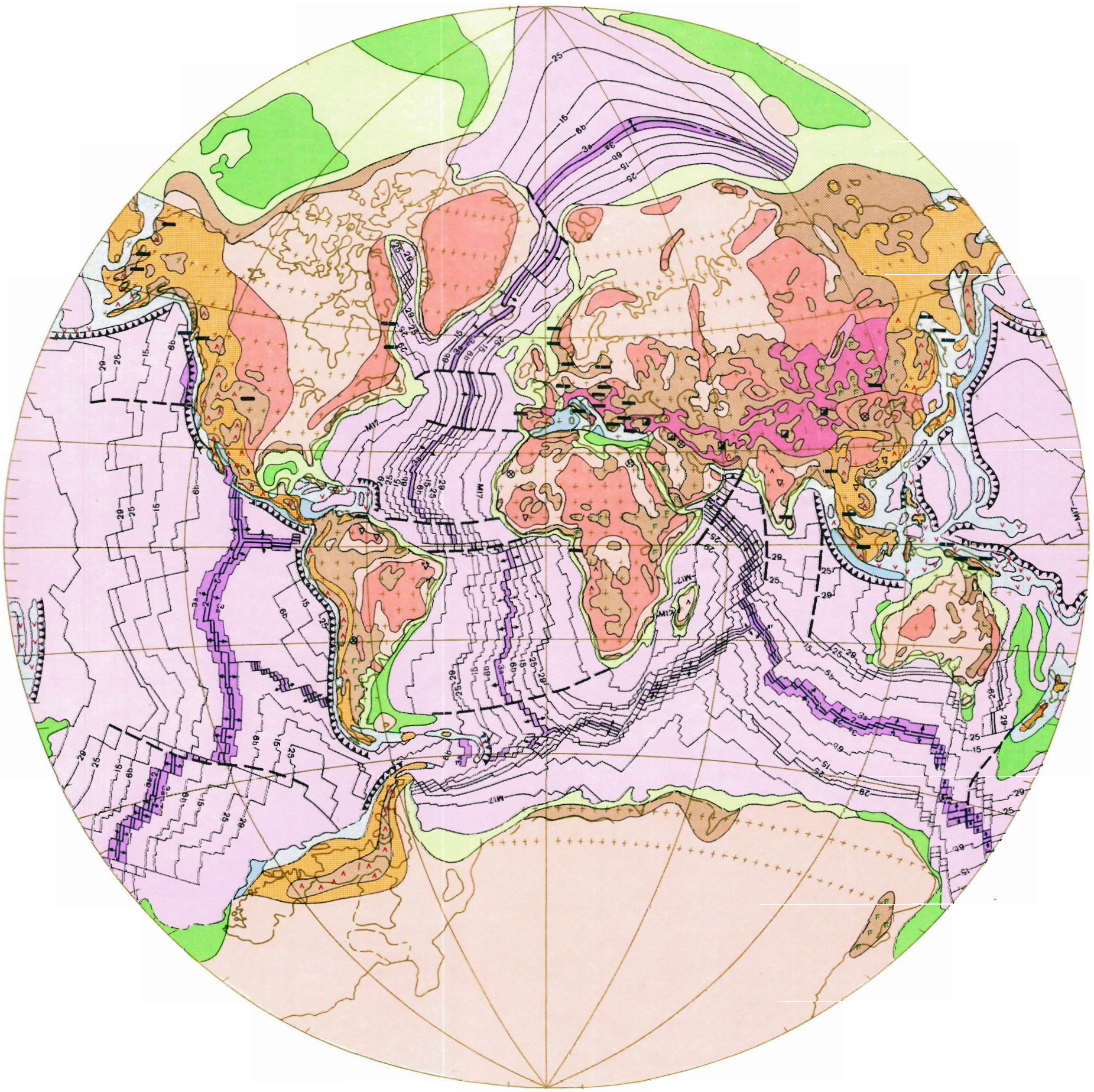
Вулканизм в Восточно-Африканской рифтовой системе распространяется на все более южные области. Преобладающий петрохимический тип — базальт-трахитовый.

Деформации на юго-востоке Бразилии и на южной и восточной окраинах Свердрупского бассейна (юрикская орогения) и сопровождавшие их поднятия этих платформенных зон дополняют общую сложную тектоническую обстановку в течение данной эпохи.

Климатические условия в начале эпохи были близки к современным, но климат был более теплым и более влажным в средних широтах. В конце плиоцена (акчагыл) климат был холоднее современного (32).

ПОЗДНИЙ ПЛИОЦЕН
2 млн. лет

LATE PLIOCENE
2 Ma



ЛИТЕРАТУРА

ОБЩИЕ РАБОТЫ

1. *Аркелл В.* Юрские отложения земного шара. — М., Изд-во иностр. лит., 1961, 801 с.

2. *Атлас* литолого-палеогеографических карт мира (докембрий и палеозой континентов). Авторы А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, К. Б. Сеславинский. Отв. ред. В. Л. Барсуков, Н. П. Лаверов. — Л., 1984, 70 с.

3. *Атлас* литолого-палеогеографических карт СССР. Гл. ред. А. П. Виноградов. Ред. В. Н. Верещагин, В. Д. Наливкин, А. Б. Ронов, А. В. Хабаков, В. Е. Хаин. Т. III, IV, Мингео СССР, М., 1967-1968.

4. *Балуховский А. Н.* Тектоническая приуроченность верхнеюрских литологических формаций. В кн.: Проблемы тектонического анализа геологических формаций. Отв. ред. В. М. Цейслер. - М., Наука, 1982, с. 184-192.

5. *Безруков П. Л., Мурджаа И. О.* Осадочные формации океанов. В кн.: История Мирового океана. — М., 1971, с. 3—17.

6. *Богданов Ю. А., Левитан М. А., Лисицин А. П.* Влияние тектоники и климата на формирование осадочных формаций океанского ложа. В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. — М., Наука, 1980, с. 49-63.

7. *Борисевич Д. В.* История развития рельефа материков — фрагментов Гондваны. — М., Наука, 1985, 215 с.

8. *Будыко М. И.* Климат в прошлом и будущем. — Л., Гидрометеоиздат, 1980, 356 с.

9. *Будыко М. И., Ронов А. Б., Яншин А. Л.* История атмосферы. - Л., Гидрометеоиздат, 1985, 208 с.

10. *Вахрамеев В. А.* Основные черты фитогеографии земного шара в юрское и раннемеловое время. — Палеонтолог. журнал, 1975, № 2, с. 3-15.

11. *Вахрамеев В. А.* Климаты северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники. — Палеонтолог. журнал, 1978, № 2, с. 3-17.

12. *Геология* океана. Геологическая история океанов. Отв. ред. А. С. Монин, А. П. Лисицын. — М., Наука, 1980, 462 с.

13. *Геология* океана. Осадкообразование и магматизм океана. Отв. ред. П. Л. Безруков. — М., Наука, 1979, 236 с.

14. *Гондвана* (палеотектонические карты) Гл. ред. Н. А. Божко, В. Е. Хаин. — Из-во ПГО Центргеология, М., 1987.

15. *Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г.* Реконструкция положения материков в фанерозое (по палеомагнитным и геологическим данным) - М., Наука, 1978, с. 1-122.

16. *Добрускина И. А.* Стратиграфическое положение флороносных толщ триаса Евразии. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 346, М., Наука, 1980, 163 с.

17. *Ерофеев В. С., Цеховский Ю. Г.* Парагенетические ассоциации континентальных отложений. - М., Наука, 1982, 211 с.

18. *Захаров Ю. Д.* К вопросу о типе границы перми и триаса. - - Бюлл. МОИП, отд. геолог., 1985, т. 60, вып. 5, с. 59-70.

19. *Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. - М., Недра, 1976, 190 с.

20. *Зоны* юрской системы в СССР. Отв. ред. Г. Я. Крымгольц. - - Л., Наука, 1982, 191 с.

21. *Кинг Л.* Морфология Земли. — М., 1967, 559 с.

22. *Лисицын А. П.* Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. — М., Наука, 1978, 392 с.

23. *Лисицын А. П.* Общие закономерности строения осадочной толщи океана. В кн.: Геологическая история океана. - - М., Наука, 1980, с. 36-103.

24. *Ломизе М. Г.* Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. - - М., Недра, 1983, 194 с.

25. *Мезозойско-кайнозойские* складчатые пояса. ред. А. Спенсер. - М., Наука, т. 1, 1977, с. 453, т. 2, 1978, с. 350.

26. *Мейен С. В.* Филогения высших растений и флорогенез. — Тез. 27-й МГК, т. 1 М., Наука, 1984, с. 288 - 289.

27. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. — М., Недра, 1976, 279 с.

28. *Милановский Е. Е., Короновский Н. В.* Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. - М., Недра, 1983, 280 с.

29. *Найдин Д. П.* Граница мела и палеогена: стратиграфические аспекты. - - Бюлл. МОИП, отд. геолог., 1985, т. 60, вып. 5, с. 71 - 85.

30. *Осадочный* чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки) — Тр. ГИН АН СССР, вып. 388, М., Наука, 1984, 173 с.

31. *Палеогеография СССР*, т. 3. Гл. ред. А. П. Виноградов. Ред. Верещагин В. Н., Ронов А. Б., Тазихин Н. Н. - - М., Недра, 1975, 233 с.

32. *Палеогеография* СССР, т. 4. Гл. ред. А. П. Виноградов. Ред. Наливкин В. Д., Познер В. Д. - - М., Недра, 1974, 254 с.

33. *Ронов А. Б., Балуховский А. Н.* Климатическая зональность материков и общие тенденции изменений климата в позднем мезозое и кайнозое. — Литолог. и полезн. ископ., 1981, № 5, с. 118-136.

34. *Ронов, А. Б., Хаин В. Е.* Триасовые литологические формации мира. — Сов. геология, 1961, № 1, с. 27-48.

35. *Ронов А. Б., Хаин В. Е.* Юрские литологические формации мира. — Сов. геология, 1962, № 1, с. 3-34.

36. *Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н.* Палеогеновые литологические формации мира. — Сов. Геология, 1978, № 8, с. 10-45.

37. *Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н.* Сравнительная оценка интенсивности вулканизма на континентах и в океанах. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 5, с. 5-12.

38. *Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н.* Позднемезозойские и кайнозойские литологические формации континентов и океанов (поздняя юра). - Сов. геология, 1983, № 6, с. 32-46.

39. *Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н.* Глобальный количественный баланс седиментации на континентах и в океанах за последние 150 млн лет. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1986, № 2, с. 3-11.

40. *Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н.* Количественные закономерности распространения осадков в океанах. — Литология и полезные ископаемые, 1986, № 2, с. 3-16.

41. *Ростовцев К. О., Дагис А. С.* Стандарт нижнего триаса. В кн.: Стратиграфия. 27-й МКГ. Докл. т. 1, М., Наука, 1984, с. 79-86.

42. *Синицын В. М.* Климат латерита и боксита. — М., Недра, 1976, 152 с.

43. *Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. — М., Наука, 1976, 299 с.

44. *Тектоника* и геодинамика Карибского региона. — М., Наука, 1979, 144 с.

45. *Тимофеев П. П., Холодов В. Н., Хворова И. В.* Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах. — Литолог. и полезн. ископ., 1983, № 5, с. 3-23.

46. *Хаин В. Е.* Региональная тектоника. Океаны. Синтез. — М., Недра, 1985, 292 с.

47. *Хаин В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. Н.* Меловые литологические формации мира. — Сов. геология, 1975, № 11, с. 10-39.

48. *Хаин В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. Н.* Неогеновые литологические формации континентов. - Сов. геология, 1979, № 11, с. 3-35.

49. *Хаин В. Е., Ронов А. Б., Балуховский А. Н.* Позднемезозойские и кайнозойские литологические формации континентов и океанов (ранний и поздний мел). - Сов. геология, № 11, 1983, с. 79-101

50. *Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г., Пиктон К. А. Г., Смит А. Г., Уолтер С. Р.* Шкала геологического времени. — М., Мир, 1985, 140 с.

51. *Хэллем А.* Юрский период. — Л., Недра, 1978, 230 с.

52. *Ясаманов Н. А.* Древние климаты Земли. - Л., Гидрометеоиздат, 1985, 295 с.

53. *Atlas* géologique du Monde. F. 19, Océan Indian, 1:29000000 Coord. Gen. G. Choubert et A. Faure-Muret; F. 20, Océan Pacific 1 : 36 000 000. B. C. Heezen et D. J. Fornari, Paris, UNESCO, 1978.

54. *Berger W. H., Vincent E., Thierstein H. R.* The deep-sea records: major steps in Cenozoic ocean evolution. SEPM Spec. publ., 1981, N 32, p. 489-504.

55. *Berggren W. A.* et al. Cenozoic geochronology. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1985, v. 96, N 11, p. 1407-1418.

56. *Berggren W. A., Van Couvering J. A.* The Late Neogene: Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. — Palaeogeogr., Palaeocimatol., Palaeoecol., 1974, v. 16, N 2-2, 216 p.

57. *Busson G.* Le Trias comme periode salifère. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, H. 3, S. 857-880.

58. *Chen J.* et al. Carbon isotope of Permian-Triassic boundary carbonates of China. 27 МГК. Тез. докл. т. 5, М., 1984, с. 241-242.

59. *Cox B. C.* Triassic Tetrapods. In: Atlas Palaeobiogeography. Ed. A. Hallam.-Univ. Oxford, Elsevier S. P. Comp. Am-m-L-N. Y., 1973, p. 213-223.

60. *Davies Th. A.* et al. Estimates of Cenozoic sedimentation rates.-Science, 1977, v. 197, N 4298, p. 53-55.

61. *Davies Th. A., Worsley T. R.* Paleoenvironmental implications of oceanic carbonate sedimentation rates. - - SEPM Spec.publ., 1981, N 32, p. 169-179.

62. *Deep* water carbonates buildups turbidites debris and Chalus SEPM core. Ed. P. Harris — New Orleans, 1985, 605 p.

63. *Demaison G. J., More G. T* Anoxic Environments and Oil Source Bed Genesis. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, v. 64, n°8, p. 1179—1209.

64. *Fairbridge R. W., Finkl C. W.* Cratonic erosional unconformities and peneplains. - - J. Geol., 1980, v. 88, p. 69-86.

65. *Frakes L. A.*, Climates throuout Geologic Time. — Elsevier sei. Publ. Co, Am-m, 1979, 310 p.

66. *Fuchs W.* Über *Ursprung* und Phylogenie dek Trias — „Globigerinen" und die Bedeutung dieses Formenkreises für das echte Plankton. — Jahrb. Geol. Bundesanst., 1967, v. 110, p. 135-177.

67. *Gahagon L., Scotese Ch. R., Larson R. L.* (1986) Plate Tectonic Reconstructions of the Larson et al. (1985) Bedrock Geology of the World Map. (abstract) 1986 Geodynamics Symposium, Mesozoic and Cenozoic Plate Reconstructions, April 23-25 1986, Texas A and M. University; College Station, Texas.

68. *Garrels R. M., Lerman A.* Phanerozoic cycles of sedimentary carbon and sulfur. - - Nat. Acad. Sci. Proc., 1981, v. 78, p. 4652-4656.

69. *Gartenz S., McGuirk J. P.* Terminal cretaceous extinction scenario for a catastrophe. — Science, 1979, v 206, N 4424, p. 1272-1276.

70. *Hallam A.* Continental humid and arid zones during the Jurassic and Cretaceous. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1984, v. 47, N 2, p. 195-223.

71 *Hay W. W* et al. Late Triassic-Liassic paleoclimatology of the Proto-Central North Atlantic rift system. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1982, v 40, N 1—3, p. 13-30.

72. *Herngreen G. F. W., Chlonova A. F* Cretaceous microfloral provinces. — Pollen et Spores, 1981, v. 23, N 3-4, p. 443-555.

73. *Holser W. T.* Catastrophic chemical events in the history of the ocean. — Nature, 1977, v. 267, p. 403-408.

74. *Holser W. T.* Gradual and Abrupt Shifts in Ocean. Chemistry during Phanerozoic Time. In: Pattern of Change in Earth evolution. Eds.: H. D. Holland and A. F. Trendall. - Dahlem Konferenzen 1984. Berlin, Tokyo, 1984, Springer-Verlag, p. 87-121

75. *Horney G. G.* Permo-Triassic sea-level change. - J. Geol., 1975, v. 83, N 7, p. 773-779.

76. *Initial* Reports of the Deep Dea Drilling Project. v. 1-76, 1968-1982.

77 *Keller G.* Palaeoceanographic implications of Miocene deep sea hiatuses. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1983, v. 94, N 5, p. 590-613.

