

А.В.ОРЛОВА

ПУСТЫНИ
КАК ФУНКЦИЯ
ПЛАНЕТАРНОГО
РАЗВИТИЯ



А. В. ОРЛОВА

ПУСТЫНИ
КАК ФУНКЦИЯ
ПЛАНЕТАРНОГО
РАЗВИТИЯ

2551



МОСКВА, «НЕДРА», 1978



Орлова А. В. Пустыни как функция планетарного развития. М., «Недра», 1978, 160 с.

В книге показано, что пространственное размещение пустынь в современную эпоху находится в строгой зависимости от широты местности и угла наклона земной оси. Реставрируется положение зоны развития пустынь в прошлые геологические эпохи и, на основе выявленной эмпирической закономерности, восстанавливается наклон земной оси в соответствующие периоды. Делаются выводы о характере последовательного изменения угла наклона земной оси как одной из сторон планетарного развития. Установленная закономерность положена в основу регионального прогнозирования экзогенных полезных ископаемых.

Книга представляет интерес для широкого круга исследователей, изучающих вопросы планетарного развития, проблемы изменения климата и закономерности размещения полезных ископаемых.

Табл. 37, ил. 21, список лит. — 176 назв.

О $\frac{20801-216}{043(01)-78}$ 75-78

© Издательство «Недра», 1978

ИБ № 865

Анастасия Викторовна Орлова
ПУСТЫНИ КАК ФУНКЦИЯ ПЛАНЕТАРНОГО РАЗВИТИЯ

Редактор издательства В. И. Макеев

Обложка художника М. И. Гозенпут

Художественный редактор В. В. Евдокимов

Технический редактор Н. В. Балашова

Корректор Л. М. Кауфман

Сдано в набор 20.07.77. Подписано в печать 24.03.78. Т-07215. Формат 60×90^{1/16}. Бумага № 2. Гарнитура литер. Печать высокая. Печ. л. 10,0. Уч.-изд. л. 10,17. Тираж 1200 экз. Заказ № 647/6272-1. Цена 1 р. 50 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Московская типография № 6 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
109088, Москва, Ж-88, Южнопортовая ул., 24.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия климаты прошлого Земли являются предметом острых дискуссий. Восстановление палеоклиматов как одного из элементов исторической геологии, как фактора, позволяющего проследить изменения лика планеты за время ее геологического прошлого, имеет непосредственный интерес. Изучение перемен климатических обстановок позволяет понять этапность развития органического мира и пространственное размещение фауны и флоры. Температура и режим влажности представляют собой одну из основных характеристик физико-географической обстановки, определяющей литологические особенности осадочных пород, в том числе и осадочных полезных ископаемых, а также полезных ископаемых, генетически связанных с корой выветривания. Таким образом, расшифровка климатических данных имеет не только теоретическое, но и практическое значение как поисковый критерий для некоторых видов минерального сырья.

Помимо упомянутых аспектов, а здесь перечислены только основные, необходимо добавить, что палеоклиматы могут служить ключом к пониманию планетарного развития. Именно с этим связана дискуссионность проблемы. В самом деле, климат каждого, отдельного взятого участка земной поверхности определяется тем, в какую область климатического пояса он входит, при этом взаиморасположение последних также связано жесткой зависимостью и общая картина сочетания климатических поясов является планетарным фактором, фиксирующим определенный этап планетарного развития. Именно планетарного, а не внутреннего, так как положение климатических поясов и их пространственное сочетание зависит от позиции, занимаемой планетой относительно фронта солнечных лучей. Даже изменение солнечной активности или возможные климатические перемены, связанные с галактическим годом, не могут повлиять на зональность, обусловленную различием угла падения солнечных лучей на разные широты.

Казалось бы, зная условия формирования тех или иных осадочных пород, учитывая поведение слагающих их элементов, а также размещение, обилие, разнообразие и характер флоры и фауны различных областей земного шара, более или менее легко восстановить размещение климатических зон для прошлых геологических эпох. Однако этого нет. Несмотря на то что основой для палеоклиматических карт служат вполне конкретные фактические данные, интерполяция, и тем более экстраполяция границ климатических зон, проводимых различ-

ными геологами, не имеют сходства не только в начертаниях, но нередко и в генеральном плане*.

Достаточно напомнить, что палеоклиматические реконструкции используются и для доказательства дрейфа материков (при этом построения различных ученых не совпадают, даже если привлекаются данные по палеомагнетизму), и для доказательства их постоянства. Так, например, Ф. Лотце, проводя пояса эвапоритов для прошлых геологических эпох [74, с. 330—335], исходит из того, что положение континентов, по крайней мере начиная с ордовика, было более или менее постоянным. Н. М. Страхов [90, Т. I] также доказывает, что континенты в геологическом прошлом не меняли своего положения относительно современных широт и меридианов. Он считает, что изменение климата происходило вследствие того, что полюс занимал различное положение по отношению к континентам. Помимо Н. М. Страхова, к выводу о перемещении полюсов приходят очень многие геологи, как советские, так и зарубежные.

Прежде всего это говорит о том, что имеющихся фактических данных недостаточно для однозначных построений такого рода. Второй причиной разногласий может быть неравноценность длительности характеризуемых по климатическим данным периодов времени. Иногда это век, иногда эпоха, а нередко одной картой характеризуется целый период. В этом случае возникают трудности в интерпретации, так как кардинальные климатические перемены, видимо, происходили за более короткие промежутки времени (так, например, в юго-восточной части Австралии рифовые известняки среднего карбона перекрываются ледниковыми отложениями этого же периода). Об этом же говорит смена ледниковых и межледниковых эпох четвертичного периода, а также различие климатов миоцена, раннечетвертичного времени и современной эпохи, не разделенных, по геологическим масштабам, большим интервалом времени. Кроме того, трудность интерпретации заключается еще и в том, что границы между различными климатическими поясами часто должны были отклоняться (как отклоняются в настоящее время) от широтного плана — широт рассматриваемой эпохи, что совершенно естественно вызывалось различием географической обстановки вдоль зоны, имевшей одну широту.

Видимо, палеоклиматические карты, однозначно подтверждающие правильность лишь одной из существующих гипотез, могут быть составлены только совместными усилиями геологов

* В геологической литературе широко освещены исследования, прямо или косвенно соприкасающиеся с проблемой палеоклиматов. Даже их простой обзор может явиться самостоятельным трудом. Следовательно, в такой небольшой работе, как данная, они не могут быть охарактеризованы с той полнотой, которая необходима для критического их рассмотрения. В связи с этим автор воздержался от каких-либо дискуссионных замечаний. Тем более, что работа сама по себе является дискуссионной, и представлялось более важным подкрепить ее возможно большим количеством фактического материала.

всех континентов (как, например, составлялась Тектоническая карта Мира), так как расположение климатических поясов на одном континенте контролируется этими же данными для других континентов. К этому следует добавить, что такие карты должны составляться с единой позиции.

В данной работе, также, вероятно, не приближающей окончательного разрешения этого вопроса, рассмотрен еще один возможный вариант. За основу реконструкции последовательного изменения положения Земли относительно направления потока солнечных лучей положена реставрация размещения пустынь в прошлые геологические эпохи. Предусматривается это из следующих соображений.

1. Образования, формирующиеся в условиях пустынь, имеют специфические литологические особенности и палеонтологическую характеристику. Это позволяет более или менее надежно выделять их среди других отложений. Кроме того, даже такие отложения, как ледниковые, не определяют так точно фациальных условий. Так, например, ледниковые отложения верхнего карбона трактуются Н. М. Страховым [90, Т. I] как материковые для Южной Америки и Африки и как отложения высокогорного типа в пределах Индостанского п-ва и Австралии, где по его схеме пролегал экватор.

2. Судя по современному распространению пустынь, ареалы их развития в геологическом прошлом также должны были быть значительными, что повышает возможность их выявления.

3. Самое главное — пустыни занимают определенное место на нашей планете. Они с некоторыми отклонениями, вызванными различиями физико-географической обстановки, приурочиваются к двум полосам, окаймляющим экваториальный пояс. Это хорошо известный факт, который широко используется геологами при палеогеографических или палеоклиматических построениях. В данной работе основной посылкой является закономерное тяготение аридных зон к зонам тропиков. Так, вдоль Северного тропика расположены пустыни Калифорнийского п-ва, Центральной Мексики, Севера Африки, Аравийского п-ва; вдоль Южного — пустыня Атакама Северной Америки, пустыня Намиб Южной Африки и пустыни Австралии. Пустыни занимают различное положение относительно частей материков и удаленности от океана. Общим для них является тяготение к зонам тропиков.

4. Линии тропиков фиксируют угол между экваториальной плоскостью и плоскостью эклиптики. В летнее время для тропических зон характерно наиболее высокое стояние Солнца, угол падения солнечных лучей в какой-то период достигает даже 90° . В экваториальной части такое высокое стояние Солнца наблюдается только во время равноденствия, а для более высоких широт вообще не характерно. Более чем вероятно, что приуроченность пустынь к зонам тропиков в значительной ме-

ре определяется прямым или близким к нему падением солнечных лучей, что именно это вызывает высокую степень аридности этих областей.

Таким образом, по размещению пояса пустынь в прошлые геологические эпохи, во-первых, можно будет сделать выводы о направлении широтной зональности и ее соотношении с современным широтным планом, во-вторых, в том случае если общий широтный план сохранился, определить ориентировочно угол наклона земной оси в различные геологические эпохи. Именно это и было целью проведенных исследований. Но данная работа имеет и прикладное значение, так как уточнение климатических обстановок в прошлые геологические эпохи может способствовать прогнозированию экзогенных полезных ископаемых.

Критериями для отнесения того или иного участка к зоне пустынь служили пространственные сочетания залежей поваренных и калийных солей, бедных органическими остатками, красноцветных песчаников, мощных залежей гипса и ангидрита. Отдельные проявления гипсоносности или присутствие красноцветных пород без указания их литологических особенностей во внимание не принимались. В качестве проверочных критериев правильности выделения зоны тропиков применялись данные по размещению других осадочных пород: рифов, безызвестковистых терригенных образований, бокситоносных или ледниковых отложений, позволяющие судить, какие климатические пояса располагались по одну и другую стороны от тропиков.

Ввиду того, что размещение пустынь прошлого изучалось в планетарном плане и решающим являлось сочетание данных по всем континентам, материалами служили главным образом литературные источники. Личные наблюдения, по вполне понятным причинам, занимают небольшое место.

Основной трудностью в работе было явно недостаточное количество фактического материала, так как использовать можно было только такие описания, в которых указывались бы и литология пород, и их возраст, если не с точностью до яруса, то обязательно до отдела. Для некоторых периодов характеристика пустынных образований оказалась настолько скудной, что составить для них хотя бы ориентировочную схему было невозможным. Интерпретация размещения аридных поясов несомненно выиграла бы, если основой для составления схем служили палеогеографические карты, позволяющие внести поправки на характер физико-географической обстановки. Но от этой мысли пришлось отказаться в связи с отсутствием глобальных построений такого рода, характеризующих дробные стратиграфические подразделения. Проведенные исследования позволили автору сделать вывод, что, по крайней мере начиная с ордовика, кардинальные перемены климата земного шара были связаны с изменениями угла наклона земной оси.

ПУСТЫНИ КАК ИНДИКАТОР ПОЛОЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ ОСИ

Пустыни современной геологической эпохи

СЕВЕРНОЕ ПОЛУШАРИЕ

Калифорнийский п-ов протягивается в субмеридиональном направлении от 32 до 23° с. ш. Центральная и восточная части полуострова характеризуются гористым рельефом, абсолютные высоты достигают 3000 м. В западной половине, вдоль побережья Тихого океана, простирается плоскогорье с высотами $1000—1500$ м. Растительность скудная, пустынного типа, местами степная. Вся территория полуострова, по данным П. Мейджеса [22], характеризуется аридным климатом, при этом зона с высокоаридными условиями располагается по побережью Калифорнийского залива, отделяющего полуостров от материка. Годовое количество осадков достигает здесь 200 мм. Средняя температура самого теплого месяца равна 30°C и более, средняя температура самого холодного месяца $10—20^\circ\text{C}$. Сезонных различий в распределении осадков нет; 65% выпадаемых осадков испаряется.

Пустыня Чиуауа расположена в центральной части Северной Мексики, от ее северной границы (30° с. ш.) примерно до 22° с. ш. К северо-востоку и западу от нее находятся области с полуаридным климатом. С севера к ней примыкают пустыни штатов Аризона, Нью-Мексико, Колорадо (юго-западных территорий США). Пустыня Чиуауа характеризуется аридным, а не высокоаридным климатом (по П. Мейджесу — классификация основывается на количестве осадков, выпадаемых за год).

В пределах восточной части Северной Америки аридные и даже полуаридные области отсутствуют.

Сахара занимает всю северную часть Африканского континента, простираясь от Атлантического океана до Красного моря. На северо-западе она граничит с южными предгорьями Атласа, на северо-востоке подступает к побережью Средиземного моря. Южная граница аридной зоны проходит примерно между 17° с. ш. на западе и 13° с. ш. на востоке.

По степени аридности своей территории Сахара отличается ярко выраженным зональным строением. Широкая осевая полоса с высокоаридным климатом приурочивается к линии Северного тропика, это — **Центральная Сахара**, переходящая на востоке в **Ливийскую пустыню**, к которой, в свою очередь, примыкает с юго-востока **Нубийская пустыня**. Площадь с высокоаридными условиями окаймляется областями с аридным кли-

матом: с севера и юга соответственно Северной и Южной Сахарой, а также широкой полосой по побережью Атлантического океана. Широкая пустынная зона с юга ограничивается поясом развития полуаридных условий. Полуаридными условиями характеризуется также узкая полоса вдоль побережья Средиземного моря.

Количество осадков, по М. Друену [22, с. 7—71], в высокоаридной зоне достигает 20 мм в год, в пределах аридной меняется от 500 мм у ее внешней границы до 50 мм по приближении к высокоаридным площадям. Дождливые сезоны отсутствуют. В центральной части Сахары в некоторые годы осадки не выпадают. Крайняя сухость климата вызывается также высокой интенсивностью испарения атмосферных осадков. Высокоаридная область характеризуется наиболее резкими для Сахары сезонными различиями: средняя температура самого холодного месяца колеблется от 10 до 20° С, средняя температура самого теплого месяца более 30° С.

Рельеф территории Сахары достаточно разнообразен, но преобладают равнинные пространства с абсолютными высотами 200—500 м. У побережья Атлантического океана в Средиземного моря, а также на юге и востоке пустыни наблюдаются низменности, часть которых лежит даже ниже уровня моря. С северо-запада на юго-восток Сахара пересекается цепочкой возвышенностей — плато Тадемаит (836 м), нагорье Ахаггар (3003 м), нагорье Тибести (3415 м), плато Эннеди (1450 м); цепь возвышенностей смыкается с гористой местностью Восточной Африки. Помимо песчаных пустынь распространением пользуются также щебенчатые и каменные.

Центральная часть территории в связи с крайней засушливостью почвы и сухостью воздуха бедна растительностью; после дождей произрастают короткоживущие эфемеры. На морских побережьях (имеется в виду Атлантическое и Средиземноморское) растительность достаточно богата и разнообразна. В долинах гористых областей имеется древесная и кустарниковая растительность.

Побережье Красного моря на всем протяжении представляет собой пустыню, большей частью с высокоаридными климатическими условиями, почти полностью лишенную растительного покрова, с повсеместно распространенными мощными залежами солей.

Аравийский п-ов целиком относится к аридной зоне, только на крайнем севере, на западном побережье Средиземного моря, господствуют полуаридные условия. Высокоаридные климатические условия, помимо северной и южной части побережья Красного моря, развиты также на юго-востоке полуострова, в пустыне **Руб-эль-Хали**. По данным П. Мейджеса [22], осадки выпадают в зимнее время, средняя температура самого холодного месяца меняется в пределах 0—10° С, средняя температура

самого теплого 30°C и более. Восточная половина полуострова отличается более высокими температурами. Пустыня Руб-эль-Хали простирается от линии тропика до побережья Индийского океана. Пустыни Аравийского полуострова по своим условиям — температуре, влажности, рельефу, растительности, почвам и пр. — сходны с Сахарой, продолжением которой они, собственно, и являются.

Восточнее, в юго-западной части Азиатского континента, расположен массив пустынь, вытянутый меридионально, от 50° с. ш. до побережья Индийского океана: **Бетпакдала, Устюрт, Кызылкум, Каракумы, Деште-Кевир, Деште-Лут, Дашти-Марго, Тар.** Все они обладают резко континентальным климатом, холодной, особенно в северной части, зимой и жарким летом. Исключением являются только области, прилегающие к Аравийскому морю, где зимние температуры достигают $10\text{--}20^{\circ}\text{C}$. Области с высокоаридными условиями в этом массиве пустынь и полупустынь отсутствуют. Южнее, через территорию Индостанского полуострова, от Тара на севере до Бенгальского залива на юге, проходит вытянутая в северо-западном направлении полоса с полуаридным климатом. Но и здесь, примерно на широте 15° , располагается небольшой район с аридными климатическими условиями.

Такла-Макан находится в Центральной Азии, северная часть пустыни пересекается сороковой параллелью. Такла-Макан представляет собой песчаную, лишенную растительности пустыню с абс. высотами от $800\text{--}100$ м на севере и востоке до 1200 м на юге и западе. С севера пустыня ограничивается горами Тянь-Шаня с запада Памиром, с юга и юго-востока горными хребтами Куньлунь и Кань-Шань, которые отделяют ее от Тибета и Гималаев. Климат резко континентальный, с холодными зимами и средней температурой самого теплого месяца около 30°C . Осадки крайне редки, по П. Мейджесу [22], пустыня относится к высокоаридным областям. На северо-востоке Такла-Макан граничит с **Турфанской впадиной**, характеризующейся аридными климатическими условиями.

Пустыня Гоби лежит еще далее к северу-востоку, между сороковой и сорок пятой параллелями. Климат Гоби аридный, местами даже полуаридный. Участки с высокоаридными условиями отсутствуют. Климат, так же как и пустыни Такла-Макан, резко континентальный, с большими сезонными различиями температур: летние достигают 45°C в тени, зимние опускаются до -40°C . Годовые осадки составляют $50\text{--}200$ мм. Абс. высоты колеблются в основном в пределах $700\text{--}1500$ м, отдельные возвышенности имеют отметку более 1500 м. Поверхность пустыни местами песчанистая, но преимущественным развитием пользуются щебенчатая и каменистая. Широко распространены солончаковые почвы. Растительность скудная, местами полупустынная, в горах кустарниковая.

Атакама — солончаковая пустыня с абс. отметками до 500 м, занимающая узкую полосу суши вдоль побережья Тихого океана между 30 и 18° ю. ш. Зона пустыни простирается еще далее к северу по Перуанскому побережью примерно до 5° ю. ш. Прилегающая к океану полоса отличается высокоаридным климатом, местность, проходящая вдоль подножья Анд, — аридным. По Де-Лара [22, с. 251—292], район между 20 и 26° ю. ш. представляет собой одну из наиболее засушливых областей земного шара — годовые осадки не превышают 10 мм, т. е. практически отсутствуют. В более южных областях пустыни их количество увеличивается до 100 мм.

Помимо Тихоокеанского побережья с его высокоаридными климатическими условиями П. Мейджес [22] отмечает в пределах Южной Америки еще несколько районов с аридным климатом. Два из них простираются вдоль восточного подножья Анд в пределах Боливии и Аргентины. Один находится в западной части Патагонии, причем аридная область продолжается до Атлантического побережья.

Пустыня Намиб лежит на западном побережье Южной Африки. Протяженность ее около 1400 км, ширина меняется от 50 до 130 км, северное окончание находится примерно на 17° ю. ш., южное доходит до 27° ю. ш. Пустыня представляет собой пенепленизированную полосу суши, ограниченную с запада океаном, с востока цепочкой нагорий (Каоко, Комас и др.) с высотами до 2500 м. По П. Мейджесу [22], область относится к высокоаридным. Сумма годовых осадков 17—25 мм. Постоянные водотоки приурочены лишь к руслам крупных рек. Растительность скудная [22, с. 95—122]. Высокоаридная зона оконтуривается с востока зоной развития аридных климатических условий (район Намаленд).

Калахари находится в центральной части Южной Африки, примерно в пределах 22—28° ю. ш., но аридные условия характерны также и для района, расположенного несколько южнее р. Оранжевой. Рельеф пустыни увалистый, абс. высоты колеблются в пределах 1000 м, иногда более. Поверхность в основном покрыта песками. По П. Мейджесу [22], Калахари относится к аридным областям. Сумма годовых осадков равна 250—500 мм.

Пустыни Австралии — Область Соленых озер, Большая Песчаная, Большая пустыня Виктория, Симпсон, Арунта, занимают всю центральную часть континента, простираясь от Индийского океана до Тихого. Большая Песчаная пустыня и Большая пустыня Виктория, расположенные в западной половине материка, представляют собой плоскогорье с абс. высотами 300—500 м, отдельные возвышенности и нагорья имеют отметки 1000—1500 м. Поверхность песчаная или каменистая. В во-

сточной части преобладают низменности, побережье Тихого океана представлено горной областью. По количеству атмосферных осадков (менее 250 мм в год) австралийские пустыни относятся к областям с аридным климатом. Наименьшее количество осадков выпадает в центральной части материка, между 20 и 30° ю. ш. Средняя температура самого теплого месяца (января) около 35°С. Средние зимние температуры различны в зависимости от широты местности.

Вышеприведенные описания и рис. 1 характеризуют расположение пустынь современной эпохи. Некоторые из них сходны по занимаемой позиции. Так, например, аридная зона Калифорнийского п-ва, пустыни Атакама в Южной Америке и Намиб в Южной Африке в виде узких полос протягиваются вдоль западного побережья материков и отделяются от остальной части континента горными хребтами. Но в Патагонии, к юго-востоку от Атакамы, аридная зона тяготеет к восточному борту материка. В Мексике, восточнее Калифорнийского п-ва, пустыня Чиуауа лежит в центральной части материка, примерно на равном расстоянии от Тихого океана и Мексиканского залива, даже несколько ближе к последнему. Аридная область Мадагаскара находится на его юго-западном побережье, но в восточной зоне Африканского континента. Пустыни Северной Африки и Австралии пересекают материки от западного побережья до восточного. Аравийский п-ов полностью расположен в аридной зоне, при этом наиболее засушливые зоны приурочиваются как к западному побережью, к берегам Красного моря, так и к юго-восточному — пустыня Руб-эль-Хали. Далее к северу аридный пояс отклоняется в пределы умеренного пояса, огибая регион развития горных систем.