78. *Kummel B.* Lower Triassic (Scythian) Molluscs. In: Atlas Palaeobiogeography. Ed. A. Hallam. - Univ. Oxford, Elsevier S. P. Comp. Am-m -L., 1973, N 9, p. 225-233.

79. *Le Pichon X.* La tectonique des plaques: une tectonique globale de la lithosphere. — Bull. Soc. Géol. France, 1984 (7), t. 26, N 3, p. 345-359.

80. *McLean D. M.* Terminal mesozoic «greenhouse»: lessons from the past. — Science, 1978, v. 201, N 4354, p. 401-406.

81. *Murris R. J.* Middle East: stratigraphic evolution and oil habitat. — Bull. Amer Assoc. Petrol. Geol., 1980, v. 64, N 5, p. 597-618.

82. *Odin G. S., Kennedy W. J.* Géochimie et géochronologie isotopiques. — C. r. Acad. Sci., 1982, t. 294, sér. 11, p. 383-386.

83. *Parrish J. T., Curtis R. L.* Atmospheric circulation, upwelling and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. — Palaeogeogr., Palaeoctimatol., Palaeoecol., 1982, v. 40, N 1-3, p. 31-66.

84. *Parrish J. T., Ziegler A. M., Scotese Ch. R.* Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1982, v. 40, N 1-3, p. 67-101.

85. *Peter H* Die Florenentwicklung-pflanzen-geographische Differenzierung-im Zeitraum des Jura. - Schriftenr. geol. Wiss., 1979, N 13, 84 S.

86. *Petzing J., Chester R.* Authigenic marine zeolites and their relationship to global volcanism. — Mar. Geol., 1979, v. 29, N 2, p. 253-271.

87. *Pomerol Ch.* Ere Cénozoique (Tertiaire et Quaternarie). Stratigraphie et paléogéographie. Paris, 1973, 290 p.

88. *Robinson P. L.* Palaeoclimatology and continental drift. In: Implications of continental drift to the Earth Sciences. Eds.: D. H. Tarling and S. K. Runcorn. London, Acad. Press, 1973, p. 449-476.

89. *Ross D. A., Gvirtzman G.*, Eds. New aspects of sedimentation in small ocean basins. — Sediment. Geol., 1978, v. 23, N 1/4, Special Issue, 299 p.

90. *Schwan W.* Geodynamic peaks in Alpinotype orogenies and changes in Ocean-Floor spreading during Late Jurassic-Late Tertiary Time. — Bull. Amer Assoc. Pertol. Geol., 1980, v. 64, N3, p. 359-373.

91 *Schwan W.* The worldwide active Middle/Late Eocene geodynamic episode with peaks as ±45 and ±37 m. y. B. P. and implications and problems of orogeny and sea-floor spreading. — Tectonophysics, 1985, v. 115, N 3-4, p. 197-234.

92. *Seismic* stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration. Ed. C. E. Payton. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1979, v. 26, 860 p.

93. *Southam J. R., Hay W. W.* Global sedimentary mass balance and sea level changes. In: The oceanic lithosphere. Ed. C. Emiliani, — N. Y., Wiley-Interscience, 1981, p. 1616-1684.

94. *Steinberg M., Marin C. M.* Classification géochimique des radiolarites et des sédiments siliceux océanique, signification paléo-océanographique. — Océanol. Acta, 1978, v. 1, N 3, p. 359-367.

95. *The Geology* of Continental Margins. Eds.: C. A. Burk and Ch. L. Drake. — N. Y., 1974, 1009 p.

96. *The Phanerozoic* geology of the World, 2. The Mesozoic A. — Elsevier, 1978, 530 p.

97. *Tozer E. T.* Triassic Ammonoidea: geographic and stratigraphic distribution. — In: The Ammonoidea. Systematics Ass. Sp. vol., 1981, p. 397-431.

98. *Trümpy R.* Das Phänomen Trias. — Geol. Rdsch. 1982, Bd. 71, H. 3, S. 711-723.

99. *Tucholke B. E., Edgar N. T., Boyce R. E.* Physical properties of sediments and correlations with acoustic stratigraphy: Leg 35, Deep Sea Drilling Project. In: Init. Repts DSDP, W., 1976, v. 35, p. 229-249.

100. *Tucker M. E., Benton M. J.* Triassic enviroments, climates and reptile evolution. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol. Palaeoecol., 1982, v. 40, N 4, p. 361-379.

101. *Vail P. R.* et al. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Ed. C. E. Payton. Seismic stratigraphy - - Applications to hydrocarbon exploration; Amer. Assoc. Petrol. geol. Mem., 1977, v. 26, p. 49-212.

102. *Volcanic* Processes in Marginal Basins. Eds.: B. P. Kokelaar, M. F Howells and R. A. Roach. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 1985, 430 p.

ЕВРОПА

103. *Адамия Ш. А.* Доюрские образования Кавказа. — Тбилиси, Мецниереба, 1968, 296 с.

104. *Баранов В. Н.* Нижнетриасовые отложения Верхнего Поволжья. — Сб. научн. тр. Ярослав. гос. пед. ин-та, 1978, № 172 с. 18-22.

105. *Белов А. А.* Тектоническое развитие Альпийской складчатой области в палеозое. — М., Наука, 1981, 212 с.

106. *Белов А. А., Гатинский Ю. Г., Моссаковский А. А.* Индосинииды Евразии. — Геотектоника, 1985, № 6, с. 21-42.

107. *Беэр М. А.* Карпаты и Динариды в мезозое. — Геотектоника, 1983, № 2, с. 58-70.

108. *Вахрамеев В. А., Добрускина И. А., Заклинская Е. Д.* и др. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 208, М., Наука, 1970, с. 158-344.

109. *Добрускина И. А.* Стратиграфическое положение флороносных толщ триаса Евразии. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 346, М., Наука, 1980, 163 с.

110. *Калантар И. З.* Корреляция разрезов триаса севера Предуральского прогиба, северо-востока Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий. — Тр. Ин-та геол. и геохимии Уральск. научн. центра АН СССР, 1979, № 147, с. 52-59.

111 *Книппер А. Г.* Океанская кора в структуре Альпийского складчатого пояса. — М., Наука, 1975, 208 с.

112. *Лозовский В. Р.* Триасовый этап развития Восточно-Европейской платформы. — Изв. высш. учебн. заведений. Геол. и разведка, 1985, № 10, с. 41-47.

113. *Лордкипанидзе М. Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. - Тбилиси, Мецниереба, 1980, 160 с.

114. *Милановский Е. Е., Хаин В. Е., Асланян А. Т., Твалчрелидзе Г. А., Шихалибейли Э. Ш* Основные черты геологического строения и развитя Средиземноморского складчатого пояса в пределах СССР. В кн.: Геология Советского Союза, 27-й МГК. Докл. т. 1, М., 1984, с. 78-93.

115. *Мирзоев Д. А. и др.* Стратиграфическая характеристика и корреляция нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. В кн.: Геология и нефтегазоносность мезозойскнх отложений. — Тр. Ин-та геологии Дагестанского фил. Азерб. ССР, 1984, № 30, с. 51-66.

116. *Мовшович Е. В.* Палеогеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. - Саратов, 1977, 125 с.

117. *Мораховская Е. Д., Храмова С. Н., Слонимский Г. А.* Трнас западной части Большеземельской тундры и о-ва Колгуев. — Сов. геология, 1977, № 2, с. 59-66.

118. *Моргунов Ю. Г. и др.* Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря. - М., Наука, 1981, 243 с.

119. *Начев И., Ганева Н., Миланова Я.* Седиментология на горната креда в Западно Среднегорие. — Палеонтология, стратиграфия и литология. София, 1981, № 14, с. 29-62.

120. *Общая шкала* триасовой системы СССР. Объяснит. записка. Ред. К. О. Ростовцев, А. И. Жамойда. — Л., ВСЕГЕИ, 1984, 119 с.

121. *Преображенская Э. Н., Школа И. В., Сергеев Д. В., Можаева О. В.* Вещественный состав и условия формирования триасовых отложений архипелага Земли Франца-Иосифа (по материалам параметрического бурения). В кн.: Геологическое строение Баренц-Карского шельфа, 1985, с. 74-86.

122. *Пчелина Т. М.* История триасового осадконакопления на Шпицбергене и прилегающем шельфе Баренцева моря. В кн.: Стратиграфические исследования природных резервуаров нефти и газа. Л., 1985, с. 135-155.

123. *Стратиграфия СССР.* Меловая система. Т. I, М., Недра, 1986, 339 с.

124. *Стратиграфия СССР.* Неогеновая система. — М., Недра, 1986, т. I, 417 с., т. II, 443 с.

125. *Стратиграфия СССР.* Палеогеновая система. — М., Недра, 1975, 550 с.

126. *Стратиграфия СССР.* Триасовая система. — М., Недра, 1972, 557 с.

127. *Стратиграфия СССР.* Юрская система. — М., Недра, 1972, 522 с.

128. *Стратиграфия* триаса Урала и Предуралья. — Свердловск, 1981.

129. *Туголесов Д. А. и др.* Тектоника Черноморской впадины. — Геотектоника, 1985, № 6, с. 3-20.

130. *Удовиченко Л. А., Данилевский С. А.* Геологическая эволюция Варандей-Адзовинской структурной зоны в позднем палеозое и раннем мезозое в связи с распределением залежей нефти. В кн.: Геология и прогноз нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции. - М., Недра, 1984, с. 74-83.

131. *Хаин В. Е.* Региональная тектоника. Альпийский Средиземноморский пояс — М., Недра, 1984, 230 с.

132. *Чатапов Г.* Принос към стратиграфията и литологията на триаската система в Тетевенская антиклинорий. — Палеонтология, стратиграфия и литология, 1984, София, № 19, с. 51-64.

133. *Ardaens R., Colin J.-P., et Kozur H.* Sur la présence de Scythien supérieur fossilifère dans la chaîne de Vardoussia (grece continental). — Consequences paléogeographique. C. r. Soc. géol. France, 1979, fasc. 3, p. 132-135.

134. *Assereto R.* et al. The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). — Mem. Can. Soc. Petrol. Geol., 1973, v. 2, p. 176-199.

135. *Baltuck M.* Provenance and distribution of Tethyan pelagic and hemipelagic siliceous sediments, Pindos Mountains, Greece. Sediment. Geol., 1982, v. 31, N 1, p. 63-88.

136. *Bertelsen F* Lithostratigraphy and depositional history of the Danish Triassic. — Geol. Surv. Denmark, 1980, Ser B., N 4.

137. *Biju-Duval B., Bizon G., Bizon J. J* Données nouvelles et problémes concernant le Néogene méditerranéen a terre et en mer. Rapp. et proc-verb. réun. Commis. int. explor. sci. Mer. mediterr Monaco, 1976, v. 23, N 4a, p. 137-139.

138. *Boccaletti M.* et al. Late Cretaceous high-potassium volcanism in eastern Srednogorie, Bulgaria. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, v. 89, N 3, p. 439-447.

139. *Bonneau M., Angelier J., Epting M.* Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France en Créte. - Bull. Soc. géol. France, 1977, (7), t. XIX, N 1, p. 87-102.

140. *Boulouard Ch., Viallard P.* Réduction ou lacune du Trias inférieure sur la bordure méditerranéenne de la Chaîne Ibérique: arguments palynologiques. - C. r. Acad. Sci., Paris, 1982, t. 295, N 9, p. 803-808.

141. *Broglio L. C., Masetti D., Neri C.* La formazione di Werfen (Scifico) delle Dolomiti occidentali: sedimentologia e biostratigrafia. - Riv. ital. paleontol. e stratigr., 1982. v. 88, N 4, p. 501-598.

142. *Budowa* geologiczna Niecki Szezecinskiej i bloku Gorzowa. - Prace Inst. geol., XCVI, Warszawa, Wydaw. Geol., 1979, 180 s.

143. *Cadet J. P.* Essai sur l'évolution Alpine d'une paléomarge continentale. Bull. Soc. géol. France, 1978, v. 57, N 133, p. 1-92.

144. *Capoa B.* Halobia zones in the pelagic Late Triassic sequences of the Central Mediterranean area (Greece, Yugoslavia, Southern Apennines, Sicily). — Bol. Soc. paleontol. ital., 1985, v. 23, N 1, p. 91-102.

145. *Cavelier C. et Pomerol Ch.* Chronologie et interprétation des événements tectonique cénozoïques dans le Bassin de Paris. - Bull. Soc. géol. France, 1979 (7) t. XXI, N 1, p. 33-48.

146. *Channell J. E. T., D'Argenio B., Horváth* F. Adria, the African Promontory in Mesozoic Mediterranean Palaeogeography. — Earth Sci. Revs., 1979, v 15. N 3, p 213-292.

147 *Channell J. E T., Catalano R., D'Argenio B.* Palaeomagnetism and deformation of the Mesozoic continental margin in Sicily. — Tectonophysics, 1980, v. 61, N 4, p. 391-407.

148. *Ciliberto B. M., Pirino R. C., Pugliese N* La piattaforma Carbonatica al passagio Cretacico-Terziario nell'area di duino (carso triestino). - Geol. rom., 1982, v. 21, p. 849-857.

149. *Czerminski J., Pajchlowa M.* Atlas litologiczno-palaeogeographyczny obzarow platformowych Polski. Czesc II, Mezozoik (Bez Kredy gornej). Warszawa, Wydaw. Geol., 1975.

150. *Dadles R.* Stan litostratygrafii epikontynentalnej dolnej jury w Polsce i propozycje jej usystematyzowania. - Kwartalnik Geol., 1978, t. 22, N 4, s. 773-789.

151. *D'Argenio B., Alvares W.* Stratigraphic evidence for crustal thickness changes on the southern Tethyan margin during the Alpine cycle. - Bull. Geol. Soc. Amer., Pt. I, 1980, v. 91, N 12, p. 681-689.

152. *Dercourt J., Zonenshain L.* et al. Atlas Présentation de 9 cartes paléogéographique au 1/20000000-e s'etendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. - Bull. Soc. géol. France, 1985, v. 1, N 5, 10 cart.

153. *Desprairies A., Vergely P.*. Le sillon mésohellenique et la Zone pélagonionne. - Bull. Soc. geol. France, 1977, v. 19.

154. *Dingle R. V., Scrutton R. A.* Sedimentary succession and tectonic history of a marginal plateau (Goban spur, southwest of Ireland). — Mar. Geol., 1979, v. 33, N 1, p. 45-69.

155. *Dudich E., Kopek G.* Outlines of the Eocene Paleogeography of the Bakony Mountains (Transdanubia, Hungary). — Bull. hung. Geol. Soc., 1980, v. 110, p. 417-431.

156. *Eldholm O., Talwani M.* Sediment distribution and structural framework of the Barents Sea. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 88, N 9, p. 1015-1029.

157. *Elias* M. Facies and paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. Geologie. — Sb. geol. ved., 1981, v. 35, s. 123-137.

158. *Evans D., Wilkinson G. C., Craig D. L.* The Tertiary sediments of the Canna Basin, Sea of the Hebrides. - Scott. J. geol., 1979, v. 15, N 4, p. 329-332.

159. *Fall H. G., Gibb F. G. F., Kanaris-Soliriou R.* Jurassic volcanic rocks of the northern North Sea. - J. Geol. Soc., 1982, v. 139, N 4, p. 277-292.

160. *Fantoni R., Lovati I., Rossi P. M.* La successione Oligocenica tra ovada e cassinelle (Alessandria) evoluzione paleogeografica ed implicazioni strutturali. - Riv. ital. paleontol. e stratigr., 1983, v. 88, N 2, p. 251-270.

161. *Furrer U., Septfontaine M.* Nouvelles données, biostratigraphique (à l'aide des Foraminifères) dans le Dogger à faciès brianconnais des Préalpes médianes romandes (Suisse). - Eclog. geol. helv., 1977, v. 70, N 3, p. 717-737.

162. *Fürsich F. T., Wendt J.* Biostratinomy and palaeoecology of the Cassian Formation (Triassic) of the Southern Alps. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1977, v. 22, N 6, p. 257-323.

163. *Gaal L.* Stratigrafia a faciálne vzt'ahy triasovych vapencov silickéno prikrovu v Driencanskom krase. - Geol. pr. Spr., 1982, v. 77, s. 29-49.

164. *Gaal L., Mello J.* Nove udaje o stratigrafii triasovych vapencov západnej casti silickeno prikrovu a ich odraz v tektonickej stravle. - Miner. slovaca, 1983, t. 15, N 4, s. 303-330.

165. *Gajewska I.* Stratygrafia i rozwoj kajpru w Polnochno-Zahodnoj Polsce. — Pr. Inst. geol., 1978, t. 87, s. 25-55.

166. *Gall J.-C., Durand M., Muller E.* Le Trias de part et d'autre du Rhin. Correlations entre les marges et le centre du bassin germanique. Bull. Bur rech. geol. et minieres (deuxième série), sect IV, N 3, 1977, p. 193-204.

167 *Gandin A.* et al. Some examples of the Middle Triassic Marine Transgression in South-Western Mediterranean Europe. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, H. 3, s. 881-894.

168. *Garcia Hernandez M.* et al. Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera. — Geol. en mijnbouw, 1980, v 54, N 11, p. 155-168.

169. *Garzanti E.* The sandstone memory of the evolution of a Triassic volcanic arc in the Southern Alps, Italy. — Sedimentology, 1985, v. 32, N 3, p. 423-433.

170. *Geological* Atlas of Apline Europe and adjoining Alpine Areas. Ed. M. Lemoine Elsevier, Am-m—N. Y.—L., 1978.

171. *Hamor G.* Paleogeographic reconstruction of Neogene plate movements in the Paratethian realm. — Acta geol. hung., 1984, v. 27, N 1, p. 5-21

172. *Hatleberg E. W.* , *Clark D. L.* Lower Triassic conodonts and biofacies interpretations: Nepal and Svalbard. — Geol. and Palaeont., 1984, v. 18. p. 101-125.

173. *Herak M., Scavxicar B.* et al. The Lower Triassic of Muc-Proposal for a standard section of the European Upper Scythian. In: Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. - Schriftenreihe. Erdwiss. Komiss. Österr. Akad. Wiss, 1983, Bd. 5, S. 93-106.

174. *Hovorka D.* et al. The Mesozoic ophiolites of the Western Carpathians. — Krystalinikum, 1984, v. 17, p. 143-157

175. *Ixer R. A., Turner P., Waugh B.* Authigenic iron and titanium oxides in Triassic red beds. (St. Bees Sandstone), Cumbria, Northern England. - Geol. J., 1979, v. 14, Pt. 2, p. 179-192.

176. *Jadoul F., Nicora A.* L'assetto stratigrafico-paleogeografico del Trias medio-superiore della val D'Aupa (Carnia orientale). - Riv. ital. paleontol. e stratigr., 1979, v. 85, N 1, p. 1-30.

177. *Kauffman G.* Perm und Trias im östlichen Mittelgriechenland and auf einigen ägäischen Inseln. Z. Dtsch. Geol. Ges., 1976, v. 127, S. 387-398.

178. *Kazmin V. G.* et al Volcanic belts as markers of Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia. - Tectonophysics, 1986, v 123, N 1-4, p. 123-152.

179. *Kent P. E.* Review of North Sea Basin development. — J. Geol. Soc., 1975, v. 131, N 3, p. 434-468.

180. *Kristan-Tollmann E. von, Tollmann A* Die Entwicklung der Tethystrias und Herkunft ihrer Fauna. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, N 3, S. 987-1019.

181. *Lagny Ph.* Emersions, Karstification et sedimentation continentale dans la region Seppada. - Sci. de la Terre, 1974, t. XIX, N 3, p. 200-211.

182. *Lucido G., Nuccio P. M., Valenza M., Giunta G.* Magmatism in the Sicano basin (Sicily) related to meso-cenozoic tectonics of the north-african paleomargin. Miner. Acta, 1978, v. 22, p. 55-69.

183. *Mader D.* Aeolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Westeifel. - Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Abh., 1980, v. 160, N 1, S. 1-41.

184. *Mader D.* Charakteristische fossilien des mitteleuropäischen Buntsandsteins. — Naturwissenschaften, 1984, Bd. 71, N 2, S. 69-78.

185. *Mader D., Teyssen Th.* Palaeoenvironmental interpretation of fluvial red beds by statistical analysis of palaeocurrent data: examples from the buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel and Bavaria in the German basin (Middle Europe). — Sediment. Geol., 1985, v. 41, N 1, p. 1-74.

186. *Mahel M* Typy kôry a geosynclinala, význam modelu v syntéze stavby Západných Karpât. — V sb.: Zemska kôra, Bratislava, 1984, s. 9-18.

187. *Manetti P., Peccerillo A., Poli G.* Rare earth element distribution in jurassic siliceous rocks from northern Apennines (Italy). - Miner et petrogr. acta, 1979, v. 23, N 1, p. 87-98.

188. *Megard-Galli Y., Baud A.* Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: donnees nouvelles et correlations stratigraphiques. - Bull. Bur. rech. géol. et minieres (deuxième serie), sect. IV, 1977, N 3, p. 233-250.

189. *Mussett A E.* Time and duration of Tertiary igneous activity of Rhum and adjacent areas. — Scot. J. Geol., 1984, v. 20, N 3, p. 273-279.

190. *Neue* Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. Ed. H. Zapfe. — Springer-Werlag, Wien—N. Y., 1983, 287 S.

191 *Orlowska-Zwolinska T.* Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of Western Poland. — Acta Palaeontologica Polonica, 1984, v. 29, N 3-4, p. 161-194.

192. *Ortlam D.* Die Randfiaries des Buntsandsteins im Schwarzwald dargestellt auf der Basis paläopedologicher korrelierungen. — Z. Dtsch. geol. Ges., 1969, Bd. 121, S. 99-103.

193. *Pamic J. J.* Triassic magmatism of the Dinarides in Yugoslavia. - Tectonophysics, 1984, v. 109, N 2, p. 273-307

194. *Pomoni-Papaioannou F., Tsaila-Monopolis S.* Petrographical sedimentological and micropaleontological studies of an evaporite outcrop, West of the Ziros Lake (Epirus-Greece). — Riv. ital. paleontol. e stratigr., 1983, v 88, N 3, p. 387-399.

195. *Poole E. G.* The Triassic-Jurassic boundary in Great Britain. - Geol. Mag., 1979, v. 116, N 4, p. 303-311

196. *Rainer S.* Paläogeographie, Stratigraphie und Palaöekologie des Oligozäns in Nordwesteuropaischen Tertiarbecken. — Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg i Br., 1984, Bd. 74, S. 127—141

197 *Ramovs A.* The permian-triassic boundary in Yugoslavia. Rud. metal. Zb., 1982, v. 29, N 1, p. 29-31

198. *Rocci G* (Ed). Tethyan ophiolites. Ofioliti special issues. V. 1-2, 1980.

199. *Rossi D.* Formazione di Werfen. In: Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, folio 11. - M. Marmalada, 1969, Serv. geol. d'Italia.

200. *Salaj J.* Mesozoic palaeogeographic development in the north western part of the West Carpathians of Slovakia. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1982, v. 39, p. 203-229.

201 *Sandulescu M.* Essai de synthese structurale des Carpathes. - Bull. Soc. geol. France, 1975 (7), v. 17, N 3, p. 299-340.

202. *Scavnicar B., Susnjara A.* The geologic column of the Lower Triassic of Muc (Southern Croatia). - Acta geol. (SFRY), 1983, v. 13, N 1, p. 1-25.

203. *Schönlaub H. P., Scharbert S. M.* The Early History of the Eastern Alps. - Z. Dtsch. geol. Ges., 1978, Bd. 129, S. 473-484.

204. *Schröder B.* von Entwicklung des Sedimentbeckens und Stratigraphie der klassischen Germanischen Trias. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, H. 3, S. 783-794.

205. *Sengör A. M. C., Yilmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. — Tectonophysics, 1981, v. 75, N 1, p. 181-241.

206. *Shaw H. F.* Mineralogy and petrology of the argillaceous sedimentary rocks of the U. K. Quart. J. Eng. Geol., 1981, v. 14, p. 277-290.

207. *Synthese* géologique du sud-est de la France. v. 1. Stratigraphie et paleogeographie. Memoire Bull. Bur rech. geol. et minieres. Atlas Memoire du BRGM, 1984, N 126, n. 125, 590 p.

208. *Synthese* paléogéographique du Jurassique Francais. Eds., R Enay et al. — Univ Claude Bernard: Lab. Geol. Lyon, 1980, 210 p.

209. *Szyperko-Sliwczynska A.* Trias dolny. In: Polnocno-Wschodnej Polsce. — Pr. Instytutu geologicznego. Warczawa, 1979, t. 41, s. 5-30.

210. *Szyperko-Teller A.* Litostratigrafia pstrego piaskowca na Pomorzu Zachodnim. — Kwartalnik Geologiczny, 1982, t. 26, N 2, p. 341-368.

211. *Trifonova E.* The foraminifera zones and subzones of the Triassic in Bulgaria. I. Scythian and Anisian. - Geol. Balcanica, 1978, v. 8, N 3, p. 85-104.

212. *Urlichs M., Mundlos S.* Immigration of Cephalopods into the Germanic muschelkalk basin and its influence of their suture line. - Lect. Notes Earth Sci., 1985, N 1, p. 221-236.

213. *Velic I., Sokac B.* Novi nalazi naslaga donjeg i spednjeg trijasa u Zapadnom Kordunu (Sredisnja Hrvatska) - Geol. vjesnik, 1982, v. 35, s. 47-57.

214. *Visscher H., Krystyn L.* Aspects of Late Triassic palynology. 4. A palynological assemblage from ammonoid-controlled Late Karnian (Tuvalian) sediments of Sicily. - Rev. Palaeobot. and Palynol., 1978, v. 26, p. 93-112.

215. *Weissert H., McKenzie J., Hochuli P.* Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean. - Geology, 1979, v. 7, N 3, p. 147-151.

216. *Winterer E., Bosellini A.* Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, v. 87, N 3, p. 394-421.

217. *Ziegler P. A.* Geological Atlas of Western and Central Europe. - 1982, Elsevier, Am-m, 130 p.

АЗИЯ

218. *Аллахвердиев Г. И., Исмет А.* Новые данные по стратиграфии и палеотектонике нижнего мела Мирдакертского прогиба (Малый Кавказ) — Докл. АН Аз. ССР, 1979, вып. 35, № 5, с. 67—71.

219. *Атлас* литолого-палеогеографических карт юрского и мелового периодов Западно-Сибирской равнины. - Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ, вып. 93, 1976.

220. *Белый В. Ф.* Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Т 1 — М., Наука, 1977, 172 с., Т 2, 1978, 213 с.

221. *Бочкарев В. С., Ясович Г. С.* Структурно-фациальные особенности триас-юрских толщ Колтогорско-Уренгойского желоба. — Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ, 1983, № 190, с. 53-60.

222. *Варнавский В. Г.* Корреляция геологических событий на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона. — М., Наука, 1985, 145 с.

223. *Волохин Ю. Г.* Кремиевые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. — Владивосток, 1985, 200 с.

224. *Воскресенский И. А.* О триасовых отложениях Соляного кряжа. В кн.: Геология и полезные ископаемые стран Азии, Африки и Латинской Амернки. М., вып. 1, 1976, с. 37-48.

225. *Воскресенский И. А., Кравченко К. Н., Мовшович Э. Б., Соколов Б. А.* Очерк геологии Пакистана. — М., Недра, 1971, 168 с.

226. *Гатинский Ю. Г.* Юрско-меловой этап юго-восточной части Азиатского континента. - Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка, 1979, № 4, с. 31-45.

227. *Гатинский Ю. Г.* Латеральный структурно-формационный анализ. — М., Недра, 1986, 196 с.

228. *Геология* и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. — НИЛЗарубежгеология, Л., Недра, 1969, вып. 18, 215 с.

229. *Геофизические* исследования Тихоокеанских активных окраин. — Владивосток, 1983, 183 с.

230. *Гусев Г. С., Петров А. Ф., Фрадкин Г. С. и др.* Структура и эволюция земной коры Якутии. - М., Наука, 1985, 248 с.

231. *Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М.* Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. — Тр. Ин-та геол. и геофизики. Сиб. отд. АН СССР, 1979, № 447, 241 с.

232. *Девяткин Е. В.* Кайнозой Внутренней Азии (стратиграфия, геоморфология, корреляция) — М., Наука, 1978, 123 с.

233. *Зинкевич В. П.* Орогенные структуры северной части Корякско-Камчатской области и их роль в формировании континентальной земной коры. — Геотектоника, 1978, № 2, с. 83-95.

234. *Зоненшайн Л. П., Кипарисова Л. Д., Окунева Т. М.* Первая находка триасовых отложений в Монголии. - Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 1, с. 167-170.

235. *Кириллова Г. Л., Турбин М. Т* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. — М., Наука, 1979, 116 с.

236. *Коростелев В. И* Геология и тектоника Южного Верхоянья. Новосибирск, Наука, 1982, 173 с.

237 *Красный Л. И., Шило Н. А., Косыгин Ю. А., Пущаровский Ю. М. и др.* Геологическое строение Востока СССР и окраинных морей. В кн.: Геология Советского Союза. 27-й МГК. Докл. т. 1, М., Наука, 1984, с. 93-101

238. *Кундышев А. С., Верховская Н. Б.* К вопросу о кайнозойском вулканизме Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Докл. АН СССР, 1984. т. 279, № 3, с. 706- 708.

239. *Мавнев Н. И* Петрохимические особенности верхнепалеозойско-триасовых вулканогенных образований юга Туранской плиты. — Изв. АН Туркм.ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1983, № 3, с. 75-82.

240. *Мазарович А. О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. - Тр. ГИН АН СССР, вып. 392, М., Наука, 1985, 101 с.

241. *Маринов Н. А.* Геологические исследования Монгольской народной республики. - М., Недра, 1967, 843 с.

242. *Мезозойская* тектоника и магматизм Восточной Азии. — М., Наука, 1983, 232 с.

243. *Меннер В. В., Гладенков Ю. Б.* Проблемы неогена Дальнего Востока и 1-ый международный конгресс по стратиграфии тихоокеанского неогена. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1977, № 4, с. 9-17.

244. *Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И.* Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). - М., Наука, 1973, 130 с.

245. *Основные* типы разрезов мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской равнины. — Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ, вып. 121, 1977, 170 с.

246. *Палеонтология* и биостратиграфия Корякского нагорья. Ред. В. Ф. Белый. Магадан, 1974, 179 с.

247 *Парфёнов Л. М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид северо-востока Азии. - Новосибирск, Наука, 1984, 190 с.

248. *Пыжьянов И. В., Сонин И. И.* Основные черты стратиграфии верхнего палеозоя и нижнего мезозоя Афганистана. Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка, 1977, № 12, с. 30-39.

249. *Региональная* стратиграфия Китая. Ред. Д. С. Соколов. — М., Изд-во иностр. лит., 1960, 657 с., 1963, 273 с.

250. *Рельеф* и вулканизм Курильской островодужной системы. — Владивосток, 1982, 240 с.

251. *Селиверстов В. А., Гречин В. И.* Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулканитов. В кн.: Осадкообразование и вулканизм в геосинклинальных бассейнах. М., Наука, 1979, с. 182-204.

252. *Серова М. Я.* Морской олигоцен в опорном разрезе палеогена Западного Сахалина. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1985, № 11, с. 86-89.

253. *Славин В. И.* Тектоника Афганистана. — М., Недра, 1976, 204 с.

254. *Стратиграфия* триасовых и юрских отложений нефтегазоносных бассейнов СССР. — Л:, Наука, 1982, 250 с.

255. *Тимофеев П. П.* Геология и фации юрской угленосной формации Южной Сибири. — М., Наука, 1969, 459 с.

256. *Тужикова В. И* Миоспоры и стратиграфия опорных разрезов триаса Урала: нижний триас Урала: нижний триас, пограничная верхняя пермь. — Уральск. науч. центр АН СССР, 1985, 232 с.

257 *Шувалов В. Ф.* Юрские и нижнемеловые озерные отложения Восточной Гоби и распределение в них ископаемой фауны и флоры. В сб.: Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. Ред. Г. Г. Мартинсон. — Л. Наука, 1980, с. 38-47

258. *Abed A. M.* Lower Jurassic lateritic redbeds from Central Arabia. – Sediment. Geology, 1979, v. 24, N 4, p. 149-156.

259 *Achache J., Courtillot V.* Paleogeographic and tectonic evolution of Southern Tibet since Middle Cretaceous time: new paleomagnetic data and synthesis.. J. Geophys. Res., 1984, v. 89, B. 12, p. 10311-10339.

260. *Achache J., Courtillot V.* A'preliminary Upper Triassic paleomagnétic pole for the Khorat plateau (Thailand): consequences for the accretion of Indochina against Eurasia. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1985, v. 73, N 3, p. 147-157.

261. *Alavi M.* Tectonostratigraphic evolution of the Zagrosides of Iran. — Geology, 1980, v. 8, N 3, p. 144-149.

262. *Altiner D., Zaninetti L.* Le Trias dans la Région de Pinarbasi, Taurus oriental, Turquie: unités lithologiques, micropaléologie, Milieux de dépot. — Riv. Ital. paléontol. e stratigr., 1981, v. 86, N 4, p. 705-760.