Аридность той или иной области климатологи нередко связывают с направлением господствующих ветров. Так, например Б. П. Алисов и Б. В. Полтараус [1] считают, что климат прибрежных пустынь западных окраин материков обязан преобладанию относительно холодного морского воздуха на восточной периферии океанических циклонов. Аридность юго-западного побережья Мадагаскара эти исследователи связывают с резким снижением количества осадков на подветренных склонах гор. Это, несомненно, так, но позиция пустынь и полупустынь относительно частей континентов и удаленности от морских побережий настолько различна, что не может быть объяснена какой-либо одной системой циркуляции атмосферы. Вернее следует считать, что и размещение пустынь, и циркуляция атмосферы подчинены общим факторам, что не умаляет влияния последней на климатические условия.

По-видимому, для понимания пространственной позиции пустынь необходимо рассматривать характер размещения аридных поясов в планетарном плане. Собственно, это уже давно сделано. Упомянутые выше авторы отмечают, что для матери-

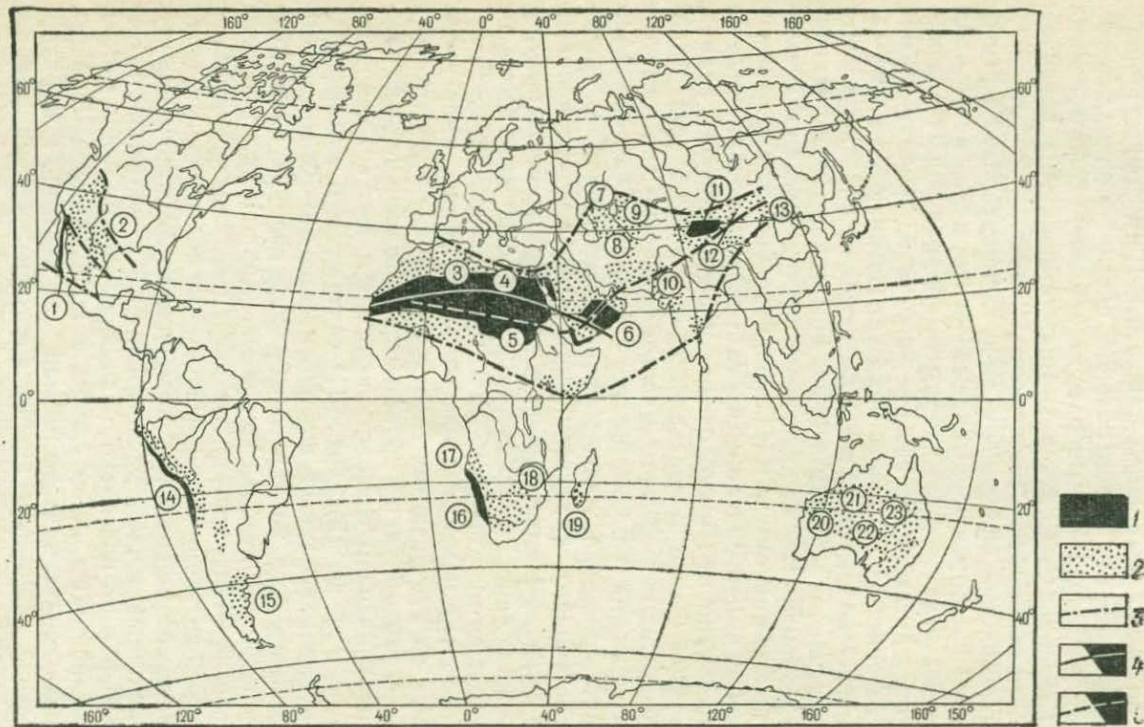


Рис. 1. Схема распространения аридных зон в современную эпоху.

1 — области с высокоаридным климатом; 2 — области с аридным климатом; 3 — границы аридного пояса; 4 — срединная линия, пересекающая области с высокоаридным климатом; 5 — срединная линия, пересекающая аридный пояс.

Пустыни (цифры в кружках): 1 — Калифорнийская, 2 — Чиуауа (Северная Мексика), 3 — Сахара, 4 — Ливийская, 5 — Нубийская, 6 — Руб-эль-Хали, 7 — Устюрт, 8 — Каракумы, 9 — Кызылкум, 10 — Дашти-Марго, 11 — Такла-Макан, 12 — Турфанская впадина, 13 — Гоби, 14 — Атакама, 15 — Патагонская, 16 — Намиб, 17 — Намаленд, 18 — Калахари, 19 — Юго-Западный Мадагаскар, 20 — Область Соленых озер, 21 — Большая Песчаная пустыня, 22 — Большая пустыня Виктория, 23 — Арунта

кового тропического климата характерны крайняя сухость, исключительно жаркое лето, резкие суточные колебания.

Тот факт, что аридные области группируются в два пояса — один в северном полушарии и один в южном — широко используется геологами при палеоклиматических построениях (Лотце и др.). Выделение аридных зон на палеоклиматических картах Н. М. Страхова служит важнейшим аргументом для доказательства перемещения полюсов в геологическом прошлом Земли [90, т. I].

Пространственное положение Сахары, Ливийской и Нубийской пустынь, а также пустыни Руб-эль-Хали, образующих единый пояс пустынь с высокоаридным климатом (см. рис. 1), позволяет сделать вывод, что главным фактором, определяющим их место на планете, является тяготение к зоне тропика — линия тропика пересекает аридную зону примерно в ее центральной части. То же наблюдается и для пустынного пояса Австралии, где центральная линия, пересекающая этот пояс в широтном направлении, также очень близко подходит к линии тропика, отклоняясь от него то к северу, то к югу. Таким образом, две наиболее крупные по площади аридные зоны — Северо-Африканская и Австралийская имеют одну общую черту: устойчивую приуроченность к линии тропика.

Связь аридности климата с положением линии тропика называется и на степени сухости отдельных участков территории пустынь западных побережий материков. Так, в Атакаме (см. рис. 1) к северу от 26° ю. ш., т. е. при приближении к линии тропиков, сумма годовых осадков менее 10 мм, а южнее она возрастает до 100 мм. Для пустынь Запада Северо-Американского континента также характерно, что наиболее засушливая область приближается к линии тропика (южное окончание Калифорнийского п-ва). Меридиональная аридная зона западного побережья Южной Америки простирается к северу и югу от линии тропика примерно на одинаковое расстояние. Пустыня Намиб, аридная площадь Намаленда, Калахари и юго-западная часть Мадагаскара, также образуют широтный пояс, тяготеющий к линии тропика. Следовательно, как бы не различались между собой аридные площади по размерам, конфигурации, направлению вытянутости, положению относительно частей материка или степени удаленности от морского побережья — всем им свойственна приуроченность к линиям тропиков. Исключением являются пустыни и полупустыни юго-западной и центральной частей Азии (Бетпакдала, Каракумы, Кызылкум, Такла-Макан, Гоби и др.), которые лежат уже в умеренном климатическом поясе.

Аридность тропических широт

В том случае, если приуроченность аридных зон к тропикам носит генетический характер, то, ориентируясь на пространственное развитие пустынь и полупустынь, возможно восстановить положение линии тропиков. Для подтверждения такой возможности ниже рассматривается смена физико-географических условий вдоль линий тропиков, с запада на восток.

Северный тропик: от 180° з. д. до 110° з. д. — акватория Тихого океана; $110—109^{\circ}$ з. д. — пустыня Калифорнийского п-ва; $109—106,5^{\circ}$ з. д. — акватория Калифорнийского залива; $106,5—98^{\circ}$ з. д. — прибрежная низменность, южное окончание гор Западная Сьерра-Мадре, аридная зона пустыни Чиуауа, Восточная Сьерра-Мадре, прибрежная равнина; $98—80^{\circ}$ з. д. — акватория Мексиканского залива; $80—15^{\circ}$ з. д. — акватория Атлантического океана; 15° з. д. — 60° в. д. — пустыни Северной Африки и Аравии; $60—68^{\circ}$ в. д. — акватория Аравийского моря; $68—71^{\circ}$ в. д. — аридная область крайнего северо-запада Индии; $71—116,5^{\circ}$ в. д. — территория Юго-Восточной Азии, на площади которой аридные области отсутствуют; $116,5—180^{\circ}$ в. д. — акватория Тихого океана.

Таким образом, протяженность водного пространства вдоль Северного тропика соответствует 257° длины окружности. Оставшиеся 103° составляет суша, при этом на протяженность аридных площадей падает 82° , что составляет около 80%.

Южный тропик: $180—70,5^{\circ}$ з. д. — акватория Тихого океана; $70,5—66^{\circ}$ з. д. — пустыня Атакама и прилегающие к ней с запада аридные площади; $66—45^{\circ}$ з. д. — юго-восточные территории Южной Америки, характеризующиеся гумидным климатом; 45° з. д. — $14,5^{\circ}$ в. д. — акватория Атлантического океана; $14,5—24^{\circ}$ в. д. — пустыни Намиб и Калахари; $24—35,5^{\circ}$ в. д. — плоскогорье и прибрежная низменность восточной части Южной Африки, обладающие гумидным климатом; $35,5—43,5^{\circ}$ в. д. — акватория Мозамбикского пролива; $43,5—44,5^{\circ}$ в. д. — аридная область Юго-Западного Мадагаскара; $44,5—47,5^{\circ}$ — гумидная площадь Южного Мадагаскара; $47,5—113,5^{\circ}$ в. д. — акватория Индийского океана; $113,5—151^{\circ}$ в. д. — пустыни Австралии; $151—180^{\circ}$ в. д. — акватория Тихого океана.

Протяженность водного пространства вдоль Южного тропика составляет 272° от общей длины окружности. На долю суши приходится 88° , из них $52,5^{\circ}$, что составляет 60%, представлено территориями с аридными условиями.

Совершенно очевидно тяготение к зоне тропиков как отдельных аридных областей, так и всего аридного пояса (как северного, так и южного полушария). Отсюда возникает предположение, что средняя линия, проведенная через территории аридных областей, может приближенно соответствовать положению линии тропика. Подсчет этот можно сделать точным

методами, например по способу наименьших квадратов. Но вряд ли это имеет смысл, так как сама методика измерения аридных областей не отвечает по точности этому методу. Оконтуривание аридных площадей прошлых геологических эпох вообще возможно сделать только ориентировочно. Поэтому средние линии, пересекающие северный и южный аридный пояса, вычислены по методу среднего арифметического (вернее среднего взвешенного). В табл. 1 и 2 приведены соответствующие

Таблица 1

Вычисление широты Северного тропика на основании размещения пустынь

Меридианы распространения в градусах	Пределы колебаний широт в градусах	Средняя широта в градусах	Протяжен- ность в градусах долготы	Произведение средней ши- роты и про- тяженности
110—120 з. д.	36—26	31	10	310
15 з. д. — 0	21—23,5	22,25	15	334
0—10 в. д.	23,5	23,5	10	235
10—20 в. д.	23,5—22	22,75	10	228
20—40 в. д.	22—17	19,5	20	390
40—50 в. д.	17—20	18,5	10	185
50—60 в. д.	20—25	22,25	10	222
60—70 в. д.	25—24	24,5	10	245
70—80 в. д.	24—28	26	10	260
80—100 в. д.	28—40	34	20	680
100—110 в. д.	40—43	41,5	10	415
Сумма			135	3505

Ориентировочная широта линии тропика: $3505:135=26^{\circ}$ с. ш.

Вычисление широты Южного тропика на основании размещения пустынь

Меридианы распространения в градусах	Пределы колебаний широт в градусах	Средняя широта в градусах	Протяжен- ность в градусах долготы	Произведение средней ши- роты протя- женности
70,5—66 з. д.	23,5	23,5	4,5	105,7
14,5—24 в. д.	20—27	23,5	9,5	223,2
43,5—44,5 в. д.	23,5	23,5	1,0	23,5
113,5—151 в. д.	23,5—28	25,75	37,5	965,6
Сумма			52,5	1318,0

Ориентировочная широта линии тропика: $1318,0:52,5=25,1^\circ$ ю. ш.

расчеты, сделанные на основании данных, показанных на рис. 1.

Несмотря на то, что при расчете были приняты во внимание и пустыни умеренного пояса, сходимость расчетного положения линии тропика (26° с. ш.) с истинным вполне приемлемая. Аридные области умеренного пояса представлялось необходимым учесть в связи с тем, что различить в ископаемом состоянии отложения пустынь тропического и умеренного поясов достаточно трудно, что создаст возможность субъективного отбора опорных данных.

Для Южного тропика расчетная широта еще менее отличается от истинной. Исходные данные для обеих таблиц легко проверить по рис. 1.

Итак, правомерно прийти к заключению об устойчивом тяготении пояса пустынь к зоне тропиков и о возможности, благодаря этому, ориентируясь на пространственное размещение пустынь, приближенно определить широту линий тропиков. Более чем вероятно, что такая зависимость существовала и в прошлые геологические эпохи.

Положение пояса пустынь и угол наклона земной оси

Возможно, что для утверждения зависимости положения пояса пустынь от угла наклона земной оси достаточно показать приуроченность аридных зон к линиям тропиков, которые

и фиксируют угол наклона земной оси. Но для более уверенного перенесения этого принципа на отдаленные геологические эпохи ниже этот вопрос рассмотрен несколько более детально.

Величина обогрева солнечными лучами того или иного участка планеты определяется прежде всего его широтой или, иначе говоря, углом падения солнечных лучей. То, что впоследствии солнечное тепло перераспределяется из-за различия соотношений суши и моря, рельефа поверхности суши, циркуляции атмосферы и других факторов, не меняет широтного плана размещения климатических поясов, а лишь приводит к прихотливому очертанию их границ. Даже то обстоятельство, что эксцентриситет земной орбиты смягчает сезонные колебания в Северном полушарии и увеличивает их интенсивность в Южном, не приводит к существенной разнице в размещении климатических поясов. Благодаря этому в Южном полушарии лишь несколько смещены по направлению к экватору границы соответствующих Северному полушарию зон (рис. 2).

Изменение угла падения потока солнечных лучей, возникающее в связи с тем, что угол между плоскостью эклиптики и плоскостью экватора составляет $23^{\circ}27'$, показано на рис. 3. На плоскость рисунка нанесена вертикальная проекция земного шара (без учета ее эллиптической формы, так как это не влияет на выводы, но значительно упрощает построение). Плоскость эклиптики перпендикулярна плоскости рисунка и параллельна его горизонтальной оси. Линия, соединяющая Северный и Южный полюса, образует с нормалью к плоскости эклиптики угол, равный наклону земной оси. Направление потока солнечных лучей изображено прямыми линиями, параллельными плоскости эклиптики.

Радиусы, проведенные от центра проекции к ее окружности, определяют на проекции положение широт, разграничивающих климатические пояса (см. рис. 2). К точкам окружности, соответствующим этим пограничным широтам, проведены касательные. Угол, образованный линией, параллельной потоку солнечных лучей, и данной касательной, будет соответствовать углу падения солнечных лучей на пограничную широту. На рисунке отображены крайние положения Земли, отвечающие полдню самых теплых суток и наибольшему углу падения солнечных лучей в Северном полушарии при данном угле наклона земной оси (левая часть) и полдню самых холодных суток, характеризующим максимальный температурный режим самого холодного дня (правая часть). Крайние положения взяты для наибольшей простоты расчета.

На основании сопоставления углов падения солнечных лучей на заданные широты в полдень самого теплого дня можно установить, что:

а) граница между полярной арктической и субполярной зонами проходит там, где максимальный угол падения солнечных

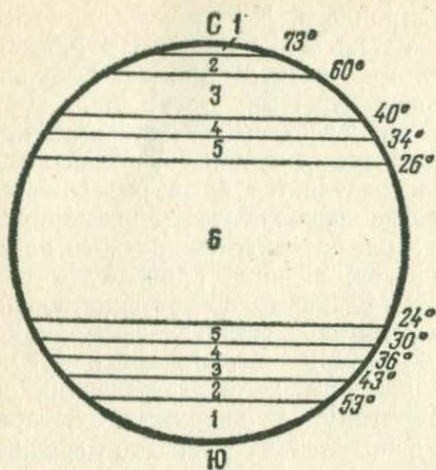


Рис. 2. Современные климатические зоны, по А. И. Кайгородову [38].

Климатические зоны: 1 — полярная арктическая (антарктическая); 2 — субполярная; 3 — средних широт; 4 — субтропическая; 5 — тропическая; 6 — экваториальная

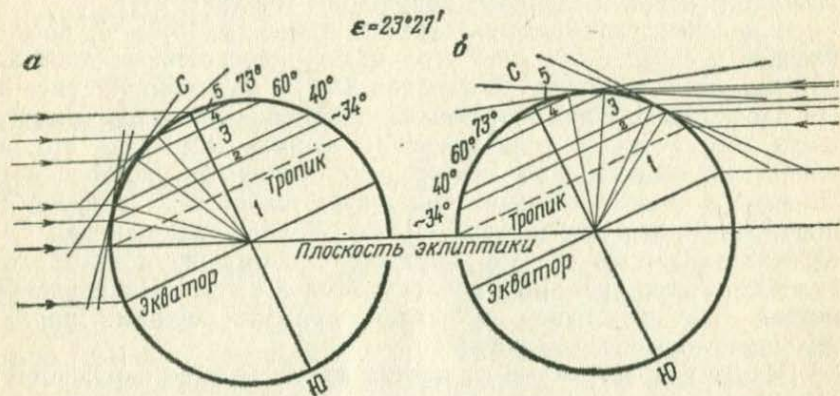


Рис. 3. Зависимость современной климатической зональности от угла падения солнечных лучей.

а — полдень самого жаркого дня; б — полдень самого холодного дня.

Климатические пояса: 1 — жаркий (экваториальный и тропический); 2 — теплый (субтропический); 3 — умеренный; 4 — холодный; 5 — морозный (ледниковый)

лучей (угол между направлением луча и касательной плоскостью) равен 40° ;

б) граница между субполярной зоной и зоной умеренного климата — средних широт, по А. И. Кайгородову [38], — на широте, где максимальный угол падения равен 54° ;

в) пограничной полосе, разделяющей зоны субтропиков и средних широт, отвечает максимальный угол падения солнечных лучей, равный 73° ;

г) на широте, разделяющей субтропическую и тропическую зоны, данный угол около 80° ;

д) максимальный угол падения солнечных лучей приурочен к широте тропика, а по направлению к экватору уменьшается.

Эти данные не новы. Они лишь приведены в такую форму, чтобы с ними было легче оперировать при сопоставлении климатической зональности прошлых геологических эпох с современной, т. е. рассматривается солярный климат, без учета влияния иных планетарных факторов.

Ниже, в табл. 3, приведено количество солнечного тепла, получаемого на верхней границе земной атмосферы для разных широт, по данным Б. П. Алисова и Б. В. Полтарауса [1].

Таблица 3

Полугодовые суммы солнечной радиации на верхней границе атмосферы
на разных широтах (в ккал/см²) при солнечной постоянной,
равной 2 ккал/см²·мин

Полугодие	Географическая широта, град.				
	0	10	20	30	40
Летнее	160,6	170,0	174,6	174,4	169,7
Зимнее	160,6	146,8	129,0	107,8	84,0

Продолжение табл. 3

Полугодие	Географическая широта, град.				
	50	60	70	80	90
Летнее	160,9	149,1	138,7	134,5	133,3
Зимнее	58,7	33,6	13,4	3,3	0,0

Из табл. 3 видно, что наибольшее количество тепла в летнее время получают широты, проходящие в непосредственной близости от линии тропика. В зимнее время происходит постепенное уменьшение количества получаемой радиации от экватора к полюсу, т. е. тропическая широта утрачивает свое «привилегированное» положение (см. рис. 3).

Однако ввиду того, что на количество солнечного тепла, достигающего нижней границы атмосферы, оказывает большое влияние облачность, тропические широты и в зимний период обладают преимуществом.

Так, Б. П. Алисов и Б. В. Полтараус [1] приводят расчеты С. И. Савинова, характеризующие годовые суммы прямой инсоляции на ряде широт, сделанные с учетом облачности и прозрачности атмосферы (табл. 4).

Количество прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность на различных широтах земного шара

Широта, град	Средняя годовая облачность, %	Коэффициент прозрачности	Радиация, ккал/см ² ·год	
			возможная	действительная
60 с. ш.	61	0,800	108	41
50 »	58	0,775	132	54
40 »	50	0,750	152	74
30 »	44	0,725	168	91
20 »	42	0,700	179	100
10 »	48	0,700	188	95
0 »	56	0,700	192	82
10 ю. ш.	56	0,700	188	80
20 »	49	0,700	177	88

Как видно из табл. 4 (несмотря на то, что угол падения солнечных лучей на тропические широты в зимний период значительно меньше, чем для экваториальной зоны), годовая сумма радиации наибольшей величины достигает в тропическом поясе. Таким образом, тропические зоны характеризуются наибольшим притоком прямой солнечной радиации в летний период (что особенно важно для формирования пустынь и солеродных бассейнов), в связи с чем годовые суммы радиации также отличаются большей величиной.

Эти данные, достаточно широко известные, приведены с тем, чтобы показать, что: а) пояс пустынь приурочен (вернее, тяготеет) к зоне тропиков, благодаря высоким летним температурам; б) зимние температуры могут быть различными, в том числе и минусовыми. То, что холодные зимние периоды, когда температура нередко снижается значительно ниже нуля, не препятствуют формированию пустынь, очень важно для реставрации данных для прошлых геологических эпох. Ведь в том случае, если угол между экваториальной плоскостью и плоскостью эклиптики был еще большим, чем в современную эпоху, температурное различие летнего и зимнего сезонов вдоль зоны тропических широт было соответственно резче. Но, как показано выше, что не должно было препятствовать формированию пустынь в пределах этого пояса.

Таким образом, ориентируясь на размещение пояса пустынь прошлых геологических эпох, можно надеяться приблизительно (с точностью до единиц градусов — см. табл. 1 и 2) определить положение линии тропиков.

ОБОСНОВАНИЕ АРЕАЛОВ РАЗВИТИЯ ПУСТЫНЬ ПРОШЛЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭПОХ

Пустыни прошлых геологических эпох могут быть установлены только на основании состава осадочных пород — хранителей информации о физико-географической обстановке эпохи седиментогенеза. Наиболее распространенными образованиями аридных зон в настоящее время являются эоловые и аллювиальные пески преимущественно желтоватых и красноватых цветов, а также различные эвапориты.

О происхождении красноцветных песчаников, достаточно широко распространенных как в мезо-кайнозойских, так и в палеозойских отложениях, нет единого мнения. Л. Б. Рухин [80, с. 735—743] выделял два типа красноцветных отложений, различие между которыми определяется ландшафтными особенностями области формирования: а) аллювиальные и аллювиально-озерные отложения обширных приморских равнин — песчаники, часто глинистые, распространенные на большой площади и обладающие значительной мощностью (для них характерны знаки ряби, трещины высыхания, наличие эрозионных врезов и промоин, а также остатки растений, рыб); б) песчано-конгломератовые отложения межгорных впадин.

Красноцветные отложения местами переходят по простиранию в карбонаты, чаще в доломиты. Л. Б. Рухин считает, что красноцветные отложения являются образованиями приморских равнин с теплым, влажным, периодически засушливым климатом.

Много внимания генезису красноцветных отложений уделил Э. Д. Макки [74, с. 233—244], отмечающий, что несмотря на то что генезис красноцветов обсуждается давно, единой точки зрения на этот вопрос нет: красноцветы рассматриваются то как отложения аридных и семиаридных областей, то, наоборот, как осадки гумидного пояса. Вслед за Ван-Хутеном он выделяет 6 типов площадей, в пределах которых могли формироваться красноцветные отложения: 1) области с засушливыми сезонами в отдельных районах (красноцветные отложения связаны здесь с угленосными); 2) речные дельты, постепенно переходящие в лагуны с избыточным испарением; 3) области аккумуляции в предгорных долинах; 4) аллювиальные равнины и дельтовые области; 5) пологие береговые равнины в приливно-отливной зоне; 6) прибрежная зона моря, примыкающая к лагунам. Но в противоположность Ван-Хутену, который считает,

что ввиду разнообразия генетических видов красноцветных отложений последние не имеют прямого значения в качестве показателей климата. Э. Д. Макки приходит к выводу о формировании красноцветов в аридных условиях. Свой вывод он мотивирует такими соображениями: 1) отмечены фациальные переходы дельтовых красноцветных отложений в сходные, но уже не красноцветные отложения, из чего следует, что окислительная обстановка играла существенную роль при седиментогенезе; 2) сухой климат, препятствующий развитию богатой растительности и обуславливающий низкий уровень грунтовых вод, способствует сохранению окисных соединений железа; 3) часты ассоциации с эвапоритами.

Н. М. Страхов [90, Т. I, с. 18—22], характеризуя формации аридных равнин, описывает их как красноцветные или пестроцветные песчано-алеврито-глинистые породы, более или менее карбонатные, часто с пропластками сульфатов, иногда с прожилками или вкрапленниками галита. Песчаники и алевролиты полимиктовые или мезомиктовые с косою слоистостью эолового типа или типа временных потоков. Органические остатки отсутствуют или редки, часты трещины усыхания. Мощность десятки и сотни метров. Кроме формации аридных равнин Н. М. Страхов выделяет две красноцветные континентальные формации аридной зоны: а) *терригенную формацию межгорных котловин* — мощная толща несортированных обломочных пород, от щебенчатых до тонкозернистых; б) *аридную параличскую*, характеризующуюся чередованием континентальных полимиктовых отложений с морскими.

Совершенно невозможно перечислить здесь работы палеогеографического направления, в которых толщи континентальных красноцветных отложений использовались как показатель аридного климата эпохи осадкообразования. Прежде всего это Палеогеографический атлас СССР, составленный под руководством А. П. Виноградова большим коллективом геологов. То же относится к схемам, иллюстрирующим климатическую зональность прошлых геологических эпох, составленным Н. М. Страховым [90, Т. I]. Но это не исключает и других мнений. Б. П. Кротов, например, классифицировал красноцветные терригенные породы как коры выветривания.

Д. В. Наливкин [65, с. 174—185] пишет, что красноцветные и пестроцветные отложения весьма разнообразны по своему происхождению, но что под термином красноцветы следует понимать осадки не только определенного состава, но и определенного генезиса, что это понятие не только литологическое, но и генетическое. Под термином красноцветы он рекомендует понимать континентальные отложения, распространенные на большой площади и обладающие большой мощностью. Цвет пород преимущественно красноватый, но распространены также пестроцветы, сероцветы. В составе преобладают песчаники, от

тонкозернистых до грубозернистых, алевролиты, глинистые образования, нередко конгломераты, состав полимиктовый, слоистость разнообразная. Часты пространственные ассоциации с мергелями, доломитами, известняками, эвапоритами. Происхождение их, по Д. В. Наливкину, достаточно разнообразно, среди них могут быть эоловые, дельтовые, предгорные, речные, озерные, лагунные и другие отложения, формирующиеся в зоне пустынь. Он считает их аналогами образований современных пустынь, указывая, что оранжевая и красная окраска их песчаных массивов и в настоящее время пользуется широким распространением (Кызылкумы, пустыни Южной Аравии и др.).

Обращаясь к зонам современного литогенеза следует выделить две крупные группы осадков, характеризующихся преимущественным развитием красной окраски. Это красноземы, латеритные коры выветривания — типичные образования гумидных зон, и песчано-глинистые осадки пустынь — не менее характерные образования аридных зон. Общим для той и другой группы является красный цвет осадков, обязанный присутствию окислов железа. Последнее и в том, и в другом случае связано с низким уровнем грунтовых вод: коры выветривания формируются лишь в хорошо дренируемой зоне, а для пустынь, с их крайне незначительными атмосферными осадками, он является следствием физико-географической обстановки.

Как красноземы, так и красноцветы (следуя терминологии Д. В. Наливкина) формируются в условиях жаркого, реже теплого климата. Однако по своему составу эти формации резко различаются. Коры выветривания в каждом данном месте образованы за счет определенной материнской породы, последняя при этом почти полностью переработана, легко растворимые соединения вынесены и в составе преобладают глинистые минералы, в том числе (для латеритных кор) и минералы свободного глинозема. Красноцветы, напротив, чаще всего характеризуются полимиктовым составом, преобладанием песчанистого материала и сонахождением с эвапоритами, мергелями, доломитами. Кроме того, красноцветы обладают значительно большей мощностью. Разнообразие типов слоистости, состава, величины зернистости объясняется еще и тем, что отложения пустынь постоянно перераспределяются под действием временных потоков и главным образом ветра, на что еще в конце прошлого века обратил внимание В. А. Обручев и о чем пишет видный исследователь пустынь Б. А. Федорович [96].

В данной работе красноцветы трактовались как показатели аридности области осадконакопления в том случае, если они: а) наблюдались в пространственной ассоциации с эвапоритами; б) характеризовались большой площадью распространения и (или) значительной мощностью; в) были достаточно точно определены по составу и отвечали понятию «красноцветы»; д) со-

держали лишь скудные органические остатки — растительные или наземных животных.

Красноцветные отложения, содержащие глинистые минералы коры выветривания или прослой угленосных пород, рассматривались как противопоказатели аридности климата.

Не принимались также во внимание единичные выходы красноцветных пород, как бы близко не подходили они к типу «красноцветы». Сделано это с тем, чтобы по возможности уменьшить число ошибок — небольшие площади могли быть сформированы как за счет размыва нижележащих красноцветных пород, так и за счет привноса пирогенного материала.

Бесспорным признаком жаркого аридного климата эпохи седиментогенеза являются соли, как поваренные, так и калийные. Здесь все исследователи придерживаются единого мнения. Более того, приводятся температуры, при которых должны были формироваться залежи солей того или иного состава [33, 74, с. 309—321 и др.]. Образованиями аридных зон считаются также сульфаты — гипс и ангидрит. Однако, несмотря на бесспорность генезиса эвапоритов, при использовании их как показателей аридности климата прошлых геологических эпох также возможны ошибки. Более всего это касается гипсоносных отложений, так как гипс может быть эпигенетическим, отложенным из термальных вод. Соли также, ввиду своей легкой растворимости, могут быть переотложены из более нижних горизонтов. Так, например, М. Г. Валяшко и Т. В. Мандрыкина [14] считают переотложенным Соликамское месторождение солей. Вторичным, образованным за счет размыва пермских соленосных толщ, является, по их мнению, и Индерское месторождение. Такого же мнения придерживается М. П. Фивег [98], который выделяет следующие типы соленосных отложений: 1) морской — наиболее распространенный; 2) континентальный, формирующийся за счет выветривания континентальных пород и 3) смешанный — обязан размыву древних морских соленосных отложений. Именно к этому типу соленосных месторождений он относит оз. Индер.

Весьма интересную для целей данной работы классификацию галогенных отложений, предложенную В. Крумбейном, приводит Л. Б. Рухин [80]. Им выделено 4 типа галогенных отложений: 1) галогенные отложения подстилаются и перекрываются морскими осадками; 2) галогенные отложения залегают на морских, но перекрываются красноцветными; 3) залегают на красноцветных, перекрываются морскими; 4) подстилаются и перекрываются континентальными красноцветными отложениями. В этой классификации как нельзя более подтверждается близость условий формирования галогенных толщ и красноцветов, несмотря на то, что первые являются морскими, лагунными или озерными отложениями, а вторые по преимуществу эоловыми или аллювиальными.

Таким образом, ископаемые соли и гипсы принимались как показатели аридности климата в случае их площадной распространенности, большой мощности и, главное, при их сонахождении с красноцветами. Единичные проявления соленосности (особенно если содержащие их толщи подстилаются более древними соленосными породами) и гипсоносности во внимание не принимались.

Обзор размещения современных аналогов красноцветных толщ — в настоящее время это песчаные отложения пустынь, сделан в предыдущей главе. Вернее, там подробно описано пространственное положение пустынь, в пределах которых они и распространены. Поэтому здесь не имеет смысла рассматривать этот вопрос еще раз.

Примерно к этим же аридным поясам тяготеют и области современного осаднения эвапоритов. Ф. Лотце [74, с. 321—336] пишет и иллюстрирует соответствующей схемой, что эти области приурочиваются к двум четко выраженным поясам: один в Северном полушарии, второй в Южном. Они расположены на определенном расстоянии от тропиков и параллельны им. Отмечая, что размещение современных поясов эвапоритов связано с положением аридных зон, Ф. Лотце считает также, что оно зависит от характера распределения атмосферных осадков. Таким образом, пространственное положение областей современного образования эвапоритов определяется теми же факторами, что и размещение пустынь — высокими летними температурами и незначительным количеством атмосферных осадков, что и вызывает засушливость этого пояса.

Следовательно, основываясь на распространенности красноцветов и эвапоритов, а особенно на их пространственных ассоциациях, в отложениях прошлых геологических эпох можно определить положение аридных областей, а в некоторых случаях, по сочетанию последних, выделить и аридные пояса, которые так отчетливо прослеживаются в современную эпоху.

При этом в зависимости от полученных данных возможно несколько вариантов решений.

1. Выявленные аридные области расположены бессистемно и могут быть увязаны лишь в пределах отдельных континентов, но не образуют протяженных зон, опоясывающих земной шар в том или ином направлении. Такая картина может создаться в результате перемещения континентов.

2. Аридные области прошлых геологических эпох формируют протяженные пояса, которые увязываются между собой в пределах всех континентов, при этом пояса расположены под углом к современному широтному плану. Это будет свидетельствовать о перемещении полюсов относительно континентов, без изменения пространственных соотношений между континентами.

3. Аридные области прошлых геологических эпох увязыва-

ются в пояса планетарного масштаба, при этом, меняя широты, они сохраняют широтный план, свойственный современной эпохе. В этом случае наиболее приемлемой причиной миграции аридных поясов будет изменение угла наклона земной оси.

При этом, видимо, результаты можно будет считать удовлетворительными лишь в том случае, если и палеозойские, и мезозойские схемы будут принципиально однотипны, т. е. во всех случаях перемещение аридных зон должно объясняться единой причиной.

АРИДНЫЕ ПОЯСА КАЙНОЗОЙСКОЙ ЭРЫ

НЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

Несмотря на относительную близость этой эпохи, выделение её аридных зон является сложной задачей, видимо, в связи с малой распространенностью свойственных им осадков. Часто имеющиеся данные нельзя было использовать, так как третичные отложения нередко характеризуются в целом, без подразделения на ярусы. Тем не менее в Северном полушарии аридные зоны образуют довольно отчетливо выраженный пояс (рис. 4).

Краткая характеристика отложений, на основании которых выделены аридные области неогеновой эпохи*, для достижения лучшей обзорности и компактности изложения сведена в табл. 5.

Ориентируясь на размещение аридных областей, можно примерно определить положение всего аридного пояса, хотя, несомненно, как и в современную эпоху, на этих же широтах существовали местами и районы с гумидными климатическими условиями. В Западном полушарии осевая линия, пересекающая аридную зону, простирается от 40° с. ш. на западе до 20° с. ш. на востоке. Несравненно более выдержано широтное простиранье аридной зоны, расположенной в пределах Европы, Африки и Азии. Ее северная граница наиболее сильно отклоняется к северу, выше 50° с. ш., примерно на меридиане 30° в. д. В этой же меридиональной зоне, между 30 и 40° в. д., располагаются и наиболее южные участки аридной зоны — почти на современной линии Северного тропика (северная часть Египта, побережье Красного моря). К западу и востоку площадь аридной зоны почти симметрично сужается. Осевая линия, пересекающая эту часть аридного пояса, колеблется между 35 и 38° с. ш., в среднем же проходит между 36 и 37 параллелями. Примерно на этой же широте проходит осевая линия наиболее крупной аридной области Западного полушария (запад США).

В гл. 1 было показано, что ориентируясь на размещение аридных зон, можно приближенно определить положение линии тропика. Поэтому усредненную широту осевой линии, проходящей через северный аридный пояс, равную 36—37° с. ш.,

* Аридные отложения охарактеризованы и нанесены на рис. 4 по данным, содержащимся в опубликованных работах [17, 21, 27, 34, 47, 48, 56, 66, 69, 72, 80, 85, 90, 99, 100, 101].

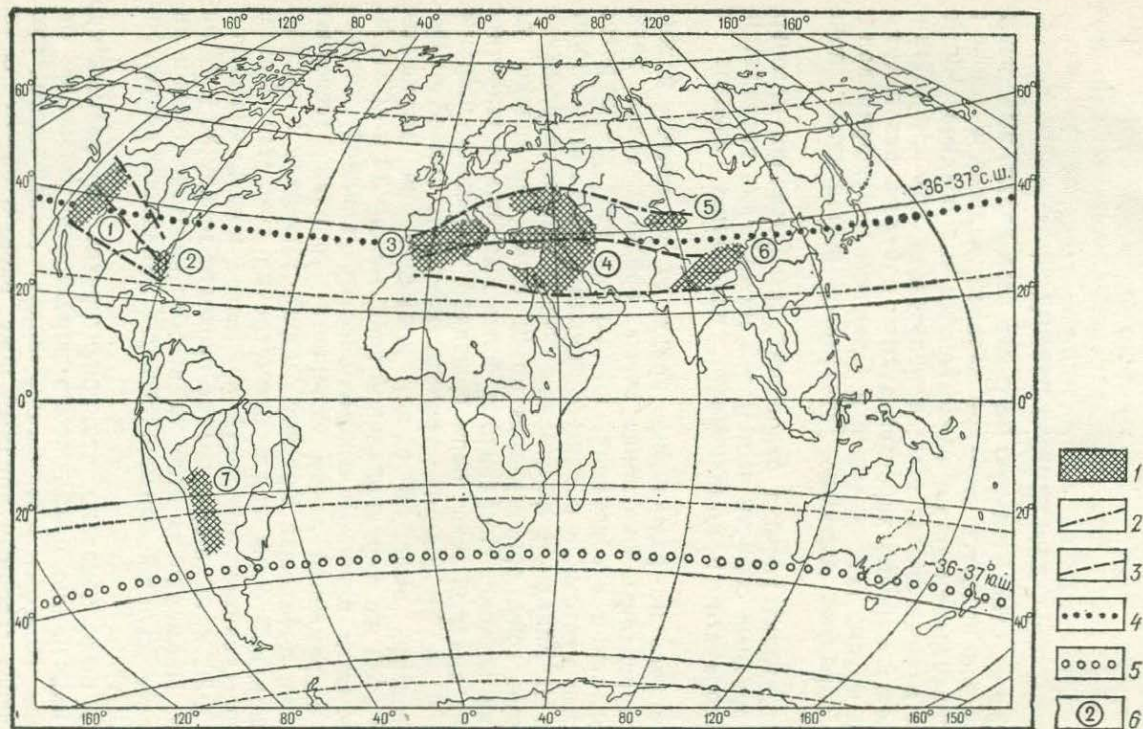


Рис. 4. Схема размещения аридных зон миоцена — первой половины плиоцена

1 — области с аридными климатическими условиями; 2 — границы зоны развития аридных областей; 3 — осевая линия аридной зоны; 4 — предполагаемая линия тропика; 5 — то же, условная; 6 — номер аридной области (см. табл. 5).

Аридные области неогена

№ аридной области на рис. 4	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Залежи каменной соли различной мощности, местами значительной; залежи гипса, красноцветы	США (штаты Невада, Калифорния, Айдахо, Вайоминг)
2	Залежи каменной соли	П-ов Флорида
	Каменная соль, гипс	Куба
3	Залежи каменной соли и гипса	Юго-Запад Пиренейского п-ва; северные р-ны Алжира, Туниса, Египта; Италия
4	Залежи каменной соли, местами большой мощности	Польша, Румыния, Трансильванская впадина (Карпаты), Мукачевская и Верхнетисская впадины (Предкарпатье), Юг и Юго-Восток Русской платформы
	Залежи каменной соли и гипса	Трансильванская впадина, Анатолийско-Иракский прогиб, Приереванский, Севанский, Нахичеванский и другие р-ны Армении, побережье Красного моря, Иран
	Красноцветы	Горы Бибан (Северо-Восточная Африка)
5	Красноцветы, континентальные соленосные отложения	Тянь-Шань, Джунгария
6	Красноцветы — оранжевые, серо-желтые песчаники и конгломераты, мощность несколько сотен метров	Наньшань, Ганьсуйский коридор, предгорья Пенджаба
7	Красноцветные континентальные толщи с прослоями гипса, мощность, вместе с палеогеном, около 7000 м	Южная часть Центральных Анд

следует считать широтой Северного тропика в неогене. Большая точность при таком ориентировочном оконтуривании аридных площадей является нереальной. А используя литературные источники, часто не сопровождаемые графикой, точное оконтуривание площадей затруднительно. Кроме того, если учесть, что соленосные отложения сохраняются только при условиях, благоприятствующих захоронению залежей, большая точность вряд ли вообще достижима.

В Южном полушарии вдоль предполагаемой линии тропика, проходившей в соответствии с Северным тропиком между 36 и 37° с. ш., почти на всем протяжении простираются водные пространства и проверить это соответствие невозможно. Исключением является территория Патагонии; данные о нахождении здесь аридных отложений неогенового возраста отсутствуют. Площадь выхода эвапоритов и красноцветных отложений располагается на территории Южной Америки значительно в более низких широтах и пересекается современной линией Южного тропика. Возможно даже, что эти отложения сформировались в результате размыва и переотложения более древних континентальных соленосных отложений, так как последние отлагались здесь в течение большей части мелового и юрского периодов.

Почти все соленосные отложения, площади выхода которых нанесены на рассматриваемую схему, в том случае, когда их возраст был определен ближе, чем неоген, относятся ко второй половине миоцена — первой половине плиоцена. Следовательно, именно к этому времени и относится сделанное определение положения линии тропика. Проходила она в этот период времени на 12—14° севернее, чем в современную эпоху. Базируясь на выводах из рис. 3, иллюстрирующего связь размещения климатических поясов с углом падения потока солнечных лучей и расчет их значений для широт, разделяющих климатические пояса, можно определить эти широты и для рассматриваемой эпохи (табл. 6, угол наклона земной оси принят 36°). Придется только несколько изменить наименование климатических поясов, так как для современной эпохи они даны применительно к их географическому положению, занимаемому в настоящее время, что затруднит параллелизацию с ними климатических поясов прошлых геологических эпох. Экваториальный и тропический пояса заменяются термином «жаркий пояс», субтропический — «теплым», средних широт — «умеренным», субполярный — «холодным» и полярный — «морозным».

Интересно проверить насколько эта климатическая зональность отвечает размещению осадочных пород неогена. Так, по данным Н. М. Страхова [90, Т. I], бокситовые месторождения этого возраста в Северном полушарии достигают широты 48—52° (соответственно на западном побережье Северной Америки и в Западной Европе). Бокситовые месторождения этого воз-

Размещение климатических поясов неогена

Углы падения солнечных лучей, град.	Широты, град.		Климатические пояса и их широта, град.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
90	36 (тропик)	36 (тропик)	Жаркие (26—46)
80	46	26	Теплые (46—59, 19—26)
70	56	16	
60	66	6	
50	76	—	
40	86	—	Холодные (выше 72)

раста также широко распространены южнее линии современного тропика, т. е. ниже $23,5^\circ$ с. ш., вплоть до $\sim 26^\circ$ ю. ш.

В этом же поясе большим развитием пользуются коры выветривания и осадочные железорудные месторождения.

Будь угол наклона земной оси в эту эпоху меньше, бокситоносные отложения не могли бы формироваться севернее аридного пояса в Северном полушарии. Значительное наклонение земной оси подтверждается также тем, что миоценовая флора Антарктиды представлена субтропическими формами.

В начале неогена, в первой половине миоцена, возможно, угол наклона земной оси был несколько меньше. Основанием для этого служит более холодный климат этого периода в Северной Америке — по данным Э. Дорфа [74, с. 17—33], границы всех растительных зон в нижнем миоцене проходили южнее, чем во вторую его половину.

Наибольшее потепление области высоких широт, как это описано выше, приходилось на вторую половину миоцена — первую половину плиоцена. Во второй половине плиоцена границы климатических зон опять отступили к югу (следовательно, угол наклона земной оси уменьшился). К такому заключению можно прийти хотя бы потому, что, например, на территории Запорожья известняковые отложения среднего плиоцена сменились серыми и голубоватыми глинами верхнего плиоцена.

Терригенные образования формировались в это время также на севере Италии и в Грузии. Более того, на Земле Мэри Бэрд (Антарктида) в отложениях плиоцена установлены ледниковые отложения [141].

ПЛЕЙСТОЦЕН

Аридные зоны плейстоцена выявить трудно, так как их образования, вероятно, не всегда можно отличить от пустынных отложений современной эпохи как в связи со сходством органического мира обеих эпох, так и вследствие бедности органического мира. Поэтому о климатической зональности плейстоцена можно судить, лишь опираясь на границу развития материкового оледенения Северного полушария, но используя тот же метод определения границ климатических зон, который был применен для неогеновой эпохи (поэтому плейстоцен и рассмотрен позже неогена) — см. табл. 7.

Таблица 7

**Размещение климатических поясов плейстоцена
(при широте южной границы развития материкового оледенения,
равной 60° с. ш.)**

Углы падения солнечных лучей, град.	Широты, град.		Климатические пояса и их широты в град. с. ш.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
40	60	—	Ледниковый (выше 60)
50	50	—	Холодный (46—60)
60	40	—	Умеренный (27—46)
70	30	—	
80	20	0	Теплый (20—27)
90	10 (тропик)		Жаркий (0—20)

Итак, если считать, что климатическая зональность зависит от угла наклона оси вращения Земли, то при распространении полярного материкового оледенения до 60° с. ш. этот угол может быть равен 10° и линии тропиков, соответственно, должны проходить в Северном и Южном полушариях на широте 10°.