263. *Amidi S. M., Emami M. H.* Alkaline Character of Eocene volcanism in the Middle Part of Central Iran and its Geodynamic Situation. — Geol. Rdsch., 1981 Bd. 73, H. 3, S. 917-933.

264. *Atlas* of the Palaeogeography of China. 1985, Beijing, 170 p.

265. *Bally A. W.* et al. Notes the Geology of Tibet and adjacent areas report of the American plate tectonics delegation to the People's Republic of China. — U. S. Dep. Interior Geol. Surv. Open-File Rept 80-501 Reston, V. A., 1980, 100 p.

266. *Barber A. J.* Interpretations of the tectonic evolution of Southwest Japan. — Proc. Geol. Assoc., L., 1982, v. 93, p. 131-145.

267. *Beadry D., Moore G. F.* Seismic stratigraphy and Cenozoic evolution of West Sumatra Forearc Basin. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1985, v. 69, N 5, p. 742-759.

268. *Berberian M., King G. C. P.* Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. — Can. J. Earth Sci., 1981, v. 18, N 2, p. 210-265.

269. *Besse J.* et al. Palaeomagnetic estimates of crustal shortening in the Himalayan thrusts and Zangbo suture. – Nature, 1984, v. 311, N 5987, p. 621-626.

270. *Biswas S. K.* Rift basins in Western Margin of India and their hydrocarbon prospects with special reference to Kutch Basin. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1982, v. 66, N 10, p. 1497-1513.

271 *Bizon G., Bizon J. J., Ricou L. E.* Étude stratigraphique et paléogéographique des Formations Tertiaires de la Région de Neyriz (Fars interne, Zagros Iranien) — Rew. Inst. fr. pétrole, 1972, v. 27, N 3, p. 369-405.

272. *Borsi S., Ferrara G., Innocenti F., Mazzuoli R.* Geochronology and petrology of recent volcanics in the Eastern Aegean Sea (West Anatolia and Lesvos Island). – Bull. Volcanol., 1972(1973), v. 36, N 3, p. 473-496.

273. *Boulin* et al. Découverte de Trias inférieur dans la série volcano-détritique de Doab, en Afghanistan. Bull. Soc. géol. France, 1979 (7), t. XXI, N 6, p. 709-714.

274. *Brinkmann R.* et al. Trias, Jura und Unterkreide der Halbinsel Karaburun (West-Anatolien). — Geol. et Paläontol., 1972, Bd. 6, p. 139-150.

275. *Brunnschweiler R. O.* On the Geology of the Indoburmian Ranges (Arakan Coast and Yoma, Chin Hills, Naga Hills). J. Geol. Soc., 1973, v. 129, N 5, 96 p.

276. *Chao Shing L.* The Banda Celebes--Sulu basin, a trapped piece of Cretaceous — Eocene oceanic crust? — Nature, 1986, v. 322, p. 51-54.

277. *Chengwei J., Ronghua X.* Les granitoides de la partie centrale de l'Himalaya et du Gangdise au Xizang (Tibet) méridional. Mission fr.-chin. Tibet 1980: Étude Géol. et Géophys. Groute terr. et manteau supér. Tibet et Himalaya, Paris, 1984, p. 289-308.

•278. *Choi D. R.* Late Permian-Early Triassic paleogeography of northern Japan: Did Pacific microplates accerete to Japan? — Geology, 1984, v. 12, N 12, p. 728-731.

279. *Choi H. I.* Sedimentation and evolution of Cretaceous Gyeongsanag Basin, southeastern Korea. — J. Geol. Soc., 1986, v. 143, N 1, p. 29-40.

280. *Chonglakmani Ch.* The Mesozoic marine faunas of Thailand and their paleogeoraphic implications. Boll. Soc. paleont. ital., 1982, v. 21, N 2-3, p. 255-266.

281 *Chotin P.* et al. La sédimentation associée à une structure décrochante majeure dans la partie centrale de L'Ile de Java (Indonésie). — Bull. Soc. géol. France, 1984, (7), t. 26, N 6, p. 1259-1268.

282. *Croock K. A. W.* The origin of west Pacific-type geosynclines by zonal spreading. — Tectonophysics, 1980, v. 63, N 3, p. 235-259.

283. *Cui Sh., Li J.* On the Indosinian movement of China's Peri-Pacific tectonic belt. — Acta geol. Sin., 1983, v. 57, N 1, p. 51-62.

284. *Davoudzadeh M., Schmidt K.* Zur Trias des Iran. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, H. 3, S. 1021-1039.

285. *Davoudzadeh M., Schmidt K.* Contribution to the paleogeography, stratigraphy and tectonics of the Cretaceous and Paleocene of Iran. Neues Jahrb. — Geol. and Paléontol. Abh., 1985, Bd. 161, H. 3, S. 284-306.

286. *Delaloye M., Desmons J.* Ophiolites and melange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications. — Tectonophysics, 1980, v. 68, N 9, p. 83-111.

287. *Divis A. F.* The Geology and Geochemistry of Philippine Porphyry Cooper Deposits. In: The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Pt. 2. Agu, Washington, 1983, p. 173-216.

288. *Druckman Y., Hirsch F., Weissbrod T.* The Triassic of the southern margin of the Tethys in the Levant and its correlation across the Jordan Rift Valley. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, H. 3, S. 919-936.

289. *Duarah R., Saikia M. M., Bhattacharjee C. C.* Occurrence of the ophiolitic complexes along the Indoburman orogenic belt. Ceol. Mag., 1983, v 120, N 2, p. 175-182.

290. *Dumont J. F.* et al. Le Trias des Taurides occidentales (Turquie) Définition du bassin pamphylien: Un nouveau domaine à ophiolithes à la marge externe de la Chaîne taurique. Z. Dtsch. géol. Ges., 1972, Bd. 123, S. 385-409.

291 *Escap* Atlas of Stratigraphy I. Stratigraphic correlation between sedimentary basins of Escap Region. V 5. Burma Indonesia. Malaysia. Philippines. Thailand. — Mineral Resourses development series, 44, UNESCO, UN. N. Y., 1978, 98 p.

292. *Fan J.* The main features of marine sedimentary facies in southern China. — Riv. ital. paleont. e stratigr., 1980, v. 85, N 3-4, p. 1125-1146.

293. *Fauconnier D.* Étude palynologique de trois sondages du Permo-Trias d'Arabie. — Géol. et minier., Résume de Quelq. Rech., RS. 990, Paris, 1980, p. 47

294. *Faure M., Cadet J.-P.* Regard sur la géologie de la Corée a partir du Japon. — C. r. Acad. Sci., 1985, sér. 2, t. 301, N 10, p. 727-730.

295. *Fourquin C.* L'Anatolie du Nord-Ouest marge méridionale du continent européen, histoire paléogéographique, tectonique et magmatique durant le Secondaire et Tertiaire. — Bull. Soc. géol. France, 1975, (7), v. 17, N 6, p. 1058-1070.

296. *Fuchs G.* The Geology of the Pin valley in Spiti, H. P India. — Jahrb. Geol. B.-A., 1982, Bd 124, H. 2, S. 325-359.

297 *Fürst M* Stratigraphie und Werdegang der östlichen Zagrosketten (Iran). — Erlang. Geolog. Abh., 1970, H. 80, 53 S.

298. *Gearley W. K.* Ophiolite obduction and geologic evolution of the Oman Mountains and adjacent areas. Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 88, N 8, p. 1183-1191.

299. *Geology* of the Taurus belt. Proceedings. Eds.: O. Tekeli and M. C. Göncuoglu — MTA Ankara, 1984, 342 p.

300. *Chose N. C* Composition and origin of Deccan basalts. — Lithos, 1976, v. 9, N 1, p. 65-73.

301 *Gindy A. R., Al-Jassim J. A., Al-Bassam K. S.* Petrography and petrochemistry of some Zagroside geosynclinal calcarenites from north-eastern Iraq. Sediment. Geol., 1985, v. 42, N 3-4, p. 279-304.

302. *Gupta V. J.* Triassic conodonts from Himalaya and their stratigraphic and paleobiogeographic implications. — Riv. ital. paleont. e stratigr., 1981, v. 87, N 1, p. 23-40.

303. *Guvenc T.* Stratigraphy and paleogeography of Permian and Triassic of Tethys. — Yearbilimleri, 1981, v. 7, p. 27-42.

304. *Hahn L.* The Triassic in Thailand. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, H. 3, S. 1041-1056.

305. *Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian region. — U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., 1979, N 1078, 345 p.

306. *Helmcke D.* The Permo-Triassic «Paleotethys» in mainland Southeast Asia and adjacent parts of China. — Geol. Rdsch., 1985, Bd. 74, H. 2, p. 215-228.

307. *Helmcke D., Lindenberg H.-G.* New data on the «Indosinian» orogeny from Central Thailand. — Ceol. Rdsch., 1983, Bd. 72, H. 1, S. 317-328.

308. *Holloway N. H.* North Palawan Block, Philippines — its relation to Asian Mainland and role in evolution of South China Sea. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1982, v. 66, N 9, p. 1355-1383.

309. *Iijima A., Kakuwa Y., Yamazaki K., Yanagimoto Y.* Shallow sea, organic origin of the Triassic bedded chert in Central Japan. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, 1978, v. 19, N 5.

310. *Imoto N.* Late Paleozoic and Mesozoic Chert in the Tamba Belt, Southwest Japan. — Bull. Kyoto Univ. Education, 1984, ser B, N 65, p. 15-41

311. *Jiasong F.* The main features of marine Triassic sedimentary facies in Southern China. — Riv ital. paleontol. e stratigr., 1980, v. 85, N 3-4, p. 1125-1146.

312. *Karig D. E* Temporal relationships between Back Arc Basin formation and Arc Volcanism with Special Reference to the Philippine Sea. In.: The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian Seas and Islands: Pt. 2. Ed. D. E. Hayes. — Geophys. Monograph 27, 1983, p. 318-325.

313. *Kase T* Stratigraphy of the Mesozoic formations in the Hashiura area, Southern Kitakami Mountainland, northern Japan. — J. Geol. Soc Japan, 1979, v. 85, N 3, p. 111-122.

314. *Kawabe J., Sugusaki R., Tanaka T* Petrochemistry and tectonic settings of Paleozoic Early Mesozoic Geosynclinal volcanics in the Japanese Islands. — J. Geol. Soc. Japan, 1979, v. 85, N 6, p. 339-354.

315. *Kimura T., Yoshida S., Toyonara F* Paleogeography and Earth movements of Japan in the Late Permian to Early Jurassic Sambosan stage. — J. Fac Sci., Univ Tokyo, 1975, sec. II, v. 19, N 2, p. 149-177

316. *Kureshy A.* The oligocene foraminiferal biostratigraphy of Pakistan. — Riv. ital. paleontol. e stratigr., 1984, v 89, N 3, p. 395-406.

317. *Li Tingdong.* The development of the geological structures in China. — GeoJournal, 1980, v. 4, N 6, p. 487-497.

318. *Li Zi-Shun.* The stratigraphic regionalization of the Triassic in China. Riv ital. paleontol. e stratigr., 1980, v. 85, N 3-4, p. 1147-1156.

319. *Liu R., Sun J., Chen W.* Cenozoic bazalts in North China--tneir distribution, geochemical characteristics and tectonic implications. — Geochemistry, 1983, v 2, N 1, p. 17-33.

320. *Luttig G., Steffens P.* Explanatory notes for the Paleogeographic Atlas of Turkey from Oligocene to the Pleistocene. — Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe, 1976, Hannover, S. 1-64.

321 *Malusky H., Proust F., Xuchang X* Âge du magmatisme calco-alcalin trans-himalayen du Tibet méridional, premiers résultats obtenus par méthod Ar^{39}-Ar^{40}. Mission fr.-chin. Tibet 1980: Étude géol. et géophys. Croûte terr et manteau super Tibet et Himalaya, Paris, 1984, p. 335-339.

322. *Marcoux J.* «Alpine type» Triassic of the Upper Antalya Nappe (Western Taurids-Turkey) Schriftenreihe Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., 1974, Bd. 2, p. 43-51

323. *Matsuda T., Nakamura K., Sugimura A.* Late Cenozoic orogeny in Japan. —, Tectonophysics, 1967, v. 4, N 4-6, p. 349-366.

324. *Matsuoka A.* Middle Jurassic Keto formation on the southern part of the Middle Chichibu Terrane in the Sakawa area, Kochi Prefecture, Southwest Japan. — J. Geol. Soc. Japan, 1985, v. 91, N 6, p. 411-420.

325. *Meijer A.* et al. Chronology of Volcanic Events in the Eastern Phillipine Sea. In: The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Pt. 2. Ed. D. E. Hayes. — Geophysical Monograph 27, 1983, p. 349-359.

326. *Montenat Ch., Vachard D.* Le Trias des Montagnes Centrales et autres regions d'Afghanistan. — Eclog. geol. helv., 1980, v. 73, N 3, p. 697-725.

327. *Nguyen Xuan Tung, Do Hoa Lan.* Оловоносные граниты Вьетнама. — 27 МГК, тез., т. 4, М., 1984, с. 405.

328. *Nishimura Y., Nakamura E., Hara I.* K-Ar ages of Sangun metamorphic rocks in Yamaguchi Prefecture and their geologic significance. — J. Jap. Assoc. Miner. Petrol. Econ. geol., 1983, v. 78, p. 11-20.

329. *Nottvedt A.* Askeladden Delta Sequence (Palaeocene) on Spitsbergen — sedimentation and controls on delta formation. — Polar Res., 1985, v. 3, N 1, p. 21—48.

330. *Raju A. T. R.* Geological evolution of Assam and Cambay Tertiary Basins of India. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1968, v. 52, N 12, p. 2422-2437.

331. *Raju R. D., Negi B. S.* Petrography and tectonic setting of the Andaman ophiolite suite with a note on its evolution. — J. Geol. Soc. India, 1984, v. 25, N 10, p. 655-665.

332. *Retallack G. J* Reconstructing Triassic vegetation of eastern Australasia: new approach for the Biostratigraphy of Gondwanaland. — Alcheringa, 1977, v. 1, N 3/4, p. 247-278.

333. *Riou R.* Petrography and geochemistry of the Eocene alkaline lavas of the northern Azerbaijan (Iran) Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Mh., 1979, v. 9, N 5, p. 532-559.

334. *Robertson A. H. F., Woodcock N. H.* Alakir Cay Group, Antalya Complex S. W Turkey: A deformed mesozoic carbonate margin. Sediment. Geol., 1981, v. 30, N 1-2, p. 95-131.

335. *Robertson A. H. F., Woodcock N. H.* Cüdene zone, Antalya Complex: volcanism and sedimentation along a Mesozoic continental margin, S. W. Turkey. — Geol. Rdsch., 1981, Bd. 79, H. 3, S. 1177-1214.

336. *Rock N. M. S.* et al. Permian to recent volcanism in Northern Sumatra, Indonesia: a Preliminary Study of its distribution chemistry and peculiarities. — Bull. Volcanol., 1982, v. 45, N 2, p. 127-152.

337. *Roychoudhury S. C., Deshpande S. V.* Regional distribution of carbonate facies, Bombay offshore region, India. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1982, v. 66, N 10, p 1483-1496.

338. *Sahni A., Kumar V* Palaeogene palaeobiogeography of the Indian subcontinent. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1974, v. 15, N 2, p. 209-226.

339. *Searle M. P.* Stratigraphy, structure and evolution of the Tibetan-Tethys zone in Zanskar and the Indus suture zone in Ladakh Himalaya. — Transections of the Royal Society of Edinburg: Earth Sci., 1982, v. 73, N 4, p. 205-219.

340. *Searle M. P.* et al. Volcanic rocks beneath the Semail Ophiolite nappe in the northern Oman mountains and their significance in the Mesozoic evolution of Tethys. — J. Geol. Soc., 1980, v. 137, N 5, p. 589-604.

341. *Sen D. P., Sinha T. C.* Triassic aeolian sedimentation in the Auranga Gondwana Basin, Bihar, India. — Sediment. geol., 1985, v. 43, N 3, p. 277-300.

342. *Seiudehnia A.* The Mesozoic sequence in south-west Iran and adjacent areas. — J. Petrol. geol., 1978, v. 1, N 1, p. 3-42.

343. *Sharief F. A.* Lithofacies distribution of the Permian-Triassic rocks in the Middle East. J. Petrol. Geol., 1982, v. 4, N 3, p. 299-310.

344. *Sheng J.-zh.* et al. Permian-Triassic boundary in middle and eastern Tethys. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., 1984, ser 4, v. 21, N 1, p. 133-181.