Подобная климатическая зональность подтверждается и

фактическими данными. Так, например, по данным Э. Дорфа [74, с. 17—23], южная граница субарктических лесов в плиоцене, по сравнению с серединой миоцена, находилась на 13—14° южнее; на 6—7° отступила к югу в этот же период времени и северная граница субтропических лесов. Она простиралась примерно до 33° с. ш., тогда как в современную эпоху субтропические леса распространены до 40° с. ш., местами до 45° с. ш.

В настоящее время Средняя Европа (45—50° с. ш.) находится в зоне умеренного климата. Во время ледникового периода, согласно данным, содержащимся в табл. 7, эта территория находилась в пределах зоны развития холодного климата. Это также подтверждает М. Шварцбах [102, с. 202—203] — в тот период здесь было холоднее на 10—12° С.

Непосредственно на положение аридной зоны в четвертичный ледниковый период указывают сведения, приведенные в работе Р. В. Фейрбриджа [74, с. 224—228]. Он описывает древние дюны, относящиеся по возрасту к ледниковой эпохе. Об их принадлежности к дюнам он пришел на основании таких признаков, как гребневидная форма гряд, следы ветровой ряби, косая слоистость, хорошая окатанность песчаных зерен, а также ветровая полировка подстилающих пород. В настоящее время дюны покрыты растительностью. В Африке Р. В. Фейрбридж выделил две зоны развития древних дюн, пересекающие в широтном направлении весь материк. Одна из них расположена в Северном полушарии, южнее Сахары, примерно между 5 и 15° с. ш., вторая, симметричная ей, в Южном полушарии, где древние дюны обнаруживаются вплоть до 4° ю. ш. Следовательно, вполне можно предположить, что линии тропиков проходили примерно по десятой параллели соответственно в Южном и Северном полушариях. В настоящее время в пределах этой зоны развиты процессы латеритного выветривания.

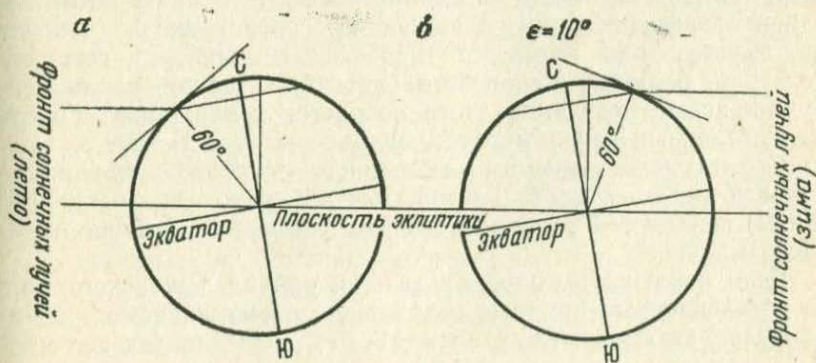


Рис. 5. Угол наклона земной оси при распространении материкового оледенения до широты 60°.

а — полдень самого жаркого дня; б — то же, самого холодного

Итак, развитие материкового оледенения высоких широт в раннечетвертичную эпоху и наличие захороненных пустынных отложений в значительно большей близости к экватору, чем современные аридные зоны, и даже несколько более холодный климат средних широт могли сосуществовать при сравнительно небольшом наклонении оси вращения — близком к 10° (рис. 5).

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ПЕРИОД

Олигоценовая эпоха

Схема размещения аридных поясов для олигоцена не составлялась ввиду недостаточного количества материала. Однако можно считать, что олигоценовое время было одной из самых теплых эпох палеогена*. Отложения, характеризующие засушливый климат олигоцена, установлены в Африке, Европе и Азии в пределах широтного пояса, ограниченного 35 и 45 параллелями. Это красноцветные отложения гор Бибан, расположенных на крайнем севере Африки, где мощность их колеблется от нескольких сотен до полутора тысяч метров. Такая значительная мощность может быть присуща осадкам только в их первичном залегании и, кроме того, говорит о длительности существования здесь аридных климатических условий. Кальйные и поваренные соли известны на западе Пиренейского п-ва, где они залегают в низах олигоценовых отложений. В Италии, в провинциях Кальтаниссетта и Энна, в известняках олигоцена содержатся прослои эвапоритов. Олигоценовые отложения перекрываются здесь миоценовой толщей того же состава. В Малой Азии, на территории Турции, олигоцен представлен терригенными образованиями с прослоями гипса и каменной соли.

В Центральной Азии, в Яркендской депрессии, в верхах палеогеновой красноцветной толщи залегают розовато-серые континентальные песчаники с прослоями гипса и фауной олигоцена. Мощность их достигает 1000 — 2000 м. Далее к северо-востоку, на площади Кучарского прогиба, также установлены буро-красные песчаники этого возраста, содержащие прослой мелкогалечных конгломератов, мощностью более 1500 м.

С несколько меньшим основанием к отложениям аридной области можно отнести желтоватые и бурые пески чаграйской свиты, венчающей разрез третичных отложений района Аральского моря.

Если исключить выход отложений района Аральского моря, то установленные аридные отложения рассматриваемого времени располагаются между 35 и 41° с. ш. Следовательно, линия

* Данные по составу отложений олигоцена содержатся в работах [21, 66, 80, 85, 135, 137, 142, 145, 171].

тропика в Северном полушарии проходила почти так же, как в миоцене, а возможно и несколько южнее. В этом случае пояс с умеренными климатическими условиями должен был продвигаться далее 80 параллели. Это вполне согласуется с имеющимися фактическими данными — так, на Шпицбергене известны угленосные отложения этого возраста [19, с. 11—77]. Установлены они также в Западной Сибири и Приморье. К северу от предполагаемой аридной зоны, на территории Польши формировались песчаники с фосфористым материалом и глауконитом, т. е. климат был теплым [51]. В Индонезии в экваториальной зоне в олигоцене отлагались известняки с прослоями мергелей и песчаников, т. е. осадки, которые более свойственны областям с теплым климатом, чем с жарким [3]. Если в этот период времени угол наклона земной оси действительно был близок к миоценовому, то, благодаря сильному наклонению, в области экватора должны были быть теплые климатические условия, так как максимальный угол падения солнечных лучей приближался здесь к 60° (см. табл. 6) и был примерно таким же, как на севере Русской платформы. Но необходимо добавить, что условия для развития органического мира тем не менее были существенно различны — в экваториальной зоне не было сезонных различий и климат был ровным в течение всего года (если не считать различий, обусловленных особенностями циркуляции атмосферы), а в высоких широтах теплое лето сменялось суровой зимой.

Эоценовая эпоха

Климатические условия эоцена могут явиться ключом для понимания палеоклиматов. С достоверностью можно сказать, что в какое-то время эоцена угол наклона земной оси был незначительным, так как в осадках этого возраста, на широте 50° в пределах Западно-Сибирской низменной равнины присутствуют диатомиты; в настоящее время диатомовые водоросли свойственны полярным морям. С такой же достоверностью можно утверждать, что в какое-то время наклонение земной оси было значительно большим, поскольку северная граница области распространения нуммулитовых известняков этого возраста достигала 45° с. ш. Следовательно, в эоцене, по всей вероятности в разное время, почти на одной широте формировались осадки и жаркого, и холодного климата.

Климатическая зональность эоцена отображена на рис. 6; описание аридных областей* приведено в табл. 8.

Аридные области эоцена группируются в три широтно вытянутых пояса (зоны). Северный складывается из последователь-

* По данным опубликованных работ [21, 30, 31, 56, 66, 69, 72, 80, 85, 90, 100, 141, 142, 145, 164, 171].

Аридные области эоцена

№ аридной области на рис. 6	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Гипсоносные отложения	США, Калифорния
2	То же	Флорида
	Залежи каменной соли	Куба
3	Залежи поваренной и калийных солей и гипса	Испания (Центрально-Каталонская депрессия, Логроньо, Бургос), Парижский бассейн, Рейнский грабен, Алжирская Сахара
4	Соленосные и гипсоносные отложения	Турция, Северо-Запад Африки и Север Аравийского п-ва, северо-восточное побережье Персидского залива
5	Красноцветные песчаники с залежами гипса и каменной соли, местами известняки и мергели	Средняя Азия, Яркендская депрессия, Кучарский прогиб
6	Буро-красные и серо-желтые гипсоносные отложения, местами мергели с прослоями гипса	Северный Хэнань, Центральный Хунань, Северный Хубэй и другие провинции КНР
7	Выходы галогенных отложений	Западная Африка (левобережье р. Нигер)
8	То же	Юго-западное побережье Красного моря
9	Пестроцветные песчаники и глины со слоями кремнистого мергеля	Аргентинские Кордильеры (между 10 и 20° ю. ш.)
10	Красноцветные пески типа «Калахари»	Площадь между реками Замбези и Лимпопо
11	Гипсоносные отложения	Австралия

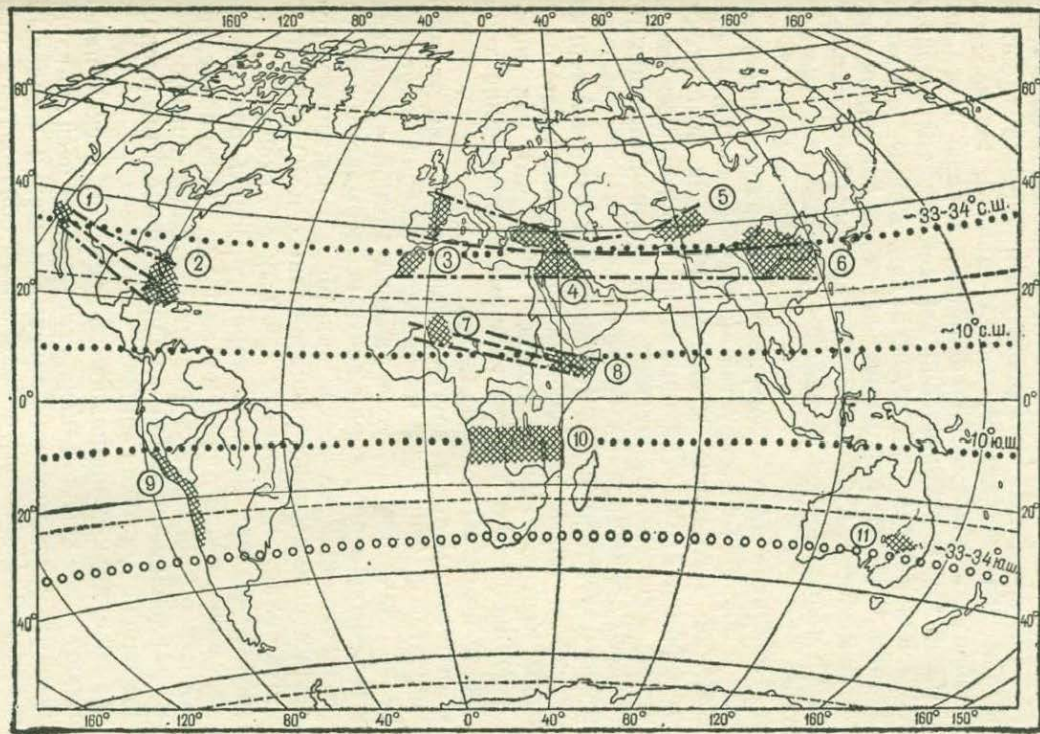


Рис. 6. Схема размещения аридных зон эоцена (см. табл. 8)

Усл. обозн. см. на рис. 4

ного ряда аридных областей, протянувшегося от крайнего запада Американского континента до крайнего востока Азиатского. Отдельные аридные области заходят примерно до 48° на север и почти до 20° с. ш. на юг. Но в общем их положение довольно устойчиво колеблется между 30 и 40° с. ш. Срединная линия, пересекающая аридный пояс, проходит большей частью по 33 — 34 параллели. Эта широта и принимается, согласно принятой методике, за широту линии тропика. На соответствующей широте в Южном полушарии, где развиты главным образом океанские акватории, она пересекает только южные оконечности Южной Америки и Австралии. Данных о развитии здесь аридных образований у меня нет, но в Австралии гипсоносные отложения этого возраста, возможно, перекрывают краснокветы палеоцена на площади, расположенной примерно на 30° ю. ш.

Вторая аридная зона Северного полушария пересекает Центральную Африку; фиксируется она двумя площадями аридных отложений, тяготеющих к широте 10° с. ш. К востоку и западу от Африки вдоль этой параллели простираются водные пространства, и фактов, отрицающих или подтверждающих прохождение здесь линии тропика, более нет.

В Южном полушарии вдоль 10 параллели как на Американском континенте, так и на Африканском прослеживаются отдельные фрагменты третьей аридной зоны, что как нельзя более подтверждает, что в какое-то время эоцена линии тропиков проходили по десяткам параллелей.

Таким образом, и то, и другое положение линий тропиков документируются фактическим материалом: северная линия, указывающая на значительный угол наклона земной оси, прослеживается в Северном полушарии почти непрерывно; линии тропиков, расположенные ближе к экватору, подтверждаются наличием двух симметрично расположенных в Южном и Северном полушариях зон развития аридных отложений.

Естественно, что они должны характеризовать разные промежутки времени рассматриваемой эпохи. Для определения возрастных отношений этих периодов, характеризующихся различным наклоном земной оси, ниже приводится несколько разрезов эоценовых отложений.

В Запорожье на каолиноподобных глинах и песках палеоцена залегают отложения эоцена, сложенные песчано-глинистыми породами с прослоями кварцевых песков и гнездовыми залежами каолина. Подобные породы могли образоваться только в условиях жаркого или теплого климата. А верхи киевского яруса представлены серовато-зелеными, тонкозернистыми песчаниками, довольно легкими опоковидными. Это уже более походит на осадки холодного пояса.

Состав эоценовых отложений Камчатки (темно-серые песчанистые глины в основании и терригенно-угленосные вверху

разреза) говорит о том, что в этих широтах климат эоцена был более теплым во вторую половину. В зарубежном Копет-даге [52], расположенном на широте северного аридного пояса, низы эоцена сложены глинами с подчиненными им песчаниками, иногда с пачками опоковидных пород (холодный или умеренно-холодный климат эпохи их образования), верхи — гипсоносными породами, мощность которых достигает 600 м (осадки аридной области). Здесь уже можно сделать определенный вывод — в первую половину эоцена на тридцатых широтах, где во вторую половину этой эпохи пролегалла линия тропика, было значительно холоднее. Следовательно, наиболее вероятно, что именно в ранний период эоцена линия тропика пролегалла по десятой параллели. Об этом же говорит смена состава эоценовых отложений Ливийской пустыни (которая в первую половину рассматриваемого периода располагалась ближе к зоне тропиков) — нижние горизонты их сложены мощной толщей известняков и мергелей, верхние — известняками с крупными нуммулитами, т. е. вторая половина эоцена отличалась здесь большей гумидностью.

В таблицах 9 и 10 приведены расчеты размещения климатических поясов при обоих положениях земной оси, равных 10° в начале эоцена и 33° во вторую половину этой эпохи.

Т а б л и ц а 9

Размещение климатических поясов в начале эоцена

Угол падения солнечных лучей, град.	Широты, град.		Климатические пояса и их широты, град.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
90	10 (тропик)		Жаркий (0—20)
80	20	0	Теплый (20—27)
70	30	—	
60	40		
50	50		Умеренный (27—46)
40	60		Холодный (46—60)
30	70		Морозный (выше 60)

Размещение климатических поясов во второй половине эоцена

Угол падения солнечных лучей, град.	Широты, град.		Климатические пояса и их широта, град.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
90	33 (тропик)		Жаркий (23—43)
80	43	23	Теплые (23—0, 43—50)
70		13 3	
	53		
60	63	—	Умеренный (50—70)
50	73	—	Холодный (выше 70)
40	83	—	

Насколько известно, следы раннеэоценового оледенения в Арктике не обнаружены (может быть, я просто не располагаю этими материалами). Но ледниковые отложения этого возраста установлены в Антарктиде. При этом ледниковый климат эоцена отделен от современной ледниковой эпохи (имеется в виду ледниковый климат современной Антарктиды) эпохами с различными климатическими условиями, в том числе умеренной второй половины этой же эпохи и теплыми олигоценовой и миоценовой. Ледниковые отложения эоцена в Антарктиде установлены с помощью весьма детальных литологических исследований [141]. На Земле Мэри Бэрд к эоценовым отложениям относится толща вулканогенных гиадокластитов, структурные и текстурные особенности которых сходны со структурно-текстурной характеристикой ледниковых отложений Исландии.

Вероятность формирования в это же время ледниковых покровов в Арктике также велика: по данным Р. Чени [74, с. 43—46], бореальная растительность эоцена распространялась в среднем до 60° с. ш., а местами (восточное побережье Северной Америки) спускалась значительно ниже.

Незачем упоминать, что широтные границы климатических поясов идеальные, это те усредненные широты, к которым тяготеют области, обладающие соответствующим климатом. Действительные границы, как и в современную эпоху, могли значительно отклоняться от своего центрального положения.

Палеоценовая эпоха

Аридные отложения палеоцена* распространены менее эоценовых, но нередко приурочиваются к тем же площадям. Так, например, гипсоносные отложения палеоцена известны во Флориде, на территории Чилийской Кордильеры, где они ассоциируются с красноцветными песчано-глинистыми отложениями, а также на площади Яркендской депрессии и Кучарского прогиба (Центральная Азия). На двух последних площадях красноцветные породы содержат не только гипс, но и залежи каменной соли. Прослой известняка из этой толщи охарактеризованы гастроподами палеоцена.

Согласно схеме Ф. Лотце [74, с. 321—336], гипсоносные отложения имели довольно широкое распространение в раннем палеогене. Он отмечает их присутствие на территории Калифорнии, Флориды, области к северу от Мексиканского залива, запада Пиренейского п-ва, Центральной Европы, севера Африки и Аравийского п-ва, а также в южной части последнего. Срединная линия этого пояса проходит ориентировочно в районе 30 параллели. В Южном полушарии песчаники пустынного происхождения известны на территории Австралии, южнее современного тропика.

Подобное размещение областей выхода осадков засушливой зоны позволяет предположить, что тропики в палеоцене проходили между 25 и 30 параллелями.

Следовательно, почти весь третичный период отличался от современного большим наклоном оси вращения, нахождением зоны тропиков в более высоких широтах и, как следствие, значительно более теплым климатом высоких широт. Последнему не противоречат ни имеющиеся геологические данные, ни результаты специальных исследований, посвященных развитию органического мира или палеоклиматам.

Так, Э. Джилл [27], изучавший климаты кайнозойской эры Австралии, пришел к выводу, что на месте теперешней пустыни располагалась зона с влажным климатом, а тропическая зона в третичный период спускалась много южнее, чем в настоящее время, т. е. она проходила в более высоких широтах. Даже территория Антарктиды в третичный период обладала, по дан-

* По литературным данным [30, 49, 58, 66, 69, 74, 80, 85, 90, 99, 100, 141, 142].

ным палеоботанических исследований Э. Пламстеда и Д. Уитса [67, с. 336—354], богатым растительным покровом.

Растительный покров Арктики в третичное время, согласно А. Н. Криштофовичу [50, с. 531—556], достигал $81^{\circ}30'$ с. ш. — залежи углей на Новой Земле, Земле Гриннелла, в Западной Гренландии, Анадырском крае, на островах Канадского архипелага и в пределах других районов Арктики. Это подтверждает приведенные выше расчеты размещения климатических поясов: в эоцене зона умеренного климата распространялась до 70 параллели, а в миоцене даже выше. Комментируя дискуссию палеоботаников о характере третичных климатов — часть из них исходила из положения об однообразии климата земного шара и отсутствии климатической зональности в этот период, некоторые же утверждали (Г. Сапорта, С. Гарднер) различие состава одновременных флор севера и средних широт — А. Н. Криштофович решительно принимает точку зрения последних.

При сохранении широтного плана климатической зональности (что никем не оспаривается для кайнозойской эры) потепление высоких широт наиболее естественно объяснить большим наклоном земной оси, что не противоречит, как показано выше, характеру размещения осадочных пород этого возраста. Но склонение земной оси должно также увеличить сезонные различия — соответственно увеличению угла падения солнечных лучей в летний сезон уменьшается угол падения лучей на соответствующие широты в зимний сезон. Для иллюстрации этого положения приведен рис. 7, отображающий крайние значения углов падения солнечных лучей при наклоне земной оси в 33° , что соответствует эоцену.

Следовательно, высокие широты этого периода должны характеризоваться влажным и теплым, но не жарким, летним

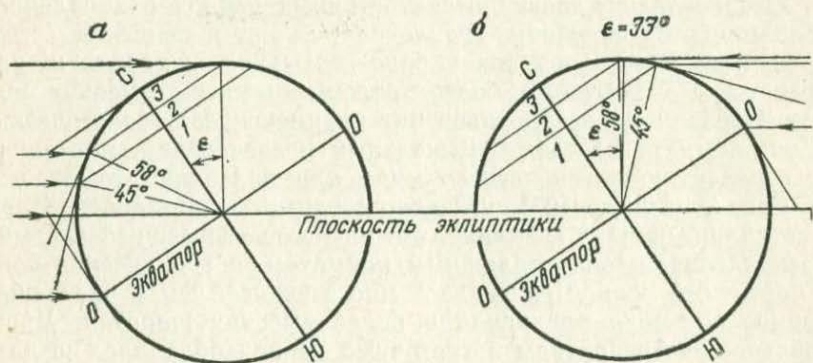


Рис. 7. Угол наклона земной оси во вторую половину эоцена

а — полдень самого жаркого дня; б — то же, самого холодного. Климатические пояса: 1 — жаркий; 2 — теплый; 3 — умеренный

сезоном — незаходящее или почти не заходящее, но не палящее солнце, и суровой, почти лишенной солнечного тепла зимой. Это должно было наложить на растительность высоких широт третичного возраста определенные черты. Может быть, даже вероятно, этим и объясняется, что третичные флоры севера, что особо отмечает А. Н. Криштофович [50], отличаются гигантизмом своих листьев, достигая 30—40 см в поперечнике. Этот ученый, крупнейший палеоботаник, предполагает, что явление гигантизма обязано условиям освещения (иными словами, неравными углами падения солнечных лучей в летний и зимний сезоны) в полярной области.

Итак, геологические (состав пород на разных широтах), географические (широтное размещение климатических зон) и палеоботанические данные подтверждают вероятность того, что древние климаты кайнозойской эры обязаны большому наклону земной оси.

АРИДНЫЕ ПОЯСА МЕЗОЗОЙСКОЙ ЭРЫ

МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

Позднемеловая эпоха

Состав и размещение отложений аридных зон позднемеловой эпохи * приведены в табл. 11 и на рис. 8.

Для позднемеловой эпохи наиболее отчетливо прослеживается северный аридный пояс в пределах Восточного полушария. Аридные области образуют здесь почти непрерывную полосу, простирающуюся от Атлантического до Тихого океана. Широты этой полосы изменчивы, но срединная линия наиболее крупных по площади аридных площадей (см. рис. 8, области 2, 3, 4) колеблется около 33 параллели. Примыкает к этой широте, но не пересекается ею, аридная область п-ва Флориды. Поэтому приуроченность зоны тропика к этой широтной области не вызывает сомнений.