345. *Shimizu D., Imoto N., Musashino M.* Permian and Triassic sedimentary history of the Honshu geosyncline in the Tamba belt, southwest Japan. — Geodyn. West. Pacif. Proc. Int. Conf., Tokyo, 1979, p. 337-344.

346. *Shu O.* Upper Permian and Lower Triassic palynomorphs from eastern Yunnan China. Can. J. Earth Sci., 1982, v. 19, N 3, p. 68-80.

347. *Smith A. J.* The Neogene to Recent geology of Japan and its surrounding seas. — Proc. Geol. Assoc. Jap., 1982, v. 9, pt. 3, p. 161-179.

348. *Stauffer P. H.* Unraveling the mosaic of Paleozoic crustal. blocks in Southeast Asia. — Geol. Rdsch., 1983, Bd. 72, H. 3, S. 1061-1080.

349. *Stöklin J.* Stratigraphic Lexicon of Iran. Pt. I. Central, North and East Iran. — Geol. Surv. Iran, Rep., 1971, N 18, 338 p.

350. *Stoneley R.* The geology of the Kuh-e-Dalneshin of Southern Iran, and its bearing on the evolution of Southern Tethys. — J. Geol. Soc. L., 1981, v. 138, p. 509-526.

351. *Sugisaki R., Yamamoto K., Adachi M.* Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic. — Nature, 1982, v. 288, N 5875, p. 644-647.

352. *Swarbrick R. E., Robertson A. H. F.* Revised stratigraphy of the Mesozoic rocks of Southern Cyprus. — Geol. Mag., 1980, v. 117, N 6, p. 547-563.

353. *Takizawa F.* Jurassic sedimentation in the South Kitakami Belt, Northeast Japan. — Bull. Geol. Surv. Japan, 1985, v. 36, N 5, p. 203-320.

354. *Tapponnier P., Molnar P.* Active faulting and tectonics in China. — J. Geophys. Res., 1977, v. 82, N 20, p. 2905-2930.

355. *Taraz H., Golshani F., Nakazawa* et al. The Permian and the Lower Triassic systems in Abadeh Region, Central Iran. — Mem. Fac. Sci Kyoto Univ., Ser. geol. and min., 1981, v. 47, N 2, p. 61-133.

356. *Taylor B., Hayes D. E.* Origin and History of the South China Sea Basin. In: The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Azian Seas and Islands. Pt. 2, Ed D. E. Hayes, 1983, W. D. C., p. 23-56.

357 *Tehrani-Khosrow Kh.* Le maestrichtien et le paléocène dans la partie médiane de l'Iran central (région comprise entre Naïn, Djandagh et sud de Yazd) — Rev. Micropaléontologie, 1978, v. 21, N 1, p. 39-48.

358. *Tippit P. R., Pessagno E. A. J., Smeving J. D.* The biostratigraphy of sediment in the volcanic unit of the Samail ophiolite. — J. Geophys. Res., 1981, v. 86, p. 2756-2762.

359. *Tong X.* Doubts about the validity of Paleogene transgression in eastern China. — Дейчжи луньпин. Geol. Rev., 1985, v. 34, N 3, p. 261-267

360. *Wang Y.-G., Sun D.-L.* A survey of the Jurassic system of China. — Can. J. Earth Sci., 1983, v. 20, p. 1646-1656.

361 *Wang Y.-G., Sun D.-L.* The Triassic and Jurassic paleogeography and evolution of the Qinghai Xizang (Tibet) Plateau. — Can. Earth Sci., 1985, v. 22, N 2, p. 195-204.

362. *Wang Z.* Palaeovegetation and plate tectonics: palaeophytogeography of North China during Permian and Triassic times. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecot., 1985, v. 49, N 4-5, p. 25-45.

363. *Woodcock N. H., Robertson A. H. F.* Wrench and thrust tectonics along a Mesozoic-Cenozoic continental margin: Antalya Complex, SW Turkey. — J. Geol. Soc. L., 1982, v 139, p. 147-163.

364. *Xuezheng Zh.* Mesocenozoic volcanic rocks in East China and adjacent areas with relation to plate tectonics. — Tectonophysics, 1985, v. 112, N 1-4, p. 533-550.

365. *Yang J.* et al. Late Permian and Early Triassic continental strata and fossil assemblages in Northern China. — 27 МГК, тез. т. 1, М., 1984, с. 214-215.

366. *Zaninetti L., Danger Z.* Biostatigraphic integree et paléoécologie du Trias de la peninsule de Kocaeli (Turquie). — Eclog. geol. helv., 1978, v. 71, N 1, p. 85-104.

367. *Zeitler P. K.* et al. Unroofing history of a suture zone in the Himalaya of Pakistan by means of fission-track, annealing ages. — Earth and Planet. Sci. Lett., v. 57, N 2, p. 227-240.

368. *Zhang Lujin.* Споры и пыльца верхнего триаса центральной части. — Чжунго чушэнучжи, Palaeontol. sin., 1983, A167, N 8, p. 1-100.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

369. *Залепугин В. Н., Вийавийа Л. Д., Фонсека Е.* Некоторые проблемы палеовулканологии Кубы. В кн.: Обзорные вулканологические карты и металлогеническая специализация вулканических областей. 1985, Свердловск, Уральский научный центр, с. 68-76.

370. *Armstrong R. L., Ekren E. B., McKee E. H., Noble D. C.* Space-time relations of Cenozoic silicic volcanism in the Great Basin of the Western United States. — Amer. J. Sci., 1969, v. 267, p. 478-490.

371. *Azema J.* et al. Le Honduras (Amérique centrale nucléaire) et le bloc d'Oaxaca (Sud du Mexique): deux ensembles comparables du continent nord-américan séparés par le jeu décrochant senestre de failles du système Polochic-Motagua. — Géodyn. Caraïbes. Symp., Paris, 1985, v. 1, p. 427-438.

372. *Balkwill H. R.* Evolution of Sverdrup Basin, Arctic Canada. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, v. 62, N 6, p. 1004-1028.

373. *Bandy O. L., Casey R. E.* Reflector horizons and paleobathymetric history, Eastern Panama. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 9, p. 3081-3086.

374. *Bird P.* Laramide crustal thickening event in the Rocky Mountain foreland and Great Plains. — Tectonics, 1984, v. 3, N 7, p. 741-758.

375. *Blakey R. C.* Oil impregnated carbonate rocks of the Timpoweap member Moenkopi formation Hurricane cliffs area, Utah and Arizona. — Utah geol., v. 6, N 1, p. 45-54.

376. *Brito R. A.* Nuevos aspectos de la subdivision de la formation Cobre. — Contrib. geol. Cuba orient. Inst. geol. y paleontol., La Habana, 1983, p. 86-89.

377. *Chamberlain V. E., Lambert R. St. J.* Cordilleria, a newly defined Canadian microcontinent. — Nature, 1985, N 6013, p. 707-713.

378. *Clark D. L.* et al. Permian-Triassic sequence in northwest Utah. — Geology, 1977, v. 5, N 3, p. 655-658.

379. *Crouch J. K.* Northwest margin of California continental Borderland: Marine Geology and Tectonic Evolution. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, v. 65, N 2, p. 191-217.

380. *Crough S. Th.* Mesozoic hotspot epeirogeny in eastern North America. — Geology, 1981, v. 9, N 1, p. 2-6.

381. *Davids R. N.* A paleoecologic and paleobiogeographic study of Maestrichtian planctonic foraminifera (Ph. D. Thesis). — New Jersey, Rutgers Univ., 1960, 240 p.

382. *Detterman R. L.* et al. Post-Carboniferous stratigraphy, north-eastern Alaska. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1975, N 886, 46 p.

383. *Dietrich J. R., Dixon J., McNeil D. H.* Sequence analysis and nomenclature of Upper Cretaceous to Holocene strata in the Beaufort-Mackenzie Basin. — Pap. Geol. Surv, Can., 1985, Pt. A, Pap. 85-1, p. 613-628.

384. *Dixon J.* The Lower Cretaceous Atkinson Point formation (New name) on the Tuktoyaktuk peninsula, N. W. T.: a coastal fan-delta to marine sequence. — Bull. Can. Petrol. Geol., 1979, v. 27, N 2, p. 163-182.

385. *Drewes H.* The Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, v. 89, N 5, p. 641-657.

386. *Drummond J. M.* Evolution of Tertiary marine sedimentary basins in British Columbia. — Bull. Can. Petrol. Geol., 1978, v. 26, N 1, p. 33-56.

387. *Einch J. W., Abbott P. L.* Petrology of a Triassic marine section, Vizcaino Peninsula, Baja California sur, Mexico. — Sediment. Geol., 1977, v. 19, N 2, p. 253-273.

388. *Eisher M. A., Huene R. von.* Structure of Upper Cenozoic strata Beneath Kodiak shelf, Alaska. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, v. 64, N 7, p. 1014-1033.

389. *Elston W. E.* Subduction of young oceanic lithosphere and extensional orogeny in southwestern North America during mid-Tertiary time. — Tectonics, 1984, v. 3, N 2, p. 229-250.

390. *Fox K. F., Jr., Rinehart C. D., Engels J. C.* Plutonism and orogeny in North-Central Washington — Timing and Regional Context. — U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., N 989, 1977, 61 p.

391. *Furrazola B. G.* Nuevo esquema de correlacion estratigraphica de las principales formaciones geologicas de Cuba. — Miner. Cuba, 1978, v. 4, N 3, p. 36-52.

392. *Gabrielse H., Snyder W. S., Stewan J. H.* Sonoma orogeny and Permian to Triassic tectonism in western North America. — Geology, 1983, v. 11, N 8, p. 484-486.

393. *Garcia M. O.* Petrology of the Rogue and Galice Formations, Klamath Mountains, Oregon: Identification of a Jurassic Island arc Sequence. — J. Geol., 1979, v. 87, N 1, p. 29-42.

394. *Gastil R. G., Krummenacher D.* Reconnaissance geology of Coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 88, N 1, p. 189-198.

395. *Geology* of Greenland. Ed. T. Escher. — Copenhagen, 1976, 550 p.

396. *Grantz A., Eittreim S., Dinter D. A.* Geology and tectonic development of the continental margin north of Alaska. — Tectonophysics, 1979, v. 59, N 3, p. 263-291.

397. *Imlay R. W.* Early and middle Bajocian (Middle Jurassic) ammonites from Southern Alaska. — U. S. Geol. Surv. Profess. Pap. N 1322, 1984, 43 p.

398. *Ingersole R. V.* Evolution of the Late Cretaceous fore-arc basin, northern and central California. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1979, v. 90, N 4, p. 813-826.

399. *Jansa L. F.* Mesozoic carbonate platforms and banks of the Eastern North American Margin. — Mar. Geol., 1981, v. 81, p. 97-117.

400. *Jansa L. F., Bujak J. P., Williams G. L.* Upper Triassic salt deposits of the Western North Altantic. — Can. J. Earth Sci., 1980, v. 17, N 5, p. 547-559.

401. *Jones D. L., Silberling N. J., Hillhouse J.* Wrangellia — A displaced terrane in northwestern North America. — Can. J. Earth Sci., 1977, v. 14, N 5, p. 2565-2577.

402. *Jurassic-Cretaceous* biochronology and paleogeography of North America. Ed. G. E. G. Westermann. — Geol. Assos. Can. Spec. Pap. 27, 1984, 630 p.

403. *Keller S. W. M., Ferguson H. G.* Mesozoic stratigraphy of the Nowthone and Tonopan Quadrangle, Nevada. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, v. 59, N 8, p. 1573-1624.

404. *Kies R. P., Abbott P. L.* Rhyolite clast populations and tectonics in the California continental Borderland. — J. Sediment. Petrol., 1983, v. 53, N 2, p. 0461-0475.

405. *Kitchell J. A., Clark D. L.* Late Cretaceous-Paleogene palaeogeography and paleocirculation: evidence of North polar upwelling. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1982, v. 40, N 1-3, p. 135-165.

406. *Kleinspehn K. L.* Cretaceous sedimentation and tectonics, Tyaughton-Methow Basin, south—western British Columbia. — Can. J. Earth Sci., 1985, v. 22, N 2, p. 154-174.

407. *Kristan-Tollmann E., Tollmann A.* Tethys-Faunen-element in der Trias der USA. — Mitt. Österr. geol. Ges., 1983, Bd. 71, S. 213-272.

408. *Langtry T. M.* Carbonate bodies within the basal Swiyt formation (Jurassic) of northwestern North Dakota. — Rept. invest. N. D. Geol. Surv., 1983, N 81, p. 1-67.

409. *Larsen H. G.* Geological perspectives of the East Greenland continental margin. — Bull. Geol. Soc. Denm., 1980, v. 29, p. 77-101.

410. *Lewis M., Wittman Ch., Stevens C. H.* Lower Triassic marine sedimentary rocks in east-central California. — Spec. Stud. Utah Geol. and Miner. Surv., 1983, N 60, Guidbook, Pt. 2, p. 50-76.

411. *Mann P., Burke K.* Cenozoic rift formation in the northern Caribbean. — Geology, 1984, N 12, p. 732-736.

412. *Mathews W. H.* Cenozoic erosion and erosion surfaces of Eastern North America. — Amer. J. Sci., 1975, v. 275, p. 818-824.

413. *McHone J. G., Butler J. R.* Mesozoic igneous provinces of New England and the opening of the North Atlantic Ocean. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1984, v. 95, N 7, p. 757-765.

414. *McKee E. D.* et al. Paleotectonic Maps of the Triassic System. — Misc Rept. Geol. Surv. US, Inv. Map. I-300, 1959, 33 p.

415. *McWhae J. R. H., Elie R., Laughton K. C., Gunter P. R.* Stratigraphy and petroleum prospects of the Labrador shelf. — Bull. Can. Petrol. Geol., 1980, v. 28, N 4, p. 460-488.

416. *Mesozoic* Paleogeography of West-Central United States. Eds.: M. W. Reynolds, E. D. Dally. — Rocky Mountain Section, S. E. P. M. Denver Colo, 1983, 391 p.

417. *Miall A. D., Balkwill H. R., Hopkins W. S., Jr.* Cretaceous and Tertiary sediments of Eclipse trough, Bylot Island area, Arctic Canada and their regional setting. Pap. Geol. Surv. Can., 1980, Pap. 79-23, p. 1-20.

418. *Michaud F., Fourcade E., Gutierrez C. R.* Nouvelle données sur le Mesozoïque de la Bordure. Nord-East du Batholite du Chiapas (Sud-Est, du Mexique). — C. r. Acad. Sci., 1984, t. 299, ser II, N 10, p. 645-650.

419. *Monger J. W. H.* Structural evolution of the Southwestern intermontane belt, Aschcroft and Hope map areas, British Columbia. — Pap. Geol. Surv. Can., 1985, Pap. 85-1A, p. 349-358.

420. *Morton L. B.* Geology of the Mount Ellen Quadrangle, Henry Mountains, Garfield County, Utah. — Brig. Yoang Univ. Geol. Stud., 1984, v. 31, Pt. 1, p. 67-95.

421. *Mudie P. Y., Blasco S. M.* Lithostratigraphy of cesar cores. — Pap. Geol. Surv. Can., 1985, Pap. 84-22, p. 59-99.

422. *Mull C. G.* Cretaceous tectonics, depositional cycles, and the Nanushuk group, Brooks Range and Arctic Slope, Alaska. — Geol. Surv. Bull., 1985, N 1614, p. 7-36.

423. *Mullen E. D.* Petrologic character of Permian and Triassic greenstones from the Melange terrane of eastern Oregon and their implications for terrane origin. — Geology, 1985, v. 13, N 2, p. 131-134.

424. *Nadon G. C., Middleton G. V.* Tectonic control of Triassic sedimentation in southern New Brunswick: Local and regional implications. — Geology, 1984, v. 12, N 10, p. 619-622.

425. *Nokleberg W. J., Jones D. L., Silberling N. J.* Origin and tectonic evolution of the Maclaren and Wrangellia terranes, eastern Alaska Range, Alaska. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1985, v. 96, N 10, p. 1251-1270.

426. *Offshore* Geology of Eastern Canada. — V. 2. Regional Geology, Eds.: W. Van der Linden, J. Wade. — Pap. Geol. Surv. Can., 1975, Pap. 74-30, 258 p.

427. *Oldow J. S.* Structure and Luning allochton, etc — Bull. Geol. Soc. Amer., 1981, v. 92, N 3, p. 888-911.

428. *Parrish R. R.* Cenozoic thermal evolution and tectonics of the Coast Mountains of British Columbia. — 1. Fission track dating, apparent uplift rates and patterns of uplift. — Tectonics, 1983, v. 2, N 6, p. 601-631.

429. *Paull R. K., Paull R. A.* Revision of type Lower Triassic Dinwoody Formation, Wyoming, and designation of principal reference section. — Contrib. Geol., 1983, v. 22, N 2, p. 83-90.

430. *Picard M. D.* Subsurface stratigraphy and lithology of Green River formation in Uinta Basin, Utah. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1955, v. 39, N 1, p. 75-102.

431. *Plafker G., Hundson T.* Regional implications of Upper Triassic metavolcanic and metasedimentary rocks on the Chilkat Peninsula, southeastern Alaska. — Can. J. Earth Sci., 1980, v. 17, N 16, p. 671-689.

432. *Rangin C.* Contribution a l'etude geologique du systeme Cordilleran Mesozoique du nord-ouest du Mexique. — Mem. Soc. géol. France, 1986, n. s, mem. 148, 135 p.

433. *Rangin C., Steinberg M., Bonnot-Courtoia C.* Geochemistry of the Mesozoic bedded cherts of Central Baja California (Vizcaino-Cedras-San-Benito): implications or paleogeographic reconstruction of an old oceanic basin. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, v. 54, N 3, p. 313-322.

434. *Reed B. L., Lanphere M. A.* Alaska-Aleutian Range Batholith: geochronology, chemistry and relation to Circum-Pacific plutonism. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 8, p. 2583-2610.

435. *Reif D. M. R., Slatt R. M.* Red bed members of the Lower Triassic Moenkopi formation, southern Nevada: Sedimentology and paleogeography of a muddi tidal flat deposit. — J. Sediment. Petrol., 1979, v. 49, N 3, p. 0869-0890.

436. *Richter D. H., Lanphere M. A., Matson N. A.* Granitic plutonism and metamorphism, Eastern Alaska Range, Alaska. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, v. 86, N 6, p. 819-829.

437. *Roldan-Quintana J.* Evolution Tectonica del Estado de Sonora. — Rev. Inst. Geol., 1981, v. 5, N 2, p. 178-185.

438. *Rutland R. W. R.* On the interpretation of Cordilleran orogenic belts. — Amer. J. Sci., 1973, v. 273, p. 811-849.

439. *Scott R. W.* Mesozoic biota and depositional systems of the Gulf of Mexico-Caribbean region. Jurassic—Cretaceous biochronology and paleogeography of North Amerika. Ed. G. E. G. Westermann. — Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 27, 1984, p. 49-64.

440. *Segeström K.* Geologia del Suroeste del Estado de Hidalgo y del Noreste del Estado de México. — Bol. Asoc. mex. géol. petrol., 1961, v. XIII, N 3-4, p. 147-168.

441. *Seisser W. G., Fitzgerald B. G., Kronman D. J.* Correlation of Gulf Coast provincial Paleogene stages with European standard stages. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1985, v. 96, N 7, p. 827-831.

442. *Silberling N. J.* Pre-Tertiary stratigraphy and Upper Triassic paleontology of the Union District Shoshone Mountains, Nevada. — U. S. Geol. Surv. Profess. Pap. N 322, 1955, 67 p.

443. *Stewart J. H., Poole F. G., Wilson R. F.* Stratigraphy and origin of the Chinle Formation and related Upper Triassic strata in the Colorado Plateau region. — U. S. Geol. Surv. Profess. Pap. N 690, 1972, 336 p.

444. *Stott D. F.* The Cretaceous system in northeastern British Columbia. In: The Cretaceous system in the Western Interior of North America, 1975, N 13, p. 441-467.

445. *Stounley G. D., Jr.* Structure and distribution of Triassic coral buildups in Western North America. — Univ. Kansas paleontol. Contrs., Art. 65, 1979, p. 1-51.

446. *Stratigraphic* Atlas of North and Central America. Eds.. T. Cook and A. Baily. — Explor. Dep. Shell Oil Company, Houston, Texas. Princeton Univ. press. New Jersey, 1975, 272 p.

447. *Tardy M.* Essai sur la reconstitution de l'evolution paléogeographique et structurale de la partie septentrionale du Mexique au cours du Mesozoïque et du Cenozoïque. — Bull. Soc. geol. France, 1977, v. 19, N 6, p. 1297-1308.

448. *Tardy M.* Contribution à l'étude Géologique de la Sierra Madre oriental de Mexique. — Départ. de Géotectonique de l'Université Pierre et Marie Curie, Travaux, 1980, 459 p.

449. *Tempelman-Kluit D. J., Wanless R. K.* Potassium-Argon Age Determinations of Metamorphic and Plutonic Rocks in the Yukon Crystalline Terrane. — Can J. Earth Sci., 1975, v. 12, p. 1895-1909.

450. *Tipper H. W.* The allochthonous Jurassic—Lower Cretaceous terranes of the Canadian Cordillera and their relation to correlative strata of the North American craton. In: Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America. Ed. G. E. G. Westermann. — Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 27, 1984, p. 113-120.

451. *Tozer E. T.* Marine Triassic faunas of North America: Their Significance for Assessing Plate and Terrane Movements. — Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, S. 1077-1104.

452. *Valentine P. C.* Upper Cretaceous subsurface stratigraphy and structure of Coastal and South Carolina. — U. S. Geol. Surv. Profess. Pap. N 1222, 1982, p. 1-33.

453. *Vallier T. L.* The Permian and Triassic Seven Devils group W. Idaho and N. W. Oregon. — Geol. Surv. Bull., 1977, N 1437, 58 p.

454. *Wadge G., Wooden J. L.* Late Cenozoic alkaline volcanism in the northwestern Carribbean: tectonic setting and Sr isotopic characteristics. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1982, v. 57, N 1, p. 35-46.

455. *Walker D. J., Burchfiel B. C.* Permotriassic rocks in the northern Mojave Desert region and their tectonic significance. — Utah geol. and miner Surv., Spec. Stud., 1983, N 60, p. 48-50.

456. *Walker D. J., Burchfiel B. C., Royden L. H.* Westward derived conglomerates in Moenkopi formation of Southeastern California and their probable tectonic significance. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1983, v. 67, N 2, p. 320-322.

457. *Wallace W. K., Engebretson D. C.* Relationships between plate motions and Late Cretaceous to Paleogene magmatism in Southwestern Alaska. — Tectonics, 1984, v. 3, N 2, p. 295-315.

458. *Wells R. E., Coe R. S.* Paleomagnetism and geology of Eocene volcanic rocks of South-West Washington. Implications for mechanisms of tectonic Rotation. — J. Geophys. Res., 1985, v. 90, B 2, p. 1925-1947.

459. *Williamson Ch. R., Picard M. D.* Petrology of carbonate rocks of the Green River formation (Eocene). — J. Sediment. petrology, 1974, v. 44, N 3, p. 738-759.

460. *Wilson H. H.* Cretaceous sedimentation and orogeny in Nuclear Central America. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, v. 58, N 7, p. 1348-1396.

461. *Woodbury H. O., Murray J. B., Jr., Pickford P. J., Akers W. H.* Pliocene and Pleistocene depocenters, outher continental shelf, Louisiana and Texas. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1973, v. 57, N 1, p. 2428-2439.

462. *Yorath C. J.* et al. Lithoprobe—Phase 1: Southern Vancouver Island: preliminary analyses of reflection seismic profiles and surface geological studies. — Pap. Geol. Surv. Can., 1985, Pap. 85-1, p. 543-554.

463. *Young F. G.* Cenozoic stratigraphy of the Mackenzie delta, Northwest Territories. — Bull. Geol. Surv. Can., 1984, N 336, 69 p.

464. *Young F. G., Myhr D. W., Yorath C. J.* Geology of the Beaufort-Mackenzie Basin. — Pap. Geol. Surv. Can., 1976, Pap. 76-11, 65 p.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

465. *Ломизе М. Г.* Эволюция вулканизма в Чилийско-Аргентинских Андах. В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. — М., 1974, с. 90-96.

466. *Ломизе М. Г.* Тектоническое развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд. — Бюлл. МОИП, отд. геол., Т. L (3), 1975, с. 48-69.

467. *Andean* magmatism. Chemical and isotopic constraints. Eds.: R. S. Harmon and B. A. Barreiro. — Shiva Geol., ser. L., 1984, 250 p.

468. *Aubouin J.* et al. Esquisse Paléogéographique et structurale des Andes Méridionales. — Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1973, v. 15, fasc. 1-2, p. 11-72.

469. *Audebaud E.* et al. Les traits géologiques essentiels des Andes centrales (Pérou-Bolivie). — Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1973, v. 15, № 1—2, p. 73-113.

470. *Bartok P. E., Reijers T. J. A., Juhasz I.* Lower Cretaceous Cogollo Group. Maracaibo Basin. Venezuela. Sedimentology, diagenesis and petrophysics. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, v. 65, N 6, p. 1110-1127.

471. *Bartok P. E., Renz O., Westermann G. E. G.* The Siquisique ophiolites, Northern Lara State Venezuela: A discussion on their Middle Jurassic ammonites and tectonic implications. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1985, v. 96, N 8, p. 1050-1055.

472. *Berrange J. P.* The Geology of Southern Guyana. South America. — Geol. and Miner. Resour., Overseas mem. 4, 1977, p. 1-54.

473. *Bourgois J., Toussaint J. F.* et al. Les ophiolites des Andes de Colombie: évolution structurale et signification géodynamique. In: Géodynamique des Caraïbes symposium, 1985, Paris, Editions Technip.

474. *Bravig J. M., Walper J. L.* A plate tectonic model for the evolution of the Maracaibo-Peruvian trough. — Pacif. Geol., 1982, v. 16, p. 15-38.

475. *Clapperton C. M.* The glaciation of the Andes. — Quarternary Sci. Rev., 1983, v. 2, N 2, p. 83-155.

476. *Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V.* Tectonic and Magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. — Earth Sci. Rev., 1982, v. 18, p. 303-332.

477. *De Melo M. S., Riccomini C.* et al. Geologia e evolucao do sistema de Bacias taforgenicas continentais do sudeste do Brasil. — Revista Brasileira de Geociencias, 1985, v. 15, N 3, p. 193-201.

478. *Duque-Caro H.* Los Foraminiferos planctonicos y el Terciario de Colombia. — Rev. esp. micropaleontolog., 1975, v. VII, N 3, p. 403-427.

479. *Fainstein R., Summerhayes C. P.* Structure and origin of marginal banks off Eastern Brazill. — Mar. Geol., 1982, v. 46, N 3-4, p. 199-215.

480. *Forsythe R.* The Late Palaeozoic to Early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. — J. Geol. Soc., 1982, v. 139, N 6, p. 671-682.

481. *Geyer O. F.* Das prakretaziche Mesozoikum von Kolumbien. — Geol. Jahrb., 1973, Ser. B, Bd. 5, S. 1-155.

482. *Geyer O. F.* Der Unter-Jura (Santiago Formation) von Ekuador. — Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Monatsh, 1974, S. 525-541.

483. *Gonzales-Ferran O., Baker P. E., Rex D. C.* Tectonic-volcanic discontinuity at latitude 27° South Andean Range, associated with Nazca plate subduction. — Tectonophysics, 1985, v. 112, p. 423-441.

484. *Goussens P. J., Rose W. I., Jr.* Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, p. 1043-1052.

485. *Gust D. A., Biddle K. T., Phelps D. W., Uliana M. A.* Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in southern South America. — Tectonophysics, 1985, v. 116, N 3-4, p. 223-253.

486. *Henderson W. G.* Gretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. — J. Geol. Soc., 1979, v. 136, N 4, p. 367-378.

487 *Kowsmann R., Leyden R., Francisconi O.* Marine Seismic Investigations, Southern Brazil Margin. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1977, v. 61, N 4, p. 446-557.

488. *Laubacher G., Marocco R.* Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. — Trav. et dec. ORSTOM, 1980, N 122, 450 p.

489. *Lebrat M.* et al. Pre-orogenic volcanic assemblages and structure in the Western Cordillera of Ecuador between 1°40′ S and 2°20′ S. — Geol. Rdsch., 1985, Bd. 74, N 2, S. 343-351

490. *Lehmann B., Pichler H.* Tin Distribution in Mid-Andean volcanic Rocks. — Mineral Deposita (Berl.), 1980, N 15, p. 35-39.

491 *Lexique* Stratigraphic International Amerique Latine. 1978, v. 5, fasc. 3A, p. 3-50.

492. *Ludwig W. J., Ewing J. I., Windisch C. C., Lonardi A. G., Rios F. F* Structure of Colorado Basin and Continent-Ocean Crust Boundary off Bahia Blanco, Argentina. - Amer Assoc. Petrol. Geol., spec. publ., 1978, p. 113-124.

493. *Mabesoon J. M.* Paleozoic-Mesozoic deposits of the Piaui-Maranhao syneclise (Brazil): Geological history of a sedimentary Basin. — Sediment. Geol., 1977, v 19, p. 7-38.

494. *Machado Brito J.* The upper Lower Gretaceous in Brazil, its divisions and boundaries. - An. Acad. brasil. cience, 1984, v. 56, N 3, p. 287-293.

495. *Mégard F.* Structure and evolution of the Peruvian Andes. In: Eds.: J. P. Shaer, J. Rodgers. Anatomy of mountain ranges. — Princeton University Press, 1986, 640 p.

496. *Mégard F., Noble D. C., McKee E. H., Bellon H.* Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1984, v. 95, p. 1108-1117

497. *Milliman J. D.* Morphology and structure of Amazon Upper Continental Margin. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979, v. 63, N 6, p. 934-950.

498. *Mojica J.* An outline on the Jurassic in Colombia. Geol. Colombiana, 1984, N 13, p. 129-136.

499. *Noble D. C., McKee E. H., Farrar E., Petersen U.* Episodic Cenozoic Volcanism and tectonism in the Andes of Peru. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, v 21, p. 213-220.

500. *Petri S., Campanha V. A.* Brazilian continental Gretaceous. — Earth Sci. Revs., 1981, v. 17,N 1-2, p. 69-85.

501. *Ponte F. C., Asmus H. E.* Geological framework of the Brazilian continental margin. - Geol. Rdsch., 1978, Bd. 67, N 1, S. 201-235.

502. *Saunders A. D., Tarney Y., Stern Ch. R., Dalziel J. W. D.* Geochemistry of the Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1979, Pt. I, v. 90, N 1, p. 237-258.

503. *Soto F. V.* Facies y ambientes deposicionales Cretácicos area centro-sur de la Cuenca Marañon. - Bol. Soc. geol. Peru, 1979, t. 60, p. 233-243.

504. *Stephan J. F.* Andes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela), évolution geodynamique. — Géodyn. Caraïbes. Symp. Paris, 1985. v. 1, p. 505-529.

505. *Structure et* évolution de la chaîne hercynienne le nord de la Cordillère des Andes de Bolivie. — La Paz, 1979, 347 p.

506. *Suarez M., Herve M., Puig A.* Basic magmas in the early evolution of the Southermost Patagonian Batholith, Chile. — Geol. Rdsch., 1985, Bd. 4, H. 2, S. 337-442.

507 *Tanner P. W. G., Rex D. C* Timing of events in an Early Cretaceous island arc-marginal basin system on South Georgia. — Geol. Mag., 1979, v. 116, N 3, p. 167-179.

508. *Ulbrich H. H. G., Jr., Gomes C. B.* Alkaline rocks from Continental Brazil. — Earth Sci. Revs., 1981, v. 17 n 1-2, p. 135-154.

509. *Van Houten F. B.* Late Cenozoic volcaniclastic deposits, Andean foredeep, Colombia. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, v 87, N 5, p. 481-495.

510. *Vergara M., Munizaga F.* Age and evolution of the Upper Cenozoic andesitic volcanism in Central-South Chile. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1974, v. 85, N 6, p. 603-606.

511. *Wise S. W., Jr., Ciesielski P. F.* Late mesozoic-cenozoic history of the eastern Falkland (Malvinas Plateau based on riston and drill cores). - Antarct. J. U. S., 1977, v. 12, N 4, p. 67-70.

512. *Wong T. E.* Outline of the stratigraphy and geological history of the Suriname coastal plain. — Geologie en Mijnbouw, 1986, v. 65, N 2, p. 223-241.

АФРИКА.

513. *Восточно-Африканская* рифтовая система. Т. I. Отв. ред.: В. В. Белоусов, Е. Е. Милановский, Н. А. Логачев. — М., Наука, 1974, 264 с.

514. *Геология* и нефтегазоносность Алжирских Атласов. Ред. М. М. Алиев. — М., Недра, 1971, 256 с.

515. *Козеренко В. Н., Ларцев В. С.* Геологическое строение и полезные ископаемые Сомалийской Демократической Республики. В сб.: Вопросы геологии и металлогении Восточной Африки. - Тр. ВЗПИ, вып. 101, М., 1976, с. 6-109.