Значительно выходит за пределы данной тропической зоны область аридных отложений Нубийской пустыни — она приурочивается к современным тропикам, т. е. проходит почти на 10° южнее. Но по возрасту отложения этой площади одновременны другим аридным областям северного аридного пояса (тун-рон-сенон, по Н. М. Страхову) [90, Т. I, с. 173] и, таким образом, считать, что во время их формирования линия тропика проходила по другой широте, нет оснований.

Размещение аридных областей в Южном полушарии непосредственно не указывает на положение линии тропика, так как две аридные области Южной Америки и аридная область Австралии лежат на разных широтах. Но в совокупности они не противоречат установленной по данным Северного полушария широте тропика. Площади Южного Перу и Патагонии лежат примерно на равном от предполагаемого тропика расстоянии.

Также располагались линии тропиков во второй половине эоцена. Поэтому таблица, характеризующая углы падения солнечных лучей на разные широты, будет здесь опущена — для этого можно воспользоваться табл. 9. Согласно этой таблице, при подобном положении земной оси климатические пояса должны были размещаться следующим образом: жаркий — между 23 и 43° широты; теплых поясов два — северный между 43 и

* По литературным данным [15, 21, 26, 36, 56, 58, 66, 80, 85, 90, 121, 142, 170].

Аридные области позднего мела

№ аридной области на рис. 8	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Прослой ангидрита в доломитовой толще	П-ов Флорида
2	Прослой гипса в кровле известняковой толщи	Северная Сахара
	Туронские аргиллиты с прослоями солей и гипса	Сахара, Алжир
	Турон-сенонские гипсоносные отложения	Горы Бибан
	Гипсоносные отложения	Северо-Восток Пиренейского п-ва
3	Эвапориты	Ливия, Дебель-Гариан
	Гипсоносные отложения	Север Аравийского п-ва, Малая Азия, Закавказье, Средняя Азия
	Турон-коньяк, пестроцветная толща	Устюрт, северо-западное Приаралье
	Желтые континентальные пески с прослоями гипса и редкими стволами деревьев и костями динозавров	Южное Прибалхашье, Илийская долина (личные наблюдения автора)
	Выходы каменной соли	Вдоль 40 параллели, между 70 и 80° в. д.
	Красноцветные песчаники и мергели; местами кирпично-красные известняки	Каракорум

№ аридной области на рис. 8	Характеристика отложений	Площадь распространения
4	Мощные красноцветные песчаники, алевролиты, глины, местами гипсоносные, с прослоями каменной соли	Центральная и Северная часть КНР (долина Тайцзыхэ, хр. Иньшань, Северо-Восточный Хэбэй, Шэньси, Ганьсу и другие площади)
5	Турон — песчаники и песчаные глины с мергелями	Северо-Запад Перу
	Сенон, верхи — красноцветные гипсоносные песчаники и сланцы	Южное Перу (Западная Кордильера), Среднее Перу (междугорье)
	Коньяк — красноцветные и пестроцветные глинистые сланцы, гипсоносные	Южное Перу (Западная Кордильера)
6	Пестроцветные песчаники и глины с гипсом	Патагония
7	Песчаники пустынного происхождения красного, белого и желтого цвета	Австралийская платформа

50° широты и южный, занимавший пространство между экватором и 23° широты. Теплые климатические пояса не идентичны, сходны только летние температуры, но зимние сезоны резко различны; в экваториальной зоне они не отличаются от летнего, а в пределах северного теплого пояса отличались суровостью (соответствовали зоне 50—60° с. ш. современной эпохи). Умеренный — между 50 и 70°; холодный — выше 70°.

Подобной климатической зональности отвечает состав верхнемеловых отложений различных широт земного шара. На экваторе, характеризующемся теплым ровным климатом, развиты коралловые рифы — на Малайском архипелаге, Новой Гвинее, Суматре, Сулавеси, о. Мисоол. В Северной Месе (Мексика) верхнемеловые отложения (турон) представлены мощной толщей со стволами деревьев и остатками динозавров [18]. На Багамских островах, находившихся в ту эпоху в непосредственной близости от зоны тропиков, в разрезе верхнемеловых пород преобладают доломиты [36].

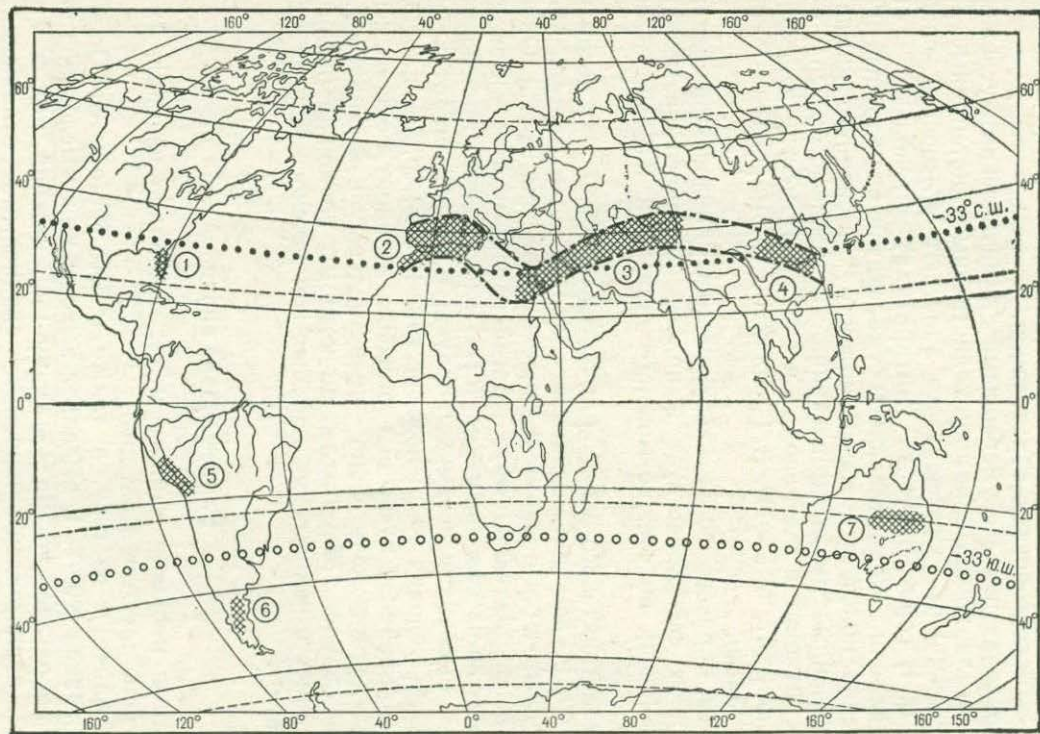


Рис. 8. Схема размещения аридных зон позднего мела (см. табл. 11).
Усл. обозн. см. на рис. 4

На территории северного теплого пояса формировались различные осадки: глауконитовые песчаники с фосфоритами в Польше [51], Смоленской области [75], на Доно-Медведецком поднятии [57] и других площадях этой, в настоящее время умеренной, зоне. На этих же широтах в Западной Европе, Тургайском прогибе, и, вероятно, на Сибирской платформе накапливались бокситоносные образования.

В пределах пояса с умеренными климатическими условиями произрастали хвойные и широколиственные листопадные леса и в отложениях этого возраста залегают угленосные осадки [90, Т. I]. В горах Элсуорта (Антарктида) несколько южнее 70 параллели, ограничивающей умеренный и холодный климатические пояса, отложения нижнего и среднего кампана, представленные рыхлыми песчаниками и песками, содержат остатки аммонит и гастропод, а в отдельных местах и ископаемую флору [67, с. 3—14]. В Гренландии формировались терригенные толщи.

Таким образом, состав верхнемеловых отложений различных широт свидетельствует в пользу подобного размещения климатических поясов, возможного лишь при наклоне земной оси около 33°.

С маастрихтского века намечается похолодание позднемеловой эпохи. Так, в Смоленской области мел и мергели турона перекрываются опоками и трепелом маастрихта [75]. Опоками сложен датский ярус Вагайско-Ишимской антеклизы (Западно-Сибирская низменность). Похолодание происходило только в высоких и средних широтах; в низких широтах климатические условия не менялись; так, например, на площади Сахаро-Аравийской пустыни отложения верхнего мела от сеномана до дата включительно представлены известняками с обильной фауной. Материалы, по которым возможно бы было судить о месте нахождения аридных зон датского века, у меня отсутствуют.

Раннемеловая эпоха

Аридные площади раннего мела, как видно из табл. 12 и рис. 9*, фиксируются отчетливо.

Еще далее к востоку, а также к юго-востоку от Ордоса Н. М. Страхов [90, Т. I] выделяет выходы нижнемеловых галогенных пород, но, по Ли Сы-гуану [56], нижний мел в этих районах представлен карбонатно-сланцевыми отложениями морского присхождения, в основании которых залегают шоколадные тонкозернистые песчаники с известковистым конгломератом и вулканической брекчией. Меловые отложения Юго-

* По литературным данным [13, 15, 26, 36, 58, 66, 74, 80, 84, 85, 90, 99, 100, 106, 171].

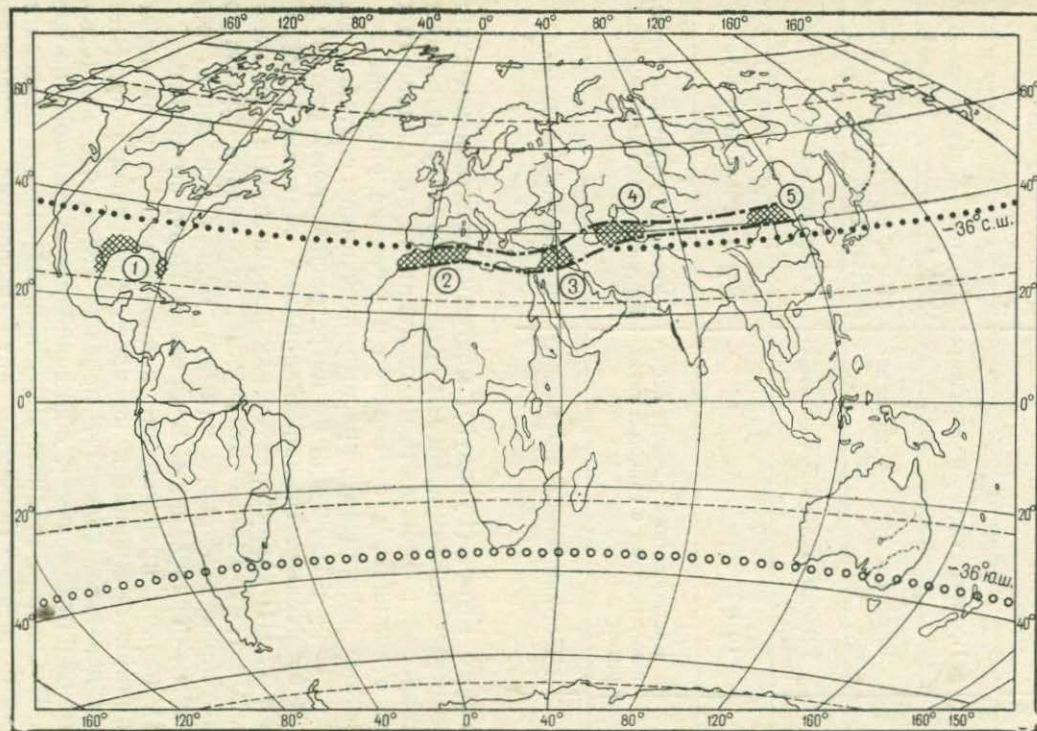


Рис. 9. Схема размещения аридных зон раннего мела (см. табл. 12).
Усл. обозн, см. на рис. 4

Аридные области раннемеловой эпохи

№ аридной области на рис. 9	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Прослои гипса и ангидрита	Штаты Арканзас и Луизиана (США)
	Каменная соль, мощные залежи	Юг Флориды (США), штат Нуэво-Леон (Мексика)
2	Выходы галогенных отложений	Север Африки
3	То же	Север Аравийского п-ва
4	Красноцветные эоловые песчаники, местами с гипсом и ангидритом	Устюрт, территория Туркмении, Ферганская долина, Джелалабад
5	Континентальные красноцветы	Юго-Восточный Ордос

Восточного Китая (Гуандун), местами представленные красноцветными песчаниками, Ли Сы-гуан по возрасту не расчленяет. Не оспаривая возможность нахождения на этой площади галогенных отложений, я не беру ее в качестве опорной.

Светлые коричневато-красные песчаники составляют неом Южного Перу [21], но они по петрографическому составу относятся к кварцевым. Песчаники аридных областей Н. М. Страхов [90, Т. III] характеризует как полимиктовые или мезомиктовые. Поэтому данные отложения, несомненно сформированные в условиях жаркого климата, нельзя отнести к типично пустынным образованиям. В Среднем Перу, по данным Г. Герта [21], неом представлен красноватыми и коричневатыми песчаниками и сланцами, но здесь они, помимо окремельных стволов деревьев, содержат прослои углей, что не позволяет отнести эти отложения к образованиям пустынного происхождения. В Северо-Западном Перу неом сложен мергелистыми сланцами и известняками, апт — рифовыми известняками, альб — битуминозными известняками.

Аридные отложения, по возрасту относящиеся к баррем-апту, установлены на Юго-Востоке Африки (Танзания, Мозамбик) и в северной части Мадагаскара. Сложены они красноцветными и сероцветными континентальными песчаниками [100]. На присутствие в этой толще эвапоритов нет указаний. По имеющимся у меня данным иных крупных областей разви-

тия аридных отложений раннемелового возраста нет. В Австралии в эту эпоху на севере формировались кварцевые и глауконитовые песчаники, неокомовые отложения Юго-Востока Австралии также представлены кварцевыми песчаниками.

Таким образом, для эпохи раннего мела отчетливо выделяется лишь один пояс выхода аридных областей, начинающийся в Северной Африке, проходящий через Север Аравийского п-ва, Среднюю Азию и уходящий до восточной части Центральной Азии. Аридная область Северной Америки расположена южнее этой полосы. Если судить по широте наиболее протяженного Афро-Азиатского аридного пояса, то линия тропика в Северном полушарии проходила примерно по 36° с. ш. Для Южного полушария линия тропика проложена только по аналогии, так как там, на этой широте выходов отложений засушливых зон не установлено — большей частью вдоль нее проходят водные пространства. Исключением является южная оконечность Южной Америки, где, по данным Г. Герта [21], восходящие движения, приведшие к формированию суши, произошли лишь в конце верхнего мела.

Северный аридный пояс не только хорошо прослеживается в пространстве, но и устойчив во времени. Д. В. Наливкин [66] подробно характеризует нижнемеловые разрезы для западной части Средней Азии. Так, для хр. Кугитанга разрез таков:

валанжин	
пресноводные глины и пески	150 м
красноцветные глины с гипсом, с прослоями доломита	120 »
готерив	
континентальные красноцветные отложения	130 »
баррем	
красноцветы и гипсы, перекрываемые глинами, песчаниками и мергелями с морской фауной	65 »
красноцветы с гипсами	90 »
апт	
в низах красноцветы, выше зеленоватые глины, оолитовые и глинистые известняки с морской фауной	80 »
альб	
терригенно-карбонатные отложения с морской фауной, глины с прослоями ракушников	320 »

Как видно из приведенного разреза, континентальные отложения от валанжина до апта включительно представлены образованиями засушливой области.

В других районах СССР нижнемеловые отложения также отличаются устойчивой климатической принадлежностью. Например, на Пай-Хое, Полярном Урале, Севере Сибири и в других районах, расположенных в высоких широтах, нижнемеловые отложения состоят из терригенных отложений, местами угленосных [66]. В средних широтах, в Европе, Западном Казахстане, на Сибирской платформе развиты нижнемеловые бокситоносные отложения.

Вообще, северная граница аридного пояса отбивается четко: в Северной Африке галогенные отложения, а на Пиренейском п-ве — коралловые рифы; восточнее, почти вдоль всего протяжения аридного пояса, несколько севернее него, установлены бокситоносные отложения.

В табл. 13 приведено размещение климатических поясов раннемеловой эпохи из расчета, что наклон земной оси был равен 36° (в соответствии с положением линии тропика).

Таблица 13

Размещение климатических поясов раннемеловой эпохи

Угол падения солнечных лучей, град.	Широты, град.		Климатические пояса и их широты, град.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
90	36 (тропик)		Жаркий (26—46)
80	46	26	Теплые (23—19 и 46—53)
70	56	16	
60	66	6	
50	76	—	Умеренные (0—19 и 53—72)
40	86	—	Холодный (выше 72)

Широты от экватора до 26 параллели по максимальному летнему углу падения солнечных лучей относятся к теплому и умеренному поясам. Но практически, благодаря одинаково теплым зимним и летним сезонам, экваториальный пояс можно отнести к теплому поясу.

При угле наклона оси вращения, равном 36° , полярный круг проходил по 54 параллели. Следовательно, выше этих широт в зимние сезоны царила арктическая ночь. На развитие седиментогенеза в умеренном климате средних широт, это не должно было влиять — просто процесс этот должен был периодически прерываться. Растительность также могла быть богатой, она лишь должна была приспособиться к таким условиям существования. Но крупные позвоночные животные не могли бы перенести столь суровые зимы, и зона высоких широт (выше полярного круга) была как область обитания им противопоказана. С этих позиций для сопоставления с установлен-

ной выше климатической зональностью очень интересна работа Э. Г. Кольберта [74, с. 401—419]. Он изучал размещение наземной фауны и составил карты и диаграммы, основанные на большом количестве материала. Так, по его данным (с. 414—415), в раннемеловую эпоху наземные животные, такие как черепахи, крокодилы, динозавры, звероногие, ящероногие, размещались на всех материках от 50° с. ш. (а на территории Англии даже от 54° с. ш.) до 45° ю. ш. Это как нельзя более подтверждает сделанные выше построения. Интересно, что птерозавры и цератопсиды обитали только в Северном полушарии, в зоне между 50 и 40° с. ш., т. е. в зоне с теплыми, но не жаркими климатическими условиями, иными словами в субтропиках. И только птиценогие проникали до северных границ умеренного пояса, так как, видимо, могли мигрировать на время полярной ночи к югу.

ЮРСКИЙ ПЕРИОД

Позднеюрская эпоха

Размещение и характеристика аридных отложений позднеюрской эпохи* даны на рис. 10 и в табл. 14.

Для позднеюрской эпохи, как и для других эпох, наиболее отчетливо прослеживается зона тропиков в Северном полушарии. Это вполне естественно: во-первых, здесь континентальные массивы пользуются значительно большим развитием, чем на иных широтах; во-вторых, эти территории лучше изучены. Северный тропик поздней юры прослеживается почти непрерывно, тяготея к широте 40°. Для Запада Средней Азии уточнен возраст образований засушливой зоны (титон), но подстилаются эти отложения рифовыми известняками оксфорда и келловей, следовательно, и в более ранние века поздней юры климат здесь был жарким. Поэтому вряд ли зона тропиков в этот период проходила в значительном удалении от 40 параллели. Об этом приходится говорить ввиду того, что несколько областей выходов аридных отложений приурочиваются к параллели 10—8° ю. ш. — на территории Колумбии и Эфиопии. Если бы тропик в начале позднего мела проходил так близко к экватору, на 40 параллели не могли бы в это время формироваться коралловые рифы, так как там в этом случае было бы холоднее, чем даже в современную эпоху. Кроме того, на территории Северо-Восточного Памира базальные конгломераты келловейского возраста имеют красноцветную окраску, что до некоторой степени может служить показателем засушливости климата. Поэтому большой ошибки не будет, если считать, что

* По литературным данным [7, 13, 21, 35, 40, 41, 47, 66, 74, 80, 83, 85, 90, 92, 93].

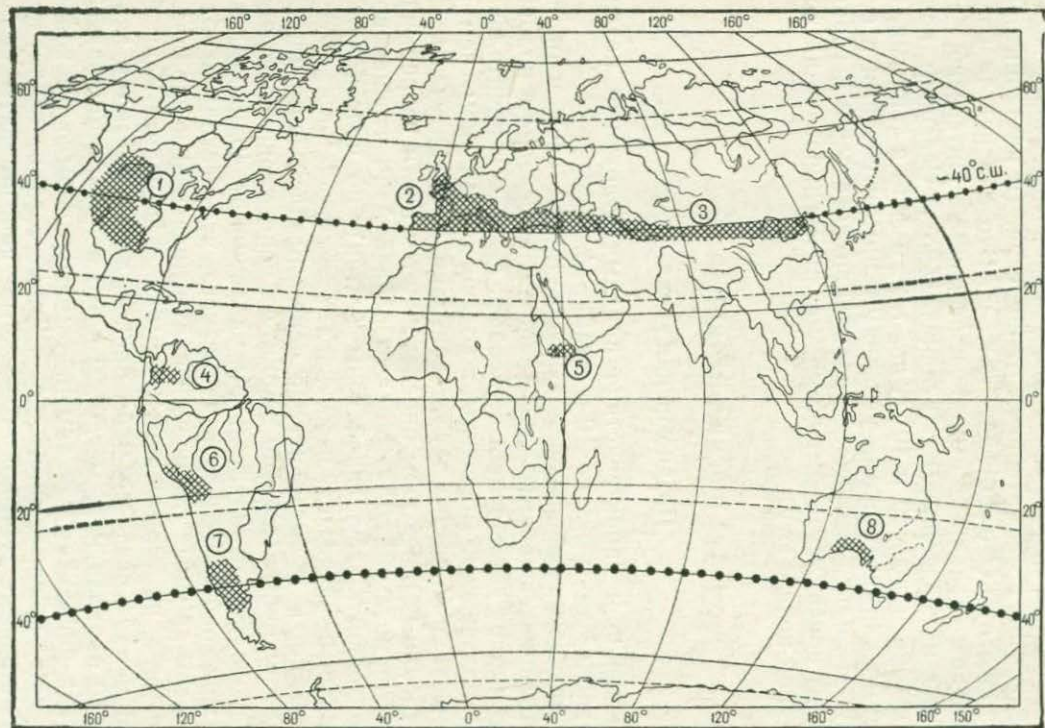


Рис. 10. Схема размещения аридных зон поздней юры (см. табл. 14),
Усл. обозн. см. на рис. 4

Аридные области позднеюрской эпохи

№ аридной области на рис. 10	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Толщи каменной соли значительной мощности; красноцветные отложения, гипс	США (штат Юта, смежные районы шт. Айдахо, Юго-Западный Вайоминг)
2	Соленосные и гипсоносные отложения, относящиеся к верхней части верхней юры	Испания, Юго-Восточная Франция, ФРГ (Ганновер), Юг Англии
3	Соленосные отложения	Южная окраина Русской платформы
	Лагунные гипсоносные отложения, титон (подстилаются морскими отложениями)	Северный Кавказ, Дагестан
	Красноцветная гипсоносная толща, 400 м, титон (подстилается морскими отложениями)	Абхазия
	Соленосные отложения, красноцветы	Устюрт
	Гипсоносная и соленосная толща нижнего титона и кимериджа, до 800 м. Перекрывается пресноводными красноцветами титона, 150 м	Западная часть Средней Азии (Кугитанг и др.), Гиссарский хребет, Западный Узбекистан и Таджикистан
	Красные диагонально-слоистые песчаники, перекрываемые красными и зелеными алевролитами	Ферганский хр.
	Красноцветы, соленосные и гипсоносные отложения	Западная часть Центральной Азии
	Красноцветные отложения	Хр. Музтаг и Агыл
	Красноцветные песчаники и аргиллиты, 100 м	Юго-Восточный Ордос
	Зеленые, красные, местами серые песчаники, сланцы, конгломераты—верхи верхней юры	Северо-Восток КНР (хр. Иньшань, около 41° с. ш. и 113° в. д., Северный Шаньси)

№ аридной области на рис. 10	Характеристика отложений	Площадь распространения
4	Красноцветные отложения с гипсом; возраст до яруса не уточнен	Колумбия
5	Гипсоносные и соленосные отложения	Северная Эфиопия
6	Мощные толщи гипса с прослоями известняков, оксфорд	Аргентинская Кордильера
	Красно-коричневые песчаники и пестрые сланцы с прослоями гипса (титон?)	Южное Перу
7	Красноцветы, мощные толщи гипса — кимеридж, верхний оксфорд, местами возраст не уточнен, в титоне — морская трансгрессия	Южная часть Центральных Анд (Патагониды), Чилийская Кордильера
8	Красноцветные отложения	Побережье Большого Австралийского залива

тропик в течение всей поздней юры проходил по 40 параллели или вблизи нее.

В Южном полушарии зоне тропиков соответствуют две аридные области (7 и 8, см. рис. 10).

По-прежнему не корреспондируется с другими аридными областями засушливая область Южного Перу. Вероятно, постоянное господство в этой области аридных климатических условий связано с ее нахождением на западном побережье материка (не является ли это постоянство одним из доводов против дрейфа материков?).

В табл. 15 приведено размещение климатических поясов, исходя из наклона земной оси 40° .

Климатические зоны табл. 15 выделены на основании угла падения солнечных лучей в летний период, без учета угла падения потока солнечного тепла в зимний период. Поэтому экваториальный теплый пояс практически, вероятно, был эквивалентен жаркому, а умеренный экваториальный — теплому, особенно если учесть периоды весеннего и осеннего равноденствия. Но все же, если судить по составу осадочных пород этой эпохи, в экваториальной зоне климатические условия были умереннее, чем в более высоких широтах (имеется в виду, ко-

Размещение климатических поясов позднеюрской эпохи

Угол падения солнечных лучей, град.	Широты, град.		Климатические пояса и их широты, град.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
90	40 (тропик)		Жаркий (30—50)
80	50	30	Теплые (50—67 и 23—30)
70	60	20	
60	70	10	Умеренные (57—74 и 23—0)
50	80	0	Холодный (выше 74)

нечно, область развития жаркого климата). Так, в оксфордских отложениях Индонезии [3] содержатся мергелистые глинистые сланцы и глины, ауцелловые песчаники, плитчатые известняки и глинистые сланцы с белемнитами. Сходные отложения — темно-серые глинистые и алевролитовые сланцы с тонкими прослоями мергелей, песчанистые известняки с ауцеллами — развиты на территории Северо-Востока СССР, выше 60° с. ш. В летние сезоны климатические условия на этих широтах могли быть близкими (см. табл. 15). В Эквадоре, по данным Г. Герта [21], в титоне формировались косослоистые песчаники со следами волноприбойных знаков.

Э. Г. Кольберт [74, с. 401—419] пишет, что позднеюрская эпоха примечательна гигантскими динозаврами, обитавшими в поясе между 50-ми параллелями — т. е., во-первых, там, где должна была развиваться (и развивалась) богатая растительность, а во-вторых, до широты полярного круга, который проходил в эту эпоху где-нибудь на широте 50°. Интересно, что черепахи, эти в высшей степени теплолюбивые животные, по данным этого же автора, обитали в зоне, тяготеющей к 40° с. ш. и не распространяли область своего обитания на экваториальную зону.

Среднеюрская эпоха

Данных о размещении аридных отложений среднеюрской эпохи крайне мало. По характеру осадков в зоне развития аридных пород поздней юры можно предположить, что грани-

цы теплого и жаркого поясов в среднюю юру проходили значительно южнее. Так, в Кугитанге, под мощными соленосными толщами и рифовыми известняками позднеюрского возраста залегает карбонатно-терригенная угленосная толща бата, подстилаемая песчано-сланцевыми породами байоса и аалена [66]. Та же картина наблюдается и для других районов Средней Азии. В Юго-Восточном Ордосе, к территории которого приурочивалось восточное окончание позднеюрского аридного пояса, среднеюрский отдел сложен угленосными песчано-сланцевыми формациями [85]. На Севере Африки, на Аравийском и Индостанском п-вах формировались известняковые толщи.

У А. Н. Мазаровича [58] есть указание на развитие среднеюрских красноцветных песчаников на площади Сахаро-Аравийской пустыни, т. е. где-то в районе современных тропиков. С. Г. Хоутон [100] в своей монографии, характеризующей геологическое строение Африки южнее Сахары, аридные образования рассматриваемого возраста отмечает лишь на территории Танзании, бат и байос, по его данным, представлены здесь буроватыми и красноватыми косослоистыми континентальными полевошпатовыми песчаниками и гравелитами с прослоями песчанистых аргиллитов. Но ни гипс, ни залежи каменной соли в составе этих отложений им не отмечены. Опираясь на эти две аридные площади, можно предположить, что линии тропиков, возможно, проходили между 20 и 25 параллелями. Это подтверждается тем, что нерасчлененные толщи лейаса и доггера на территории Южного Перу сложены красно-коричневыми песчаниками с прослоями известняков. Но, возможно, что они относятся только к лейасу, так как залегают в нижней части этой толщи. В Юго-Восточной Мексике известны юрские соли, образованные до поздней юры, но точный их возраст не установлен [74, с. 321—336].

Раннеюрская эпоха

Аридные отложения раннеюрского возраста также не пользуются широким распространением и известны только в низких широтах. По данным Лотце [74], нижнеюрские соли есть в Южной Америке; где именно, не уточнено. Прослой гипса и ангидрита есть в красноцветных песчаниках и сланцах на территории Эквадора [21]. Залежи соли и гипса установлены в лейасе Абанкайского перегиба (Перу), т. е. примерно на 10° ю. ш. Красноцветные отложения с солями и гипсом изучены на о. Тимор [111], следовательно, опять на 10 параллели, но уже Восточного полушария. Можно с уверенностью предполагать, что в эту эпоху зоны тропиков проходили ближе к экватору, чем позднее, особенно в позднюю юру. Но материалов для достоверного определения их положения недостаточно.

Возможно также, что малая распространенность аридных отложений объясняется расширением морских трансгрессий.

Э. Г. Кольберт [74, с. 401—419] пишет, что недостаток данных по наземным рептилиям, по распространению которых можно было бы судить о климатических условиях ранней юры, компенсируется обилием морских рептилий, которые изобиловали в морях, покрывающих Север Европы. Основываясь на этом, Э. Кольберт считает, что теплые моря распространялись и в область высоких широт.

Таким образом, вопрос остается нерешенным. И, пожалуй, свидетельства органического мира в данном случае имеют больший вес. А они говорят о том, что линия тропика проходила где-то много выше современной, иначе теплые моря не могли бы получить такого широкого развития.

ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

Позднетриасовая эпоха

Аридные отложения позднетриасовой эпохи пользуются большим развитием. Их состав и размещение* показаны в табл. 16 и на рис. 11.

Указания на аридные отложения позднего триаса на территории Южной Америки, отсутствуют, во всяком случае они не упоминаются в весьма детальном монографическом описании геологии Южной Америки [21]. По данным Г. Герта [21], верхний триас Чилийской Кордильеры сложен черными сланцами с морской фауной и залежами антрацита; верхний триас Аргентинской Кордильеры представлен песчано-сланцевой битуминозной толщей с остатками растений; в Эквадоре — серо-черные известняки с кремнистыми желваками. Континентальные красноцветные и белесоватые песчаники установлены только в р-не оз. Титикака, но там триасовые отложения не расчленены по возрасту.

Красноцветные континентальные отложения, несмотря на то, что аридный пояс явно проходит через средние широты (см. рис. 11), установлены также на островах Восточной Гренландии — на Земле Джемсона и Земле Скорби [19, с. 321—336]. Низы этих отложений, местами гипсоносных, относятся к анизийскому ярусу, верхи — к рэтскому. Ф. Лотце [74, с. 321—336] пишет, что гипсы приурочиваются примерно к середине этой толщи.

Карбонатные отложения верхнего триаса также не связаны с какой-либо определенной зоной или областью — они распространены на Аляске, на островах Адмиралтейства [29] и одно-

* По литературным данным [19, 42, 66, 80, 85, 99, 100, 110, 113, 114, 119, 122, 146, 150, 162, 166, 168, 174].

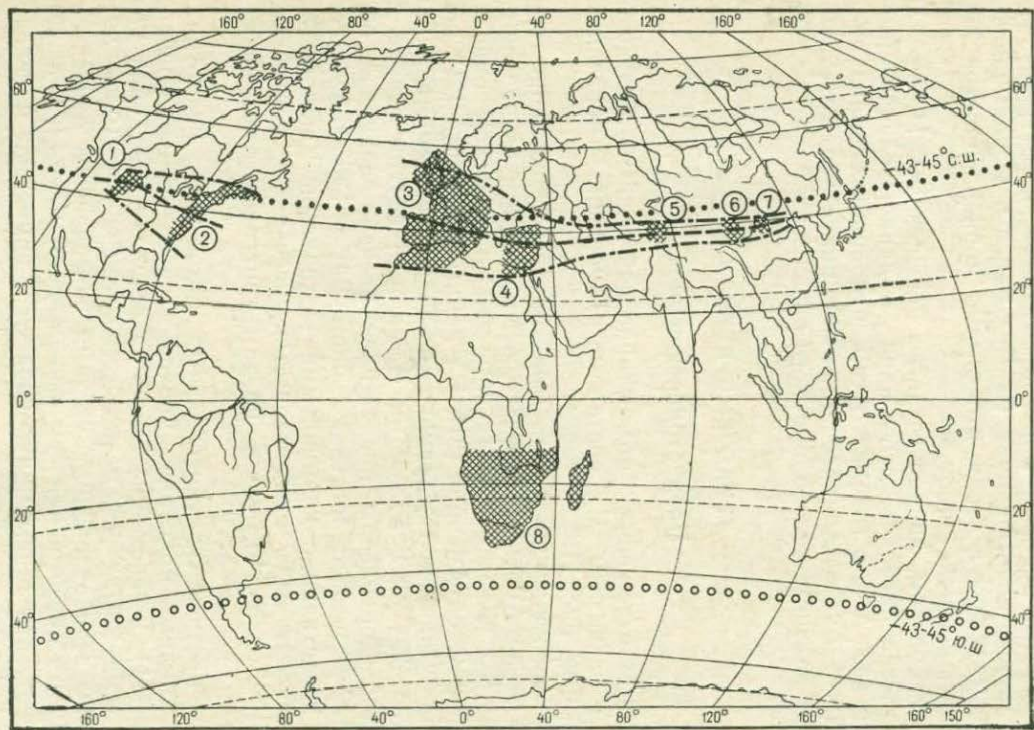


Рис. 11. Схема размещения аридных зон позднего триаса (см. табл. 16).

Усл. обозн. см. на рис. 4

Аридные области позднего триаса

№ аридной области на рис. 11	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Гипсоносные отложения	США (штаты Вайоминг, Небраска, Дакота)
2	Континентальные красноцветы	От Новой Шотландии до Флориды
3	Красноцветы, соленосные отложения, гипсы, ангидриты	Западная Европа, Север Африки, Северное побережье Красного моря, Юго-Запад Русской платформы
4	То же	Турция
5	Красноцветы	Заалайский хр.
6	Пестроцветные и красноцветные континентальные косослоистые песчаники	Яньчан (КНР)
7	Красноцветы	Юго-Восточный Ордос
8	Красноцветные континентальные песчаники с трещинами усыхания, остатками древесины и костями позвоночных	Мадагаскар, Капская провинция, Натал и другие районы Южной Африки

временно на о. Тимор, в Индонезии [111], т. е. в высоких широтах и на экваторе. Наметить для этой эпохи положение экватора таким образом, чтобы все области развития пород, формирующихся в условиях жаркого или теплого климата, тяготели к этому экватору, невозможно. Тем более невозможно соблюсти второе, также необходимое условие: в областях, наиболее удаленных от экваториальной зоны, должны находиться отложения, фиксирующие холодный или умеренный климат. Допустим, что экватор расположен так, как это показано на схеме Н. М. Страхова [90, Т. I, рис. 50] — под очень небольшим углом к современному; в районе Южной Америки и Индонезии он пересекает его, а в Северной Африке почти приближается к линии Северного тропика. Но как в таком случае могли быть сформированы красноцветные гипсоносные отложе-

ния в Гренландии и рифогенные известняки на территории Аляски? Для этой эпохи, даже если допустить дрейф континентов и внести на него поправку, весьма трудно наметить климатическую зональность, отдельные пояса которой обладали бы контрастным климатом.

Ключом к пониманию климатов позднетриасовой эпохи может, по-видимому, служить положение аридного пояса в Северном полушарии. Обширная область развития мощных залежей каменной соли, гипса, ангидрита на территории Европы, Севера Африки и Малой Азии и гипсоносные отложения западных штатов США могли быть сформированы только в бассейнах с прогрессирующей соленостью, только там, где испарение не компенсировалось притоком. Именно так характеризует М. П. Фивег [98] условия существования солеродных бассейнов. Обе эти области находятся на одной широте и, следовательно, образуют зону. Выходы красцветов в Средней и Центральной Азии, несмотря на то, что они расположены на продолжении этой зоны, во внимание принимать нельзя, так как там отсутствуют эвапориты. Красцветные отложения позднего триаса располагаются в различных областях триасовых континентов, и, по-видимому, часто обязаны общей сухости климатов эпохи, а не приуроченности к поясу засушливого климата. В связи с этим от использования их для выявления климатической зональности без дополнительного анализа следует воздержаться.

Если судить по площади распространения отложений, которые безусловно формировались в аридной зоне (иначе говоря, в зоне тропика), то линия последнего располагалась на широте 43—45° с. ш. Освещенность различных широт при таком наклоне земной оси показана в табл. 17.

Практически климат экваториальной зоны при таком наклоне оси вращения близок к теплому поясу, об этом уже говорилось выше (см. климатическую зональность поздней юры). Следует только добавить, что умеренный пояс высоких широт в эту эпоху в летний период получал большее количество солнечного тепла, чем современный умеренный пояс, так как он полностью находился за полярным кругом (проходящем на широте 45—47°). Следовательно, относительно невысокое стояние Солнца (примерно такое же, как в современную эпоху летом на широтах Южной Канады, Англии, Бельгии, Южного Урала) компенсировалось долготой дня, а временами не заходящим солнцем. Таким образом, применительно к условиям формирования осадочных пород климат являлся аazonальным.

Однако совершенно ясно, что условия обитания в этих зонах, в общем получающих равное количество годового тепла, но с различной равномерностью его распределения, были крайне различны, особенно для крупных позвоночных животных. Э. Г. Кольберт [74, с. 401—419], на которого выше неоднократно

Таблица 17

Размещение климатических поясов позднетриасовой эпохи

Угол падения солнечных лучей, град.	Широта, град.		Климатические пояса и их широты, град.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
90	44 (тропик)		Жаркий (34—54)
80	54	34	Теплые (54—61 и 27—34)
70	64	24	
60	74	14	Умеренные (0—27 и выше 61)
50	84	4	

но делались ссылки, пишет, что эта эпоха отличается обилием очень крупных лабиринтодонтов (*Eupelorus*), которые могли существовать только в условиях тропиков или субтропиков, при отсутствии резких сезонных различий. Несмотря на обилие этот вид не встречен выше 45° с. ш., т. е. выше полярного круга, где очень теплое лето сменялось суровой зимой. С иных позиций это очень трудно объяснить, так как на этом же континенте, еще в более высоких широтах формировались известняки. Крупные позвоночные в Европе встречаются до широты 50°, как и очень многие другие формы. Более того, остатки крупных динозавров обнаружены в отложениях верхнего триаса в западной части КНР на широте 30°, а другая близкая форма найдена в красноцветах верхнего триаса Южной Африки, примерно на таком же расстоянии от экватора, т. е. на 30° ю. ш. Таким образом, зона обитания этих крупных четвероногих, не способных к далеким передвижениям и к защите от холодов (более мелкие животные могли зарываться в грунт или оставаться в воде, на что особое внимание обращает Э. Г. Кольберт), приурочивалась к жаркому поясу, границы которого приведены в табл. 17.

Среднетриасовая эпоха

В среднем триасе аридные отложения распространены значительно меньше, при этом в основном развиты красноцветы, меньше гипсоносные отложения. Выходы их приурочены к тем же областям, что и отложения позднетриасовой эпохи. Следо-

вательно, наклон земной оси был примерно такой же. Уловить различие, если оно было, на основании имеющихся данных невозможно. Поэтому, во избежание повторений климатическая зональность среднетриасовой эпохи рассматриваться не будет. Больше развитие солеродных бассейнов в верхнем триасе могло быть обусловлено, во-первых, увеличением площади суши, а во-вторых, самим их развитием.

Раннетриасовая эпоха

Аридные области раннетриасовой эпохи в общем размещаются там же, где позднетриасовые, но по сравнению с последней они несколько смещены к северу. Так, отсутствуют соленосные отложения на Севере Африки, но зато красноцветные отложения продолжались до северной части Русской платформы (отложения ветлужского яруса с костями лабиринтодонтов) примерно до 58° с. ш. Аридные отложения в Северной Америке также размещались несколько севернее, достигая в западной части континента в провинции Альберта (Канада) $56-58^{\circ}$ с. ш. Размещение аридных площадей раннего триаса на основании литературных данных [19, с. 150—157, 42, 66, 80, 100, 103, 113, 129, 146, 151, 152, 158, 161, 162, 174] показано на рис. 12. Детальное описание их опускается — это в основном красноцветы, местами гипсоносные, в Северной Америке и Европе — соленосные. Угол наклона земной оси мог в эту эпоху быть около 46° (см. рис. 12). Следовательно, границы соответствующих климатических поясов по сравнению с поздним триасом (см. табл. 17) проходили примерно на 2° ближе к полярным областям. Граница между теплым и умеренным поясом проходила выше 60° . Можно ожидать, что зона умеренно-теплого климата распространялась до $70-72^{\circ}$. На территории Антарктиды развивалась пышная растительность — цикадофиты, хвощи, папоротники, птеридоспермы [60, с. 34—55], сопоставимая с флорой Южной Африки и Австралии. С. М. Архангельский [2] в работе посвященной растениям мезозоя, пишет, что из 53 триасовых флор Гондваны 29 известны в Гренландии. Гренландия и Антарктида, таким образом, характеризовались в раннем триасе одинаковыми климатическими условиями, и нет необходимости передвигать Антарктиду в более низкие широты, чтобы объяснить пышную растительность триаса. Иначе нужно перемещать и Гренландию. Кроме того, необходимо отметить еще одно обстоятельство: несмотря на близость растительных форм Антарктиды и Южной Африки, обилие крупных наземных позвоночных свойственно только триасу Южной Африки — верхняя часть свиты Бофорт (нижний и средний триас) и свита Стромберг (верхний триас). Поэтому климатические различия между этими областями, по-видимому, все же существовали. По климатическим условиям и характеру органического мира

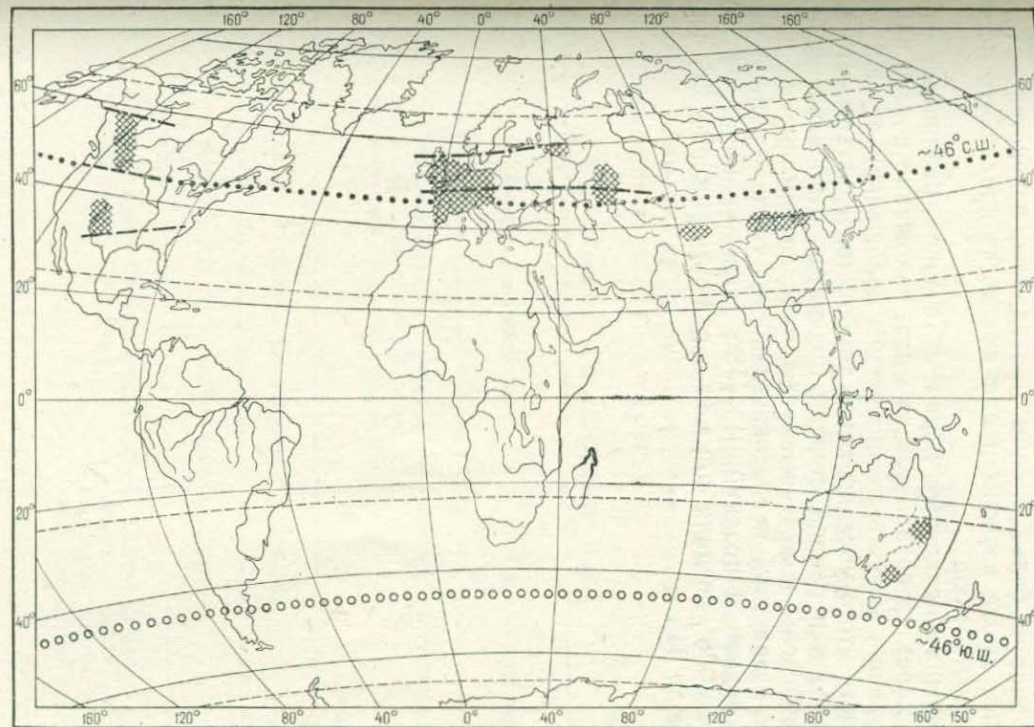


Рис. 12. Схема размещения аридных зон раннего триаса
Усл. обозн. см. на рис. 4

(присутствие богатой растительности и отсутствие или малое развитие крупных четвероногих) Антарктида стояла ближе к Гренландии.

* . *

*

Рассмотрение палеоклиматических обстановок от более поздних эпох к более ранним проводилось вследствие того, что первые лучше изучены и для них легче проследить достоверность построений.