516. *Крятов Б. М. и др.* Этапы тектонического развития и металлогенические особенности запада Леоно-Либерийского щита (Зап. Гвинея и Гвинея-Бисау). — Геотектоника, 1985, № 6, с. 43-61.

517. *Саид Р.* Геология Египта. Изд-во Мир, 1965, 276 с.

518. *Ahmed S. S.* Geology and Petroleum Prospects in Eastern Red Sea. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1972, v. 56, N 4, p. 707-719.

519. *Azzaroli A., Foïs V* Geological outlines of the northern end of Horn of Africa. - Int. Geol. Congr., Rept. 22-nd Sess., India, Pt. 4, 1964, Dehly, p. 293-314.

520. *Ayoola E. O.* Paleocurrent and sedimentological studies in the Benue trough, Nigeria. — Sediment. Geol., 1981, v. 28, N 2, p. 153-162.

521 *Barnes S. U.* Geology and Oil Prospects of Somalia, East Africa. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, v. 60, N 3, p. 389-413.

522. *Bassins* sédimentaires du littoral africain. 1 - 2-éme party Paris, 1966, 1973, assoc. Afr. géol. surv., 157, 188 p.

523. *Bellon H., Brousse R* Le magmatisme périméditerranéan occidental. Essai de synthése. - Bull. Soc. géol. France, 1977, (7), t. XIX, N 3, p. 469-480.

524. *Bishop W. P.* Geology of Tunisia and Adjacent Parts of Algeria and Libya. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, v. 59, N 3, p. 413-450.

525. *Bristow J. W., Saggerson E. P.* A general account of Karoo Vulcanicity in Southern Africa. — Geol. Rdsch., 1983, Bd. 72, H. 3, S. 1015-1060.

526. *Burollet P.-F., Busson G.* Plate-forme Saharienne et Mésogée au cours du Crétacé. — Notes et mem., 1983, N 18, p. 17-26.

527. *Butt A.* Micropaleontological bathymetry of the Cretaceous of Western Marocco. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol, Palaeoecol., 1982, v. 37, p. 235-275.

528. *Cannon R. T.* et al. The proto-Indian ocean and a probable Paleozoic, Mesozoic triradial rift system in East Africa. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, v. 52, N 2, p. 419-426.

529. *Canuti P.* et al. Occurrence of Liassic faunas at Waaney (Uanei) province of Bay, South— Wester Somalia. - Riv. ital. paleont. e stratigr., 1983, v. 89, N 1, p. 31-46.

530. *De Ruiter P. A. C.* The Gabon and Congo Basin salt deposits. — Econ. Geol., 1979, v. 74, N 5, p. 419-431.

531. *Emery K. O.* et al. Continental margin off Western Africa.. Cape St. Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South-West Africa). — Bull. Amer Assoc. Petrol. Geol., 1975, v. 59, N 1, p. 3-59.

532. *Emery K. O.* et al. Continental margin off Western Africa: Angola to Sierra Leone. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, v 59, N 12, p. 2209-2265.

533. *Evans R.* Origin and significance of evaporites in Basins around Atlantic Margin.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1978, v. 62, N 2, p. 223-234.

534. *Geology* of the Northwest African continental margin. Eds.. Rad von Ul. et al. Berlin, Heidelberg (Springer), 1982, 730 p.

535. *Gübeli A. A., Hochuli P. A., Wildi W.* Lower Cretaceous turbiditic sediments from the Rif chain (Northern Marocco) palynology, stratigraphy and palaeogeographic setting. — Geol. Rdsch., 1984, Bd. 73, H. 3, S. 1081-1114.

536. *Ismail M. H. Ben.* Le Trias et le Jurassique inférieur et moyen evaporitiques de L'Extrême sud Tunisie. - Nat et génès facies contin., 1982, N 2, p. 1-220.

537 *Kent P. E., Hunt J. A., Johnstone M. A.* The geology and geophysics of coastal Tanzania. - Geophys. Pap. N 6, London: Her majesty's stationery office, 1971

538. *Lubala R. T* et. al. Minéralogie et pétrologie des basaltes satures tertiaires du Kahuzi--Biega (Rift du Kivu, Zaire). - - Ann. Soc. géol. Belg. Bull., 1984, v 107, p. 125-134.

539. *Martin A. K., Goodlad S. W., Salmon D. A* Sedimentary basin in-fill in the northermost Natal Valley, hiatus development and Agulhas Current palaeo-oceanography. - J. Geol. Soc., 1982, v. 139, N 2, p. 183-201

540. *Martinis B. et Visintin V* Données géologiques sur le bassin sédimentaire côlier de Tarfaya (Maroc Méridional) In: Bassins sédimentaires du littoral Africain. Ed. D. Reyre. - Paris, 1966, p. 13-26.

541 *Matin H von.* Die Trias Sudlichen Afrika. - Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, H. 3, S. 937-947.

542. *Misik M.* Novsie nazory na stavbu Tellského Atlasu. — Mineralia slov., 1984, t. 16, N 5, c. 493-502.

543. *Moore A. E.* Controls of Post--Gondwanaland alkaline volcanism in Southern Africa. -- Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, v. 31, N 2, p. 291-296.

544. *Petters S. W* Stratigraphie evolution of the Benue Trough and its implication for the Upper Cretaceous paleogeography of West Africa.— J. Geol., 1978, v 86, p. 311-322.

545. *Petters S. W.* Maastrichtian—Paleocene Cyclothems and paleoclimate in SE Iullemmeden Basin, West Africa. — Newsl. J. S. atigr., 8(3), Berlin, Stuttgart, 1980, p. 180-190.

546. *Peybernès B.* et al. Nouveaux éléments de datation dans le Jurassique du Sud - Tunisien (Plate-forme Saharienne). — C. r. Acad. Sci., 1985, t. 300, Sér, II, N 3, p. 113-118.

547. *Rad von U.* et al. Cretaceous and Tertiary sediments from the northwest African slope (dredges and cores supplementing DSDP results).— Mar. Geol., 1979, v. 29, N 3, p. 273-312.

548. *Said R.* The geological evolution of the River Nile in Egypt. — Z. Geomorphol. N. F., 1982, Bd. 26, H. 3, S. 305-314.

549. *Van Houten F. B., Brown R. H.* Latest Paleozoic--Early Mesozoic paleogeography, Northwestern Africa. J. Geol., 1977, v 85, N 2, p. 143-156.

550. *Wildi W.* Le Ferrysch: cône de sédimentation détritique en l'eau profonde á la bordure nord-ouest, de l'Afrique au Jurassique moyen a supérieur (Rif externe, Maroc). - Eclog. géol. helv., 1981, v. 74, N 2, p. 481-527.

551 *Wildi W* La chaîne tellorifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et evolution du Trias au Miocene. - Rev. géogr. phys. et géol. dyn., 1983, v. 24, N 3, p. 201-297

АВСТРАЛИЯ И АНТАРКТИДА

552. *Геология* Австралии. - - М., Мир, 1973, 280 с.

553. *Грикуров А. Я.* Геология Антарктического полуострова. - Л., 1978, 180 с.

554. *Adams C. J. D., Robinson P.* Age of metamorphism of scshists Chatham Island, south-west Pacific-New Zealand. — J. Geol. and Geophys., 1982, v. 20, p. 287-301.

555. *Anckorn J. F.* The geology of parts of the Wilkins and Black coasts, Palmer Land. Brit. Antarct. Surv. Sci. Repts, 1984, N 104, p. 1-30.

556. *Audley-Charles M. G. et al.* Reinterpretation of the geology of Seram: implications for the Banda Arcs and northern Australia. J. Geol., 1979, v 136, p. 547-568.

557 *Banks M. K.* Correlation Chart for the Triassic System of Australia. BMR J. Austral. Geol. and Geophys., 1978, N 156, 30 p.

558. *Barker P. F* The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions. — J. Geol. Soc., 1982, v. 139, p. 787-801

559. *Berry R., Burref C., Bemks M.* New Triassic faunas from East Timor and their tectonic significanse. — Geol. et Palaeontol., 1984, v 18, p. 127-137

560. *Birkenmajer Kr., Wieser T* Petrology and provenance of magmatic and metamorphic erratic blocks from pliocene tillites of King George Island (South Shetland Islands, Antarctica) - Studia Geologica Polonica, 1985, v 81, p. 53-94.

561 *BMR* Earth Science Atlas of Australia. Canberra, 1979, 40 p.

562. *Brown C. M., Pigram C. J., Skwarko S. K.* Mesozoic stratigraphy and geological history of Papua New Guinea. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1979/1980, v 29, N 3/4, p. 301-322.

563. *Campbell H. J., Bando Y* Lower Triassic ammonoids of New Caledonia. - Géologues. 1985, N 1 p. 5-14.

564. *Campbell H. J., Grant-Mackie J. A., Paris G.-P.* Geology of the Moindou Téremba area, New Caledonia. Stratigraphy and structure of Téremba group (Permian-Lower Triassic) and Baie de St.-Vincent group (Upper Triassic-Lower Jurassic) Géologues. 1985, N 1, p. 19-36.

565. *Campbell H. J., Jonston M. R.* Fossil localities of the Richmond Group (Triassic) of Nelson. N. Z. Geol. Surv., Rep. 106. 1984, 96 p.

566. *Conolly J. R., Ferm J. C.* Permo-Triassic sedimentation Patterns; Sydney, Australia. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1970, v 54, N 5, p. 2018-2031

567. *Deighton I., Falvey D. A., Taylor D. J* Depositional Environments and Geotectonic Framework: Southern Australian Continental Margin. — APEA. J., 1976, v. 16, N 1, p. 25-36.

568. *Dolby I. H., Balme B. E.* Triassic palynology of the Carnarvon Basin, Western Australia. — Rev. Palaeobot. and Palynol., 1976, v. 22, N 2, p. 105-168.

569. *Doutch H F* The Karumba Basin, northeastern Australia and southern New Guinea. — BMR J. Austral. Geol. and Geophys., 1977, N 1, p. 131-140.

570. *Dow D. B.* A geological Synthesis of Papua New Guinea. - Bur min. Res. Geol. and Geophys., Bull. 201, Canberra, 1977, 41 p.

571 *Escap* Atlas of Stratigraphy II - Miner. Resour. Develop. Ser 1970, v VII, N 46, U. N., 109 p.

572. *Falvey D. A., Mutter J. C.* Regional plate tectonics and the evolution of Australia's passive continental margins. — BMR J. Austral. Geol. and Geophys., 1981, v. 6, N 1, p. 1-29.

573. *Gleadow A. J. W., McKelvey B. C., Ferguson K. U.* Uplift history of the Transantarctic Mountains in the Dry Valleys area, Southern Victoria Land, Antarctica, from apatite fission track ages. — N. Z. J. Geol. and Geophys., 1984, v. 27, N 4, p. 457-464.

574. *Kudrass H.-R., Rad Ul. von.* Geology and some mining aspects of the Chatham Rise Phosphorite: a Synthesis of Sonne-17 Results. - Geol. Jahrb., 1980, D65, p. 233-252.

575. *McKelvey B.* et al. The Sirius formation: Further consideration. - Antarct. J. U. S., 1984, v. 19, N 5, p. 42-43.

576. *Pankhurst R. J., Smellie J. L.* K-Ar geochronology of the South Shetland Islands, Lesser Antarctica: apparent lateral migration of Jurassic to Quaternary island arc volcanism. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, v. 66, N 3, p. 214-222.

577 *Retallack G. J.* Triassic-palaeosols in the Upper Narrabeen group of New South Wales. Pt. II Classification and reconstruction. - J. Geol. Soc. Austral., 1977, v. 24, Pt. 1, p. 19-36.

578. *Retallack G. J* Late Carboniferous to Middle Triassic megafossil floras from the Sydney basin. — Geol. Surv N. S. Wales Dep. Min. Resur. Guide Sydney Basin, 1980, N 26, p. 384-430.

579. *Sato S. et al.* Preliminary results of geological and geophysical surveys in the Ross Sea and the Dumont D'Urville Sea, off Antarctica. — Proceedings. ., 1983. Mem. nat. Inst. polar Res. spec. issue. Tokyo, 1984, N 33, p. 66-92.

580. *Smart J.* et al. The Carpentaria and Karumba Basins, North Queensland. BMR Bull., 1980, N 202, 63 p.

581. *Sporli K. B.* New Zealand and oblique-slip margins: tectonic development upto and during Cainozoic. - Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment., 1980, N 4, p. 147-170.

582. *Stackelberg U.* von et al. Geology of the Exmouth and Wallaby Plateaus off northwest Australia: Sampling of seismic sequences. - BMR J. Austral. Geol. and Geophys., 1980, N 5, p. 113-140.

583. *Stagg H. M. J* The geology and evolution of the Scott Plateau. APEA J., 1978, v. 18, N 1, p. 34-43.

584. *Stagg H. M. J.*, Exon N. F. Geology of Scott Plateau and Rowley Terrace off nortwestern Australia. - BMR Bull., 1981, N 213, 67 p.

585. *Tanner P. W. G., Pankhurst R. J., Hyden G.* Radiometric evidence for the age of the subduction complex in the South Orkney and South Shetland Islands, West Antarctica. - J. geol. Soc., 1982, v. 139, p. 683-690.

586. *Taylor L., Falvey D.* Queensland Plateau and Coral Sea Basin: Stratigraphy, structure and tectonics. - APEA J., 1977, v. 17, Pt. 1, p. 13-29.

587 *The Geology* of New Zealand. Ed. R. Suggate. — N. Z. Geol. Surv. 1978, 710 p.

588. *The Origin* of the Southern Alps. Eds.: R. Walcott, M. Cresswell. — Royal Soc., N. Z., 1979, 200 p.

589. *Thomson M. R. A.* Antarctica. In: Phanerozoic Geology of the World. V 2. Mesozoic. Eds: Moullade, M. Nairn. 1983, p. 391-422.

590. *Towner D., Gibson L.* Geology of the onshore Canning Basin, Western Australia. - BMR Bull., 1983, N 215, 105 p.

591 *Veevers J. J., Colterill D.* Western margin of Australia: Evolution of a rifted arch system. Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, v. 89, N 3, p. 337-355.

592. *Veevers J. J., Hansen L.* Volcanism in the rift-valley system that evolved into the Western margin of Australia. - J. Geol. Soc. Austral., 1981, v. 28, N 3-4, p. 377-384.

593. *Wellman P., McDougall I.* Cainozoic igneous activity in Eastern Australia. - Tectonophysics, 1974, N 23, p. 49-65.

594. *Willax J. B.* et al. Lord Howe Rise, Tasman Sea - preliminary geophysical results and petroleum prospects. BMR J. Austr. Geol. and Geophys., 1980, N 5, p. 225-236.

595. *Woplner H von.* Die Trias Australiens, ihre tektonische Stellung und wirtschaftliche Bedeutung. - Geol. Rdsch., 1982, Bd. 71, H. 3, S. 949-972.

596. *Zastawniak E.* et al. Plant remains from the top part of the Point Hennequin group (Upper Oligocene), King George Island (South Shetland Islands, Antarctica) - Stud. geol. pol., 1985, v. 81, p. 143-164.

АТЛАНТИЧЕСКИЙ И СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАНЫ

597 *Геологические* формации северо-западной части Атлантического океана. Отв. ред. П. Л. Безруков. - М., Наука, 1979, 204 с.

598. *Результаты* глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе «Гломар Челленджера». Литология и петрография. Отв. ред. Г. Б. Удинцев. - М., Наука, 1979. 195 с.

599. *Стратиграфия* и палеогеография Северной Атлантики в меловом периоде. Ред. В. А. Басов. — Л., Недра, 1980, 140 с.

600. *Тимофеев П. П., Ренгартен Н. В., Боголюбова Л. И., Дриц В. А.* Литолого-минералогическое описание разреза осадочных отложений по скважине 336. В кн.: Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38 рейсе «Гломар Челленджера». Литология и петрография. - М., Наука, 1979, с. 11-29.

601 *Удинцев Г. Б.* Строение дна океана. В кн.: Исландия и Срединно-Атлантический хребет. Строение дна океана. М., Наука, 1977, с. 178-198.

602. *Удинцев Г. Б.* Норвежско-Гренландский бассейн: рифтогенез и океанизация. В кн.: Геология Арктики. 27-й МГК. Докл., т. 4. М., 1984, с. 51-57.

603. *Arthur M. A., Schlanger S. O.* Cretaceous «Oceanic Anoxic Events» as causal factors in development of Reef-Reservoired Giant Oil Fields. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1979, v. 63, N 6. p. 870-885.

604. *Barker P. F.* et al. Deep Sea Drilling Project, Leg 72: Southwest Atlantic paleocirculation and Rio Grande rise tectonics. - - Bull. Geol. Soc. Amer., Pt. I, 1981, v. 92, N 5, p. 294-309.