Размещение осадочных пород в течение различных эпох мезозоя, характер органического мира, положение поясов аридных отложений могут быть объяснены положением земной оси. Вероятность этого увеличивается тем обстоятельством, что все эпохи мезозоя в равной степени подчинены этой зависимости. Ниже приведены полученные углы наклона земной оси в порядке их возрастной последовательности: триас — ранний около 46° , средний и поздний $43-45^{\circ}$; юра — ранняя $25-30^{\circ}$, средняя $20-25^{\circ}$, поздняя 40° ; мел — ранний примерно 36° , поздний — около 33° .

АРИДНЫЕ ПОЯСА ПАЛЕОЗОЙСКОЙ ЭРЫ

ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

Позднепермская эпоха

ТАТАРСКИЙ ВЕК

Климаты поздней перми были неравноценны для различных веков этой эпохи, в связи с чем размещение аридных отложений татарского века часто не совпадает с такими же отложениями казанского и уфимского веков. Поэтому, несмотря на то что материалов по засушливым зонам татарского века относительно немного, выделить его отдельно представляется целесообразным. Состав и размещение аридных отложений * характеризуется в табл. 18 и на рис. 13.

Таблица 18

Аридные области татарского века

№ аридной области на рис. 13	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Формация Кэпитэн — рифовые известняки, перекрываемые гипсово-ангидритовой толщей, мощностью 1000—1500 м	Запад Центральной части США
2	Глины с гипсом, известняки, мергели	Астурия
3	Песчано-глинистые гипсоносные отложения	Тироль
4	Красноцветные песчаники и сланцы, местами гипсоносные	Северо-Восток Русской платформы, Западный Казахстан, Устюрт, Северное Приаралье, Ферганская долина
5	Красно-бурые и серые песчаники, грубозернистые немые	Р-н Шицзячжуан, КНР

* По литературным данным [4, 10, 19, 40, 42, 44, 55, 58, 66, 70, 73, 76, 77, 80, 89, 90, 97, 100, 101, 103, 104, 105, 110, 129, 132, 133, 136, 144, 151, 152, 157, 165, 174].

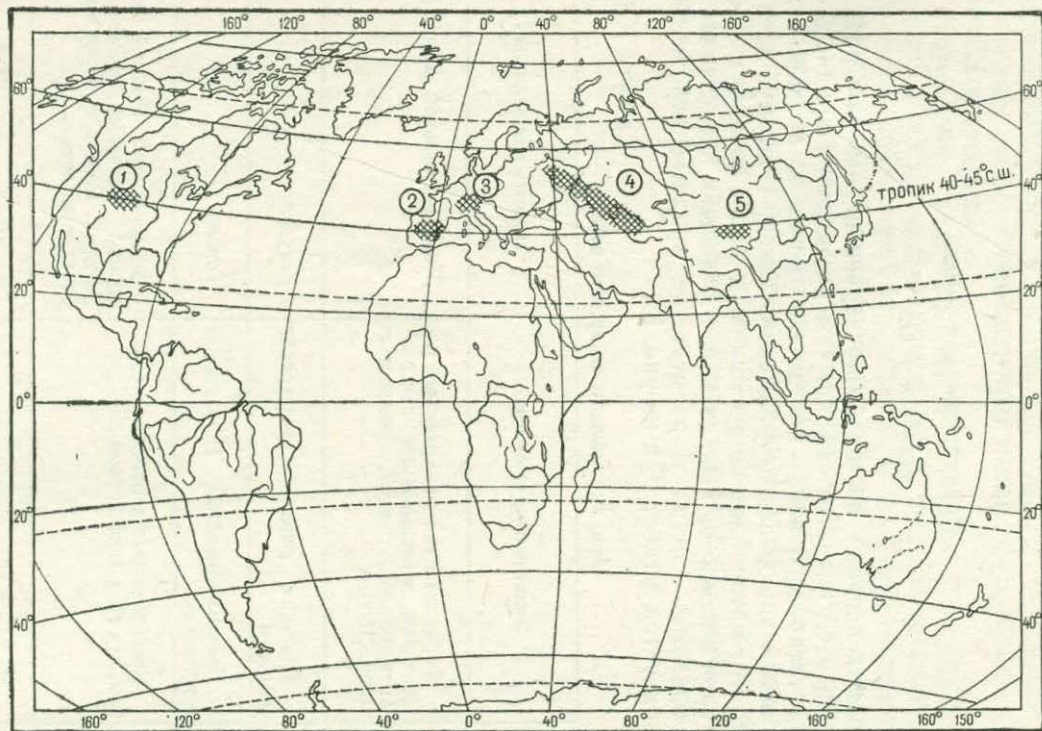


Рис. 13. Схема размещения аридных зон татарского века (см. табл. 18):

Усл. обозн. см. на рис. 4

Охарактеризованные аридные отложения слагают, по-видимому, лишь верхнюю часть татарского яруса. Во всяком случае это установлено для формации Кэпитэн (США), для Северо-Востока Русской платформы и Западного Казахстана. При этом на последних площадях они подстилаются терригенными, местами угленосными, породами. Фиксируемая ими аридная зона может приблизительно характеризовать положение линии тропика только для второй половины данного века; при этом, поскольку бесспорно аридными отложениями является только мощная толща гипсов и ангидритов в США, определить более точно положение линии тропика невозможно.

Можно лишь предполагать, что: а) положение линии тропика в течение татарского века менялось, следовательно, менялся и наклон земной оси; б) в первую половину татарского века наклон земной оси, вероятно, был более пологим, так как на территории Европы и Азии подстилающие красноцветы породы (терригенные, бескарбонатные, местами угленосные) принадлежат к образованиям умеренного пояса; в) во второй половине татарского века линия тропика могла проходить где-то между 40 и 45 параллелями. Делать какие-либо расчеты, характеризующие размещение климатических поясов при таком ориентировочном определении линии тропиков, нецелесообразно. Однако, можно предположить, что в размещении осадочных пород должна проявиться аazonальность.

КАЗАНСКИЙ И УФИМСКИЙ ВЕКА

Для этих веков характерны аридные осадочные породы и, в равной степени, угленосные, т. е. разделение на гумидные и аридные области достаточно четкое. Аридные отложения этой эпохи и их размещение * приведены в табл. 19 и на рис. 14.

Сланцево-песчаниковая толща с прослоями пурпурных сланцев, с большим количеством костей рептилий представляет собой верхнюю пермь Южной Африки. Учитывая богатую фауну позвоночных и отсутствие эвапоритов, эти красноцветные образования, вероятно, вернее связать с формированием красноземов. На территории КНР и Индии преобладают терригенные угленосные отложения с прослоями известняков. Угленосные отложения слагают также территории Полярного Урала и Пай-Хоя, Кузбасса, Приморья, Таймыра и др. Угленосные отложения или чередуются, или сменяются флишоидной сланцево-песчаниковой толщей с прослоями известняков, как, например, в районе р. Гижиги (Северо-Восток СССР) [66]. Таким образом, аридный пояс, протягивающийся почти непрерывно от центра Северо-Американского континента до Западного Казахстана включительно, внезапно, без признаков сужения сме-

* См. литературные источники, относящиеся к татарскому веку.

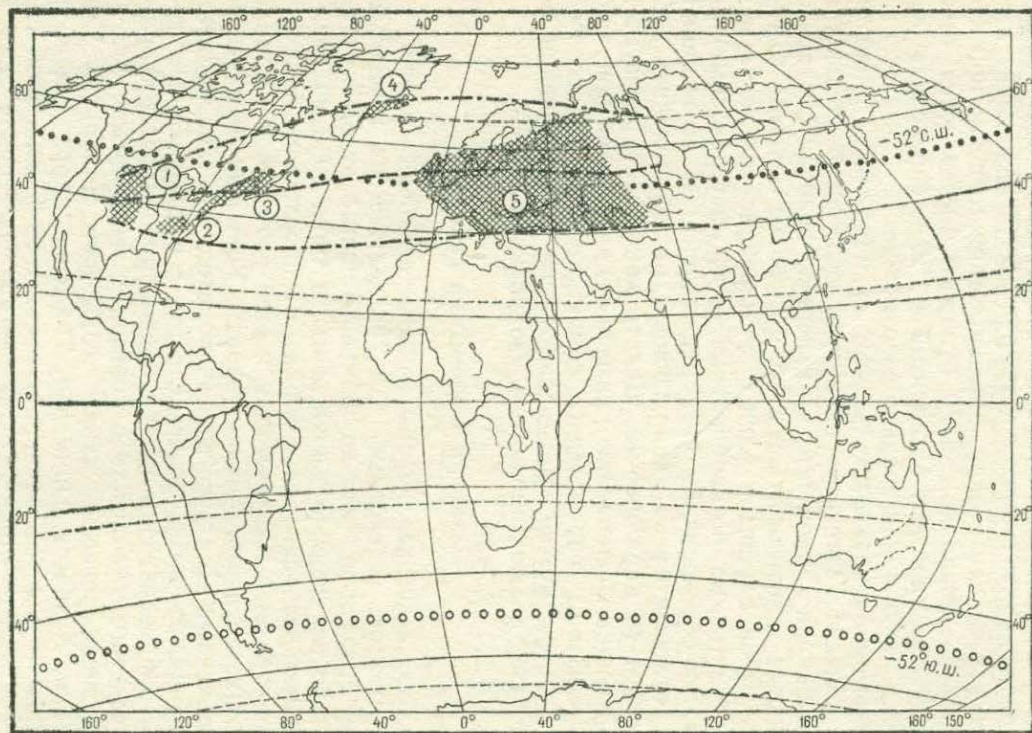


Рис. 14. Схема размещения аридных зон казанского и уфимского веков (см. табл. 19).

Усл. обозн. см. на рис. 4

Аридные области казанского и уфимского веков

№ аридной области на рис. 14	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Гипсы и красные глины с прослоями доломитов, красноцветные песчаники	Центральные штаты США
2	Эвапориты	Центральная часть США (штат Небраска)
3	Соленосные отложения	Р-н Ньюфаундленда
	Гипсоносные отложения	Восточное побережье США
4	Карбонатные отложения с прослоями гипса	Восточная Гренландия
5	Красноцветные соленосные и гипсоносные отложения (цехштейн и соответствующие ему по возрасту и составу породы)	Англия, Центральная Европа, Русская платформа, Север Европейской части СССР, Западный Казахстан, Юго-Запад Центрального Казахстана, Запад Средней Азии

няется областью развития гумидных отложений. Даже исходя из иного, по сравнению с современным, широтного плана, его восточное окончание является срезанным (см. схему климатической зональности конца нижней перми и начала верхней перми, составленную Н. М. Страховым) [90, Т. I, рис. 49].

По его данным в конце ранней — начале поздней перми территория Западной Сибири пересекалась субмеридионально вытянутой горной системой, которая и разграничивала аридную и гумидную области. Осадочные образования, формировавшиеся на этой площади, практически не сохранились.

При таком размещении аридных областей интерпретация может быть различной — засушливый пояс с одинаковой долей вероятности мог протягиваться в соответствии с современным широтным планом (но, конечно, не совпадать с современной линией тропика — см. рис. 14), но также мог находиться и под каким-то углом к современному. Очевидно, что для решения этого вопроса следует привлечь иные данные.

В том случае, если современная и позднепермская экваториальные плоскости пролегали на земном шаре различно, Южный полюс рассматриваемой эпохи, по данным Н. М. Стра-

хова [90, Т. I, рис. 49], располагался в Атлантическом океане примерно на $46-47^{\circ}$ ю. ш. и 7° в. д., т. е. на $10-12^{\circ}$ южнее окончания Африканского континента, в той же меридиональной зоне; иными словами южная оконечность Африки лежала примерно на 80° ю. ш. Однако на этой широте в пределах Капской провинции, в районе р. Оранжевой и в Натале [100] развита нижняя часть свиты Бофорт, относящаяся к поздней перми. Она сложена песчано-сланцевой толщей, в состав которой входят пурпурные сланцы, и изобилует костями крупных рептилий, являющихся теплолюбивыми животными. Свита Эка, породы которой подстилают свиту Бофорт, относится к нижней перми. В ее состав входят песчано-сланцевые отложения, угленосные, с прослоями известняков. Судя по составу осадочных пород, Южная Африка в рассматриваемую эпоху находилась в широтах жаркого, в крайнем случае теплого, пояса.

Антарктида, также по данным Н. М. Страхова, была расположена примерно в 20° к северу от Южного полюса, однако, по данным Л. Кинга и Т. Даунворда [67, с. 56—61], в поздней перми Антарктиды развита угленосная толща.

Может быть указанные факты и можно согласовать, если принять возможность значительного дрейфа материков. Эти данные приведены здесь не с дискуссионной целью, я хорошо отдаю себе отчет, что опровержение какой-то гипотезы не может служить подтверждением другой. Я просто хочу показать крайнюю трудность проблемы. Различие взглядов на климаты перми можно проиллюстрировать хотя бы тем фактом, что на упомянутой выше схеме Н. М. Страхова Австралия, ее западная часть, с северо-запада на юго-восток пересекается южной аридной зоной; а английский ученый А. З. М. Нейри [74, с. 346—356] предполагает, что Австралия в то время находилась вблизи полюса. Ниже рассматривается возможное размещение климатических зон, если исходить из предположения, что климаты прошлого менялись в связи с изменением угла наклона земной оси (табл. 20), а также показано, насколько соответствует этому предположению состав осадочных пород в различных частях земного шара.

Северная граница зоны распространения аридных отложений проходит примерно от 48° с. ш. в западной части (Северная Америка) до 68° в восточной части (Север Европейской части СССР), а в центральной части достигает широты $70-72^{\circ}$ (Восточная Гренландия), т. е. от 40° з. д. до 60° в. д. она проходит почти по одной широте, но на западе резко отклоняется к югу. Южная граница аридной зоны не испытывает таких колебаний — в западной части она опускается примерно до 35° с. ш., на востоке поднимается до 40° с. ш. Срединная линия, пересекающая зону, также проходит не по одной широте, но если учесть положение ее отдельных отрезков, то наи-

Размещение климатических поясов уфимского и казанского веков

Угол падения солнечных лучей, град.	Широта, град.		Климатические пояса и их широты, град.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
90	52 (тропик)		Жаркий (42—62)
80	62	42	Теплые (62—69, 35—42)
70	72	32	
60	82	22	
50	—	12	Умеренные (выше 69 и 16—35)
40	—	2	Холодный (0—16)

более вероятной широтой тропика будет, конечно ориентировочно 52—53 параллель.

Умеренный пояс низких широт при таком наклоне земной оси по количеству тепла, получаемого в летний период, должен был соответствовать поясу, расположенному в современную эпоху на широтах 40—60°. Следовательно, в более высоких широтах климат этой полосы был умеренно-теплым, а в благоприятной физико-географической обстановке мог быть даже субтропическим. Холодный пояс экваториальной зоны в силу своего положения в течение всего года получал одинаковое количество тепла (примерно такое же, какое получают в современную эпоху Аляска, Скандинавия и другие территории, лежащие на одной с ними широте, в летний период) и отличался от них лишь меньшей продолжительностью дня в самый жаркий месяц. Таким образом, климатические условия здесь, вероятно, были умеренно-теплые, весьма благоприятные для развития растительности и обитания животных, если последние не относились к теплолюбивым формам.

Жаркий пояс находился частично за линией полярного круга и чрезвычайно жаркое лето с высокостоящим, почти незаходящим солнцем сменялось суровой темной зимой.

Охарактеризованные выше верхнепермские отложения Северной Америки, Европы, Азии и Юга Африки вполне укладываются в подобную схему размещения климатических поясов. Не противоречит она и условиям осадкообразования в Австра-

лии — отложения этой эпохи представлены там угленосными толщами. В Новой Зеландии, лежащей вблизи зоны тропиков, формировались коралловые рифы. В экваториальном, наиболее холодном поясе этой эпохи, позднепермские породы представлены: в бассейне р. Конго сланцами с глоссоптериевой флорой, в Бразилии континентальными озерными отложениями с преобладанием битуминозных глин; для территории Южной Боливии и Северной Аргентины есть даже указания на отложения с отполированными и исштрихованными валунами.

Особенно интересны наблюдения Э. Пламстеда и Д. Уитса [67, с. 34—55], относящиеся к характеру пермской флоры в Антарктиде. Они пишут, что сезонные колебания в Антарктиде в течение всей перми были чрезвычайно резкими и что по годичным кольцам окремнелой древесины можно судить о наличии периодов интенсивного роста и периодов «спячки». Они отмечают также большой радиус кривизны колец окремнелой древесины, свидетельствующей о крупности деревьев этой эпохи. Наблюдения этих исследователей как нельзя более подтверждают, что климат перми (в данном случае имеется в виду поздняя пермь) был обусловлен наклоном земной оси, при котором линии тропиков пролегали по 52—53 параллелям.

Раннепермская эпоха

Аридные образования раннепермской эпохи и их размещение охарактеризованы * в табл. 21 и на рис. 15.

Далее к востоку на простирании аридных областей, так же как и в период поздней перми, распространены терригенные, угленосные и карбонатные толщи.

По всей вероятности зоны тропиков проходили во время ранней перми, примерно на тех же широтах, что и в течение поздней перми. Во всяком случае области распространения аридных образований этих двух эпох занимают примерно одни и те же площади. Только более четко выраженная принадлежность к аридным образованиям нижнепермских толщ Гренландии и распространенность аридной области на территорию Шпицбергена указывают на то, что линия тропиков в ранней перми проходила в более высоких широтах. На климатических условиях средних широт и приполярных областей это различие должно было сказаться незначительно, но в экваториальной зоне еще больший, чем в поздней перми, угол наклона земной оси мог обусловить заметно более холодный климат.

Возможно, так и было, так как на Северо-Востоке Австралии и на о. Тимор установлены [112] ледниковые отложения. По данным А. Брауна и др. [7], раннепермские ледниковые

* По литературным данным [19, 35, 40, 42, 44, 45, 46, 58, 64, 66, 70, 77, 80, 81, 89, 104, 112, 114, 125, 131, 157, 173].

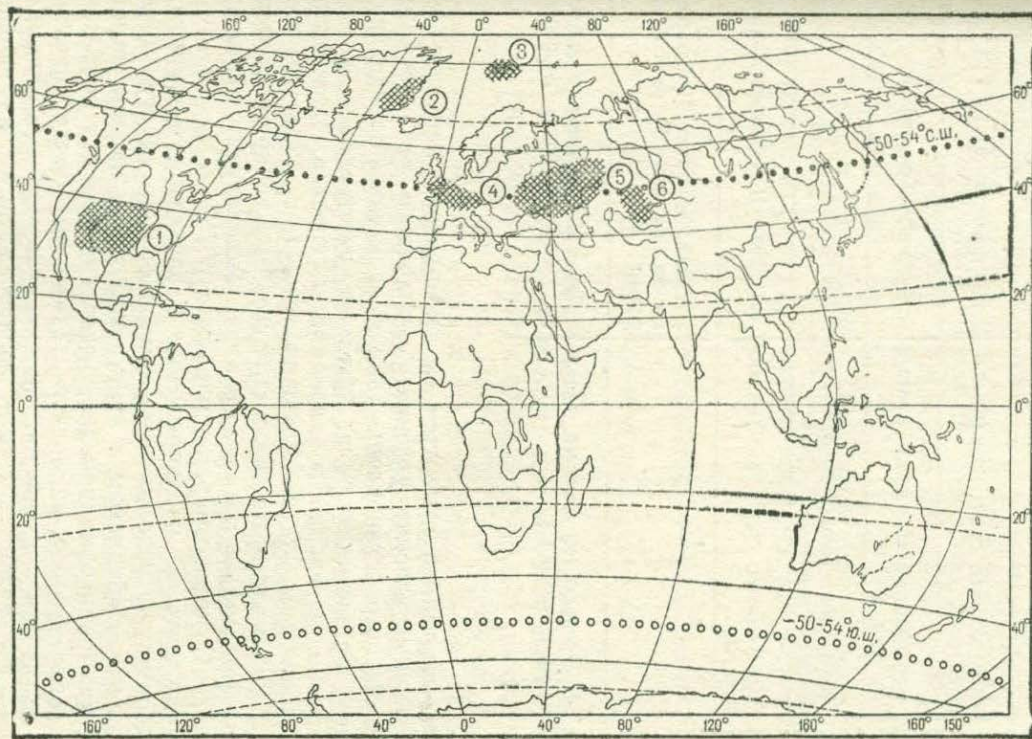


Рис. 15. Схема размещения аридных зон ранней перми (см. табл. 21)
Усл. обозн. см. на рис. 4

Аридные области раннепермской эпохи

№ аридной области на рис. 15	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Красноцветы, соли, гипсы, ангидриты	Центральные штаты США
2	Континентальные красноцветные песчаники, 200 м	Восточная Гренландия
3	Известняки, замещающиеся гипсоносными породами	Шпицберген
4	Красноцветы, соли, гипсы, ангидриты	Англия, Центральная Европа
5	То же	Урал, Западное Приуралье, южная половина Русской платформы
6	Красноцветные, местами гипсоносные песчаники	Запад Центрального Казахстана, Чу-Сарысуйская депрессия

отложения Австралии относятся к сакмарскому веку. Более холодные климатические условия сакмарского века относительно артинского установлены также с помощью определения изотопного состава кислорода, а также соотношения карбонатов стронция и магния в раковинах моллюсков. Исследования эти проведены Г. А. Лоуэнстамом [74, с. 132—151] для северо-западной части Австралии (бассейны Карнарвон и Фицрой). Для моллюсков артинского века температура менялась от 26 до 17,4°C, для сакмарских равнялась 7,7°C.

Если исходить из предположения о зависимости климатических перемен от угла наклона земной оси, то следует предположить, что в артинском и кунгурском веках наклон земной оси был примерно одинаков, но в разделяющем эти века сакмарском веке — более наклонным. Такие колебания, приуроченные ко времени изменения наклона земной оси, видимо, достаточно характерны — можно сослаться также на неоднократную смену ледниковых и межледниковых эпох раннечетвертичного времени.

В Южной Африке климатические условия ранней перми были более суровыми, нежели в поздней перми: пурпурная песчано-сланцевая свита Бофорт, переполненная костями рептилий, подстилается голубоватыми глинистыми сланцами, пе-

реходящими в черные карбонатно-глинистые сланцы угленосной свиты Экка (нижняя пермь).

Э. Г. Кольберт [74, с. 401—419] установил, что крупные па-рейзавры и пеликозавры обнаружены в нижнепермских отложениях Техаса, Нью-Мексико и Франции, между 30—50° с. ш. Диаграммы и схемы, составленные этим исследователем, подчеркивают, что ареалы размещения крупных позвоночных животных располагались зонально, при этом простирались зон отвечало современному широтному плану, хотя эти пояса с тропическим или субтропическим климатом занимали иное, чем в современную эпоху, место.