605. *Barrett T. J* Chemistry and mineralogy of Jurassic Bedded Chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. Chem Geol., 1981, v. 34, N 3, p. 289-317.

606. *Boillot G.* et al. Resultats preliminaires de la campagne 103 du Joides-Resolution (Océan Drilling Program) au large de la Galice (Espagne): Sédimentation et distension pendant le «rifting» d'une marge stable; hypothese d'une denudation tectonique, du manteau supérieur — C. r. Acad. Sci., 1985, Res. 2, v. 301, N 9, p. 627-632.

607. *Briden J. G., Rex D. C., Fallec A. M., Tomblin J. F.* K-Ar geochronology and palaeomagnetism of volcanic rocks in the Lesser Antilles island arc. — Phil. Trans. Roy Soc. London, 1979, A 291, N 1381, p. 485-528.

608. *Brooks C. K.* Episodic volcanism, epeirogenesis and the formation of the North Atlantic Ocean. — Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 1980, v. 30, N 3, p. 229-242.

609. *Brumsack H.-J* Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic ocean (DSDP Legs 11, 14, 36 and 41). — Chem. Geol., 1980, v. 31, N 1-2, p. 1-25.

610. *Dingle R. V* The geology of the continental shelf between Luderitz and Cape Town (Southwest Africa), with special reference to Tertiary strata. — J. Geol. Soc., 1973, v. 129, p. 337-363.

611. *Duncan R. A.* Age progressive volcanism in the New England seamounts and the opening of the Central Atlantic ocean. — J. Geophys. Res., 1984, v. 89, B 12, p. 9980-9990.

612. *Hathaway J. C.* et al. U. S. Geological Survey Core Drilling on the Atlantic Shelf. — Science, 1979, v. 206, N 4418, p. 515-527.

613. *Jansa F. L.* et al. Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North American basin, western North Atlantic. In: Eds. M. Talwani et al. Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment. - Amer Geophys. Union Maurice Ewing, ser. 3, 1978, p. 1-57.

614. *King L. H., Machean B, Fader G. B.* Unconformities on the Scotian Shelf. Can. J. Earth Sci., 1974, v. 11, N 89, p. 89-100.

615. *Kitchell J. A., Clark D. L.* Late Cretaceous-Paleogene paleogeography and paleocirculation: evidence of North polar upwelling. — Palaeogeogr., Paeaeoclimatol., Palaeoecol., 1982, v. 40, N 1-3, p. 135-165.

616. *Kleks J., Paepe P. de.*The main characteristics of the magmatism of the Cape Verde Islands. — Ann. Soc. geol. Belg. Bull., 1976, t. 99, p. 347-357.

617. *Klitgord K. D., Grow J. A.* Jurassic seismic stratigraphy and basement structure of Western Atlantic magnetic quiet zone. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, v. 28, N 10, p. 1658-1680.

618. *Kowsmann R., Leyden R., Francisconi O.* Marine seismic investigations, Southern Brazil Margin. - Bull. Amer, Assoc. Petrol. Geol., 1977, v. 61, N 4, p. 446-557.

619. *Kumar N., Camboa L. A. P.* Evolution of the Sao Paulo Plateau (southeastern Brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic. — Bull. Geol. Soc. Amer., Pt. 1, 1979, v. 90, N 2, p. 281-293.

620. *La Brecque J. L., Haues D. E.* Seafloor spreading history of the Agulhas basin. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, v. 45, N 2, p. 411-428.

621. *La Brecque J L.* et al. DSDP Leg 73: Contributions to Paleogene stratigraphy in nomenclature, chronology and sedimentation rate. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1983, v. 42, N 1, p. 91-125.

622. *Lehner P., De Ruiter P. C.* Structural History of Atlantic margin of Africa. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1977, v. 61, N 7, p. 961-1030.

623. *McWhae J. R. H.* et al. Stratigraphy and petroleum prospects of the Labrabor Shelf. — Bull. Can. Petrol. Geol., 1980, v. 28, N 4, p. 460-488.

624. *Melguen M., Le Pichon X. et Sibuet J.-C* Paléoenvironnement de L'Atlantique Sud. — Bull. Soc. geol. France, 1978 (7), t. XX, N 4, p. 471-489.

625. *Mitchell-Thomè R. C.* The Pre-Quarternary stratigraphy of the Atlantic Islands. — Geol. Rdsch., 1979, Bd. 68, H. 2, S. 495-522.

626. *Poore R. Z.* et al. Late Cretaceous-Cenozoic magnetostratigraphic and biostratigraphic correlations of the South Atlantic ocean: - DSDP Leg 73. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1983, v. 42, N 1, p. 127-149.

627. *Robert C.* et al. L'Atlantique Sud on Cretacee d'apres l'etude de mineraux argileux et de la matiere organique (Legs 39 et 40 DSDP). - Oceanologica Acta, 1979, v. 2, N 2, p. 105-120.

628. *Sclater J. G., McKenzie D. P.* Paleobathymetry of the South Atlantic. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, v. 84, N 10, p. 3203-3216.

629. *Sheridan R. E.* Sedimentary basins of the Atlantic margin of North America. — Tectonophysics, 1976, v. 36, N 3, p. 113-132.

630. *Sheridan R. E.* et al. Stratigraphy and structure of Southern Blake Plateau, Northern Florida Straits and Northern Bahama Platform from Multichannel Seismic Reflection Data. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, v. 65, N 12, p. 2571-2593.

631. *Shipley Th. H., Watkins J. S.* Fine-scale seismic stratigraphy in western North Atlantic. — Modern Geology, 1979, v. 6, N 3, p. 635-639.

632. *Sibuet J. C.* Paléoenvironnement de l'Atlantique sud. — Bull. Soc.géol. France, 1978, (7), t. XX, N 4, p. 471-489.

633. *Stillman C. J.* et al. Basal complex of Fuerteventura (Canary Islands) is an oceanic intrusive complex with rift-system affinites. - Nature, 1975, v. 257, N 5526, p. 469-471.

634. *Summerhayes C. P.* Organic facies of Middle Cretaceous black shales in Deep North Atlantic. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1981, v. 65, N 11, p. 2364-2380.

635. *The ocean* basins and margins. Eds.: A. F. M. Nairn, F. G. Stehli. The South Atlantic, N. Y., Plenum Press, 1973, v. 1, 354 p.

636. *The ocean* basins and margins. Eds.: A. F. M. Nairn, M. Churkin, Jr., F. G. Stehli, v. 5. The Arctic ocean, W, 1981, 672 p.

637. *Thiede J., Agdestein T., Strand J. E.* Depth distribution of calcareous sediments in the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic ocean. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, v. 47, N 4, p. 416-422.

638. *Thiede J., Van Andel Tj. H.* The paleoenvironment of anaerobic sediments in the Late Mesozoic South Atlantic Ocean. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, v. 33, N 3, p. 301-309.

639. *Timofeev P. P., Bogolyubova L. I.* Black shales of the Bay of Biscay and conditions of their formation, Deep Sea Drilling Project Leg 48, Holes 400A, 402A. — Unit. Rep. DSDP, 1979, v. 48, p. 831-849.

640. *Tucholke B. E., Mountain G. S.* Seismic stratigraphy, lithostratigraphy and paleosedimentation pattern in the North American basin. In: Eds.: M. Talwani and W. C. Pitman. Passive continental margins. – Amer. Geophys. Union Maurice Ewing, 1979, ser. 3, p. 58-86.

641. *Vail P. R.* et al. Unconformities of the North Atlantic. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1979, A294, p. 137-155.

642. *Van Andel Tj. H., Thiede J., Sclater J. G., Hay W. W.* Depositional history of the South Atlantic Ocean during the last 125 million years. — J. Geol., 1977, v. 85, N 6, p. 651-698.

643. *Wilson R. C. L., Williams C. A.* Oceanic transform structures and the development of Atlantic continental margin sedimentary basins — a review. — J. Geol. Soc., 1979, v. 136, p. 311-320.

644. *Zimmerman H B.* Clay mineral stratigraphy and distribution in the South Atlantic Ocean. - J. Repts DSDP, v. 39, W., 1977, D. C., p. 395-405.

ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

645. *Геолого-геофизический* Атлас Индийского океана. Гл. ред. Г. Б. Удинцев –М., ГУГК, 1975.

646. *Крашенинников В. А.* Значение океаннческих отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Индийский океан). – Тр. ГИН АН СССР, 1977, вып. 19, 227 с.

647. *Denis-Clocchiatti M.* Sédimentation Carbonatée et paléoenvironement dans l'Océan Indian au Cénozoïque. – Mem. Soc. géol. France (nouvelle série), 1982, N 143, 91 p.

648. *Indian* Ocean Geology and Biostratigraphy. Studies Following Deep Sea Drilling, Legs 22- 29. Eds., J. R. Heirtzler et al. - J. geol. Amer. Geophys. Union, 1977, 620 p.

649. *Johnson B. D., Powell C. McA, Veevers J. J* Early spreading history of the Indian Ocean between India and Australia. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, v. 47, p. 131-143.

650. *Kemp E. M.* Tertiary climatic evolution and vegetation history in the southeast Indian ocean region. — Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1974, v. 24, N 3, p. 169-208.

651. *Mallet G. D., Heezen B. C.* Circum-polar circulation and Late Tertiary changes in the carbonate compensation depth South of Australia. – Mar. Geol., 1977, v. 23, N 1-2, p. 89-101.

652. *McGowran B.* Stratigraphic record of Early Tertiary oceanic and continental events in the Indian Ocean region. — Mar. Geol., 1978, v. 26, N 1-2, p. 1-39.

653. *Siddiquie H. N.* et al. Deep Sea Drilling Project site 219 on the Laccadive Ridge. — Indian J. Mar. Sci., 1976, v. 5, N 1, p. 18-34.

654. *The ocean basins and margins.* — Indian Ocean. Eds.: A. E. M. Nairn, F. G. Stehli, Am-m-L.-N. Y., 1982, 530 p.

ТИХИЙ ОКЕАН

655. *Богданов Ю. А., Каплин П. А., Николаев С. Д.* Происхождение и развитие океана. – М., Мысль, 1978, 155 с.

656. *Геология* Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. — Л., Недра, 1978, т. 1, 262 с.

657. *Геология* дна Филиппинского моря. Ред. А. В. Пейве. — М., Наука, 1980, 262 с.

658. *Городницкий А. М.* Строение океанской литосферы и формирование подводных гор. — М., Наука, 1985, 166 с.

659. *Левин Л. Э.* Геология осадочного чехла дна морей и океанов. — М., Недра, 1984, 251 с.

660. *Немцев Ю. С., Андиева Т. А., Сафронов П. Н.* Неотектоника дальневосточных морей СССР. – Тр. ВИЭМС, вып. Морская геология и геофизика, 1978, 52 с.

661. *Палеобиогеографический* атлас Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Ред. К. М. Худолей, М. А. Ржосницкая. - Аэрогеология, Мингео СССР, М., 1979, 85 л.

662. *Пискунов Б. Н., Хведчук И. И.* Новые данные о составе и возрасте отложений о-ва Монерон (сев. часть Японского моря). - Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 3, с. 647-650.

663. *Arc* volcanism: Physics and Tectonics. Eds.: D. Shimozuru and I. Yokoyama, Tokyo, 1983, 530 p.

664. *Ballance P. F.* (ed.) Plate tectonics and biogeography in the Southwest Pacific: the last 100 million years. — Spec. Issiu volume. Palaegeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1980, v. 31, N 2-4, p. 101-372.

665. *Ben-Avraham Z., Cooper A. K.* Early evolution of the Bering Sea by collision of oceanic rises and North Pacific subduction zones. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1981, v. 92, Pt. 1, N 3, p. 485-495.

666. *Berger W. H.* Cenozoic sedimentation in the Eastern Tropical Pacific. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 84, N 10, p. 1941-1954.

667 *Boer J.* de et al. The Bataan orogene: eastward subduction, tectonic rotations and volcanism in the Western Pacific (Philippines). - Tectonophysics, 1980, v 67, N 3/4, p. 251-282.

668. *Byrne T* Late Paleocene demise of the Kula-Pacific spreading center. - Geology, 1979, v. 7, N 5, p. 341-344.

669. *Davies H. L., Symonds P. A., Pipper I. D.* Structure and evolution of the southern Solomon Sea region. - BMR J. Austr. Geol., 1984, v 9, N 1, p. 49-68.

670. *Embley R. W.* Acoustic stratigraphy and biostratigraphy of Neogene Carbonate Horizons in the North Equatorial Pacific. — J. Geophys. Res., 1980, v. 85, B 10, p. 5423-5437.

671. *Geodynamics* of the Western Pacific. Eds.: S. Uyeda et al. — Geodynamics project N 50, Tokyo, 1979, 630 p.

672. *Geology* of the Northhern Phillippine Sea. Ed. Ts. Shiki. — Tokyo, Tokai University Press, 1985, 288 p.

673. *Hughes G. Wyn, Turner C. C.* Upraised Pacific Ocean floor, southern Malaita, Solomon Islands. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, v. 88, N 3, p. 112-424.

674. *Keating B. H.* et al. Evidence for a Hot Spot Origin of the Caroline Islands. — J. Geophys. Res., 1984, v. 89, B 12, p. 9937-9948.

675. *Konishi K.* Cretaceous reefal fossils dredged from two seamounts of the Ogasawara plateau. - Prelim. Rept. Hakuro Maru Cruise, 1985, KH 84-1, p. 169-180.

676. *Leinen M.* Biogenic silica accumulation in the central Pacific and its implications for Cenozoic paleooceanography. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1983, v. 90, Pt. 2, N 9, p. 1310-1376.

677. *Lonsdale P.* Drifts and ponds of reworked pelagic sediments in part of the southwest Pacific. — Mar. Geol., 1981, v. 43, N 2, p. 153-193.

678. *Marlow M. S., Cooper A. K.* Mesozoic and Cenozoic structural trends under Southern Bering Sea Shelf. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1980, v. 64, N 12, p. 2139-2155.

679. *McLean H., Hein J. R., Vallier T. L.* Reconnaissance geology of Amlia Island, Aleutian Islands, Alaska. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1983, v. 94, N 8, p. 1020-1027.

680. *Neef G.* Plate tectonic significance of Late Oligocene/Early Miocene deep sea sedimentation at Maewo, Vanuatu (New Hebrides). — Tectonophysics, 1982, v. 87, p. 177-183.

681. *Rea D. K., Dixon J. M.* Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1983, v. 65, p. 145-166.

682. *Roure F., Blanchet R.* A geological transect between the Klamath Mountains and the Pacific Ocean (South-Western Oregon): a model for paleosubductions. — Tectonophysics, 1983, v. 91, N 1-2, p. 53-72.

683. *Sample J. C., Karig D. E.* A volcanic production rate for Mariana island arc. — J. Volcanol. Geotherm. Res., 1982, v. 13, N 3, p. 73-82.

684. *Schlanger S., Jenkyns H., Premoli-Silva I.* Volcanism and vertical tectonics in the Pacific basin related to global Cretaceous transgressions. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, v. 52, N 5, p. 435-449.

685. *Scholl D. W., Marlow M. S., Buffington E. C.* Summit basins of Aleutian Ridge, North Pacific. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, v. 59, N 5, p. 799-816.

686. *Shiki T.* Further geological problems concerning the North-Western Phillipine Sea. In: Geology of the Northern Phillipine Sea. Ed. T. Shiki, 1985, p. 270-280.

687. *Stevenson A. J., Scholl D. W., Vallier T. L.* Tectonic and geologic implications of the Zodiac fan, Aleutian abyssal plain, north-east Pacific. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1983, v. 94, N 2, p. 259-273.

688. *Tamaki K., Joshima M., Larson R.* Remanent Early Cretaceous Spreading Center in the Central Pacific Basin. — J. Geophys. Res., 1979, v. 84, B 9, p. 4501-4510.

689. *The Tectonic* and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands. Pt. 2. Ed. D. E. Hayes. Washington, 1983, 670 p.

690. *Vallier T. J.* et al. Geologic evolution of Hess Rise, central North Pacific Ocean. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1983, v. 94, N 11, p. 1289-1307.

691. *Van Andel T. H., Heath G. R., Moore T C.*, Jr. Cenozoic history and paleooceanography of the central equatorial Pacific Ocean. — Geol. Soc. Amer Mem., 1975, N 143, 134 p.

Оформлено и отпечатано на Ленинградской картографнческой фабрике ВСЕГЕИ
Редакторы оформления: Д. А. Аронсон, В. А. Калинин
Технический редактор Н. О. Рыбнна
Зак. 682. Тир. 1300. Подписано к печати 25.05.89. М-37828. Цена

© Мингео СССР. 1989 г.