Согласно с современным широтным планом размещались и флористические зоны ранней перми. А. Н. Криштофович [50, с. 496] пишет, что флора Северной Америки несет следы родства с флорой Восточной Азии и Европы.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ПЕРИОД

Позднекаменноугольная эпоха

Позднекаменноугольная эпоха по своим климатическим условиям — одна из наиболее интересных и необычайных эпох. Материковые льды покрывали экваториальный пояс и прилегающие к нему территории. Достаточно подробная, а главное точная, палеоклиматическая карта с достоверной корреляцией свит, составленная для этой эпохи, могла бы если и не прекратить дискуссию о причинах климатических перемен, то ввести ее в более определенное русло. К сожалению, приведенные ниже построения также являются лишь одним из возможных вариантов.

По-видимому, период наиболее интенсивного приэкваториального оледенения приходится на стефанский век, так как на территории КНР [56] уральский ярус представлен главным образом угленосными и карбонатными отложениями.

Аридные отложения и их размещение для позднекаменноугольной эпохи охарактеризованы* в табл. 22 и на рис. 16. На эту же схему нанесены также ледниковые образования, с тем чтобы контрастность климатических условий для различных зон земного шара в этот период также была отражена.

На Севере Азиатской части СССР позднекаменноугольные отложения не установлены [66].

Даже при учете разрозненных выходов красноцветных отложений (а наиболее ясно аридность отложений выражена на площади Канадского архипелага и на п-ве Канин) линия тропика проходила в эту эпоху не ниже 67 параллели. А если упо-

* По литературным данным [16, 19, 40, 42, 66, 70, 71, 74, 80].

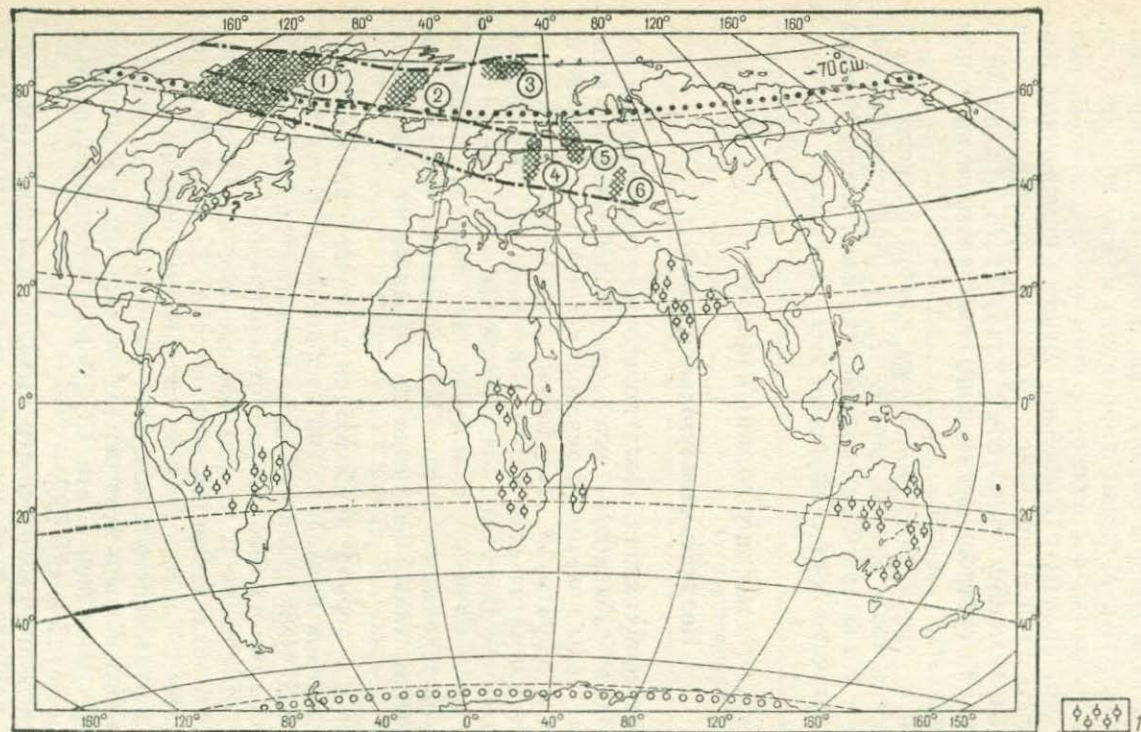


Рис. 16. Схема размещения аридных зон и материкового оледенения в позднем карбоне (см. табл. 22).

1 — области развития материкового оледенения; остальные усл. обозн. см. на рис. 4

Аридные области позднекаменноугольной эпохи

№ аридной области на рис. 16	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Мощные толщи гипсов	Канадский Арктический архипелаг
2	Красноцветы	Восточная Гренландия
3	Желтые континентальные песчаники	О. Медвежий, Шпицберген
4	Красноцветы	Несколько выходов в Европейской части СССР
5	Гипсоносные отложения	Полоса выходов от п-ва Канин до Камско-Печерского междуречья
6	Красноцветы	Джезказганский и другие районы Западного Центрального Казахстана

мянутые разрозненные выходы по возрасту относятся к верхам верхнего карбона, то тропик мог проходить на широте 70—72°.

При условии отсутствия дрейфа материков на значительные расстояния и зависимости климатических перемен от изменения угла наклона земной оси отложения аридного типа должны были также формироваться на территории Антарктиды. Однако указаний на присутствие там красноцветных или соленосных и гипсоносных отложений нет. Более того, Л. Кинг и Т. Даунворд [67, с. 56—61] считают, что тиллиты «Бокай», залегающие на территории Антарктиды, мощность которых около 300 м, коррелируются с верхнекаменноугольными тиллитами других южных материков. Если это так, то этот факт является веским аргументом против рассматриваемых здесь построений. Но эти же авторы, в этой же работе пишут, что начало позднекаменноугольной эпохи характеризуется широким развитием растительности. Но ведь начало позднего карбона и есть время великого оледенения южных континентов. К началу позднего карбона эти исследователи относят песчано-глинистую толщу, перекрывающую тиллиты «Бокай». Толща эта угленосная, содержит прослойки известняков и следы трещин усыхания. Кроме того, на основании минералогического изучения этих от-

ложений они пришли к выводу, что степень и характер окатанности кварцевых песчаных зерен свидетельствуют «о преобладании засушливого аридного климата и низменном рельефе».

Видимо, этот вопрос пока остается открытым, до точного биостратиграфического определения возраста как ледниковых отложений (по данным Э. Пламстэда и Уитса [67, с. 34—55], в ленточных глинистых сланцах ледникового происхождения содержатся растительные остатки), так и вышележащих аридных.

Размещение климатических поясов, сделанное на основании широты выходов аридных образований Северного полушария и их приуроченности к единой полосе субширотного простира-ния, иллюстрируется табл. 23, составленной из расчета, что Северный тропик проходил по 70 параллели.

Т а б л и ц а 23

Размещение климатических поясов позднего карбона

Угол падения солнечных лучей, град.	Широта, град.		Климатические пояса и их широты, град.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
90	70 (тропик)		Жаркий (60—80)
80	80	60	Теплые (выше 80 и 53—60)
70	90	50	
60	—	40	
50	—	30	Умеренный (34—53)
40	—	20	Холодный (20—34)
30	—	10	
23	—	0	Морозный (ледниковый — 0—20)

В широтах северного жаркого пояса, помимо описанных выше аридных отложений, установлены также мощные толщи известняков, в том числе и рифогенных (Гренландия, Шпиц-берген, п-ов Канин). Аналогичные отложения на площади Ан-тарктиды не установлены. Отложения теплого пояса Северного

полушария представлены весьма широко: это терригенные, нередко угленосные отложения, известняки, мергели — типичные отложения площадей с теплыми климатическими условиями. Установлены они в Англии, Западной Европе, Хабаровском крае. Известняки есть в верхнем пенсильвании Севера США. Таким образом, теплый пояс имеет широтное простираение. В зоне умеренного климата также развиты угленосные отложения, но бескарбонатные. К ним относятся стефанские отложения Астурии, Италии, Южного Приморья, Тетюхинского района. При удаленности территорий Астурии и Дальневосточного Приморья также можно говорить о широтной зональности ареала распространения этих отложений. Нужно отметить, что при параллелизации этих отложений крайне важно знать их возраст с точностью до века, так как отложения стефанского и уральского ярусов нередко характеризуют различные климатические зоны. Так, например, стефанский ярус Турции сложен пестроцветными глинами, битуминозными песчаниками, лигнитовыми углами (т. е. и в данном месте стефанские отложения подтверждают принадлежность этого пояса к зоне развития умеренного климата), а отложения уральского яруса представлены уже фузулиновыми известняками [99].

Экваториальная и приэкваториальная зоны в силу особенности своего положения характеризовались или отсутствием сезонных колебаний (экваториальная зона), или они были незначительными. В экваториальной зоне в течение летнего сезона и в зимний период угол наклона солнечных лучей был равен $23-30^{\circ}$ (см. табл. 24). Такой угол падения солнечных лучей не свойствен ни одной из климатических зон современной эпохи в летнее время. В зимнее время такое количество тепла получают территории, расположенные ныне на широтах $33-44^{\circ}$. Следовательно, температура морозного экваториального пояса не была очень низкой, но во всяком случае ниже нуля. И так в течение всего года. Если учесть длительность существования подобных условий, то развитие покровного оледенения в экваториальной зоне в эту эпоху вполне понятно. Разрастание ледников от экваториальной зоны в пределы более высоких широт можно объяснить охлаждающей способностью льда. К. Брукс [8, с. 199] вычислил, что морские льды в высоких широтах и ледяной покров Гренландии понижают среднюю температуру области, лежащей к северу от 40° с. ш., примерно на $5,6^{\circ}$. В Северном полушарии ледниковые покровы доходили до 33° с. ш. в Индии (Соляной хр.), по данным М. С. Кришнана [45], и выше 40° в Южном полушарии. Возможно также, что следы оледенения находятся на Атлантическом побережье Северной Америки, в р-не Бостона (42° с. ш.). А. Ирдли [36] пишет, что в верхней части верхнекаменноугольных отложений залегают тиллиты «Сквантум», имеющие многие признаки ледникового происхождения; мощность их дости-

гает 150 м. Не менее широкое развитие получили ледниковые отложения на территории Южной Америки. В большей части геологических описаний этого континента приводятся данные, согласно которым ледники этой эпохи достигали южной оконечности материка. Но исследования Р. Мааса, проведенные относительно недавно и, следовательно, опирающиеся в какой-то мере на материалы предыдущих работ, опровергают развитие ледниковых отложений в Центральной части Чили и южнее. Он указывает, что терригенная толща на р. Чоапа (33° ю. ш.), относимая ранее к ледниковым образованиям («тиллит Чоапа») на основании сходства с ледниковыми отложениями Западной Аргентины, имеет иное происхождение и является делювиальными брекчиями, приуроченными к склонам древнего рельефа. Их ледниковому происхождению противоречит, по его мнению, и содержащаяся в них фауна — кораллы, продуктиды, относящаяся к теплолюбивым формам. Р. Маас высказывает предположение, что и Западная Аргентина находилась в этот период вне области оледенения.

Несомненно, что Австралия принадлежит к тому же ледниковому поясу, что и приэкваториальная зона Южной (и Северной?) Америки и Африки. Дж. Кроуелл [123], изучавший ледниковые отложения этого материка, особое внимание обращает на то, что оледенение стефанского века, к которому приурочивается максимальное позднепалеозойское оледенение экваториальной зоны, является материковым.

Рассмотрение климатической зональности позднеледниковой эпохи затруднительно еще и потому, что ледниковые эпохи сменялись межледниковьем на протяжении длительного периода времени, от начала верхнего карбона до низов нижней перми. Из-за отсутствия точной корреляции на одну карту или схему могут попасть отложения, относящиеся хотя и к позднему карбону, но к разным его периодам, с различными климатическими условиями. На основании изложенного фактического материала можно прийти к следующим выводам:

1) жаркий климат приполярных областей и ледниковый климат экваториальной зоны могут сосуществовать при значительном наклоне земной оси;

2) широтное простиранье сходных по составу осадочных пород — красноцветов и других аридных образований в Арктике и прилегающих к ней районах, угленосных карбонатных и бескарбонатных в средних широтах и ледниковых между 33° с. ш. (42° с. ш.?) и 40° ю. ш. — свидетельствуют о широтной климатической зональности, вполне четкой в пределах Северного полушария;

3) присутствие на территории Антарктиды ледниковых отложений этого возраста противоречит сделанным выше построениям, во всяком случае не может быть объяснено с тех же позиций.

На завершающей стадии среднекаменноугольной эпохи климатические условия были очень близки к таковым в позднем карбоне. Гипсоносные континентальные отложения установлены на Шпицбергене, а ледниковые, согласно Дю-Тойту [28], на севере Африки. Для более раннего периода среднего карбона картина размещения климатических поясов была иной. Гипсы и соли формации Парадокс [42, 104 и др.], относящейся к среднему карбону, залегают в северо-восточной части плато Колорадо примерно на 33—35° с. ш. Красноцветы этого возраста установлены также в западной части Центрального Казахстана [71] на широте 45—47° с. ш. У меня недостаточное количество данных по размещению аридных отложений этой эпохи, но и те немногие позволяют предположить, что Северный тропик проходил в этот период на широте около 35—40° с. ш. Угленосные породы Средней Европы отвечают второй половине этого века, так же как и мощные органогенные известняки Гренландии, Шпицбергена, Севера Европейской части СССР.

С этих позиций пестроцветные песчано-глинистые отложения, перекрываемые толщей органогенных известняков и доломитов, должны относиться к первой половине среднего карбона. Это соответствует и биостратиграфическим определениям — по фауне толща отнесена к московскому ярусу. К этому же возрасту относятся известняки, слагающие средний карбон Уфимского плато [66]. На территории США, примерно на одних широтах залегают соленосные отложения формации Парадокс и угленосные отложения. Это пространственное сонахождение можно объяснить только тем, что эти толщи формировались не одновременно. При этом угленосная формация явно более поздняя, так как она объединяет отложения среднего и верхнего карбона [58]. Следовательно, это также говорит о том, что в первую половину среднего карбона земная ось имела меньший наклон, чем во вторую половину этой эпохи.

Это подтверждается также тем, что в Австралии, на ее юго-востоке, рифогенные известняки среднего карбона перекрываются ледниковыми отложениями этого же возраста [7]. Это возможно только при резкой смене климатической обстановки вследствие резкого увеличения угла наклона земной оси.

Более того, в течение какого-то периода среднего карбона ось должна была занимать такое же положение, как в ранне-четвертичную ледниковую эпоху. И. Я. Устрицкий [95] пишет, что ледниковые отложения этого возраста, залегающие на границе башкирского и московского ярусов, широко распространены на территории Северо-Востока СССР. Он изучал их на западном склоне Омолонского массива (на правом берегу р. Колымы) и на площади Сугойской зоны. Им приведены весьма убедительные доказательства ледникового происхождения этих

пород: а) полное отсутствие сортировки и слоистости; б) наличие окатанных обломков; в) присутствие среди обломков пород, чужеродных району залегания; г) развитие пласта этих отложений на широкой площади, в десятки квадратных километров; д) независимость пространственного размещения этих отложений от положения структурно-фациальных зон.

На территории Антарктиды ледниковые отложения среднекаменноугольного возраста не установлены.

Итак, состав осадочных пород среднего карбона на различных площадях земного шара позволяет предположить, что в течение этой эпохи произошло изменение наклона земной оси от 35—40° в первой ее половине до 65—67° во второй ее половине. Возможно, также, что в начале московского — конце башкирского веков наклон был около 20°.

Раннекаменноугольная эпоха

Состав и размещение аридных отложений раннекаменноугольной эпохи показаны* в табл. 24 и на рис. 17.

Аридные области раннего карбона, разрозненные и местами неясно выраженные, тем не менее образуют единую зону несомненно широтного простираия. Уравновешивающей их линией будет, примерно широта 50°. По принятой методике эта параллель и будет линией Северного тропика. В Южном полушарии этой широте отвечают океанские акватории, и симметричный Северному Южный тропик пересекает только южное окончание Южной Америки, где породы этого возраста не вскрыты или отсутствуют. Но на площади Юго-Восточной Австралии, т. е. почти на сороковой параллели, нижнекаменноугольные отложения представлены полимиктовыми косослоистыми песчаниками серо-зелеными и красноватыми, с растительными остатками и перекрывающими их темно-серыми и зеленоватыми мергелями и прослоями известняков. Нижнюю свиту без натяжки можно считать аридной.

Возможное размещение климатических поясов при таком положении линий тропиков показано в табл. 25.

Экваториальный умеренно-теплый пояс ввиду отсутствия здесь холодного зимнего сезона, как и выше в аналогичной ситуации, по климатическим условиям вернее отнести к теплым.

Как в северном, так и южном поясах Северного полушария (а при таком положении линии тропика в каждом полушарии должно быть по два теплых пояса, чем и объясняется аazonальность в распределении осадков) установлены бокситоносные отложения — на Северо-Западе Русской платформы и на Тиманском кряже на площади северного и в Юго-Восточном Китае на площади южного поясов.

* По литературным данным [19, 35, 42, 58, 63, 70, 80, 86—89, 90, 110, 128].

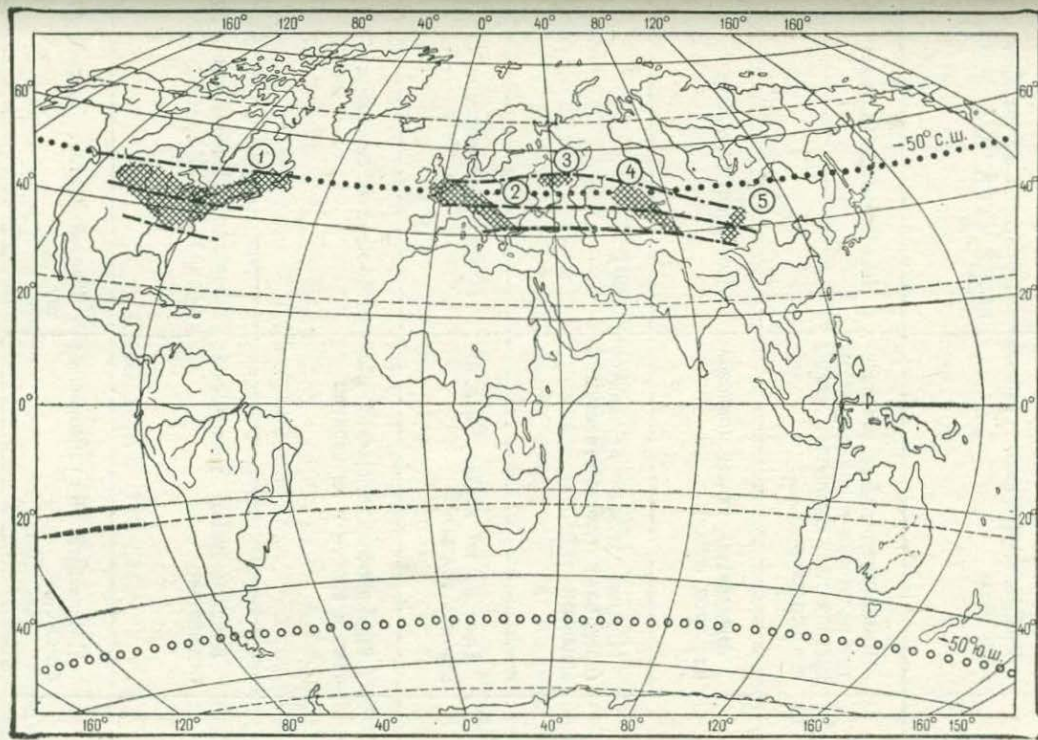


Рис. 17. Схема размещения аридных зон раннего карбона (см. табл. 24).
Усл. обозн. см. на рис. 4

Аридные области раннекаменноугольной эпохи

№ аридной области на рис. 17	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Красноцветы, соли, гипсы, ангидриты	Территория центральной и западной частей США, между 36° и 50° с.ш.
	Красноцветные грубозернистые песчаники и конгломераты, красноватые сланцевые глины и известняки	Нью-Брансуик (Канада)
2	Ангидриты, гипсы (отложения типа себхи)	Лестершир (Англия)
	Мощная толща песчаников (предположительно отнесены к аридным)	ФРГ
	Пестрая по составу красноцветная толща	Предобруджский прогиб
3	Карбонатные отложения местами с гипсом и ангидритом	Московская синеклиза
4	Красноцветные гипсоносные отложения	Западное Прибалхашье, Киргизский Алатау
	Соленосные и гипсоносные отложения	Кунгей-Алатау, Терской-Алатау
5	Красноцветы	Район Урумчи, Таримский массив

Размещение климатических поясов раннекаменноугольной эпохи

Угол падения солнечных лучей, град.	Широта, град.		Климатические пояса и их широты, град.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
90	50 (тропик)		Жаркий (40—60)
80	60	40	
70	70	30	Теплые (60—67, 33—40)
60	80	20	Умеренные (выше 75, 14—33)
50	90	10	Холодный (0—14)

Итак, для каменноугольного периода путем определения положения аридных зон установлено, что ось вращения занимала следующее положение: в раннем карбоне — 50° , в начале среднего карбона — $35-40^\circ$, затем около 67° , в позднем карбоне — примерно 70° . При этом в позднем карбоне временами ось занимала иное, менее наклонное положение — в межледниковье и в какие-то периоды уральского века. Возможно (но степень вероятности незначительна) и в середине среднекаменноугольной эпохи угол наклона оси вращения был значительно меньше — близким к современному. Основанием для этого предположения может служить указание на находку ледово-моренных отложений в породах среднего карбона на правобережье р. Колымы в пределах Омолонского массива. В этом случае, может быть, и ледниковые отложения Антарктиды относятся к среднему карбону? Тем более, что они перекрываются верхнекаменноугольными отложениями.

ДЕВОНСКИЙ ПЕРИОД

Позднедевонская эпоха

Эпоха позднего девона, как и некоторые описанные выше, характеризуется развитием аридных отложений в высоких широтах Северного полушария. Их состав и размещение* показаны в табл. 26 и на рис. 18.

* По литературным данным [5, 6, 12, 19, 23, 35, 42, 43, 66, 67, 70, 80, 172].

Аридные области позднего девона

№ аридной области на рис. 18	Характеристика отложений	Площадь распространения
1	Красноцветные континентальные отложения с остатками растений и трещинами усыхания	Пенсильвания
2	Красноцветы	Восточная Гренландия
3	То же	О. Медвежий, Шпицберген
4	Красноцветы, каменная соль, гипс, ангидрит	Англия, Скандинавия, Европейская часть СССР (от Днепровско-Донецкой впадины на юге до Тимана на севере)
5	Красноцветы	Центральный и Южный Казахстан
6	Красноцветы	Юго-Запад Восточной Сибири
7	То же	Восточная Сибирь
8	»	Хр. Орулган (Якутия)
9	»	Южное побережье Чукотки
10	»	Юго-Восточная Австралия
11	Темно-красные и зеленоватые алевролиты и аркозовые песчаники с остатками пресноводных рыб	Побережье пролива Мак-Мердо (Антарктида)

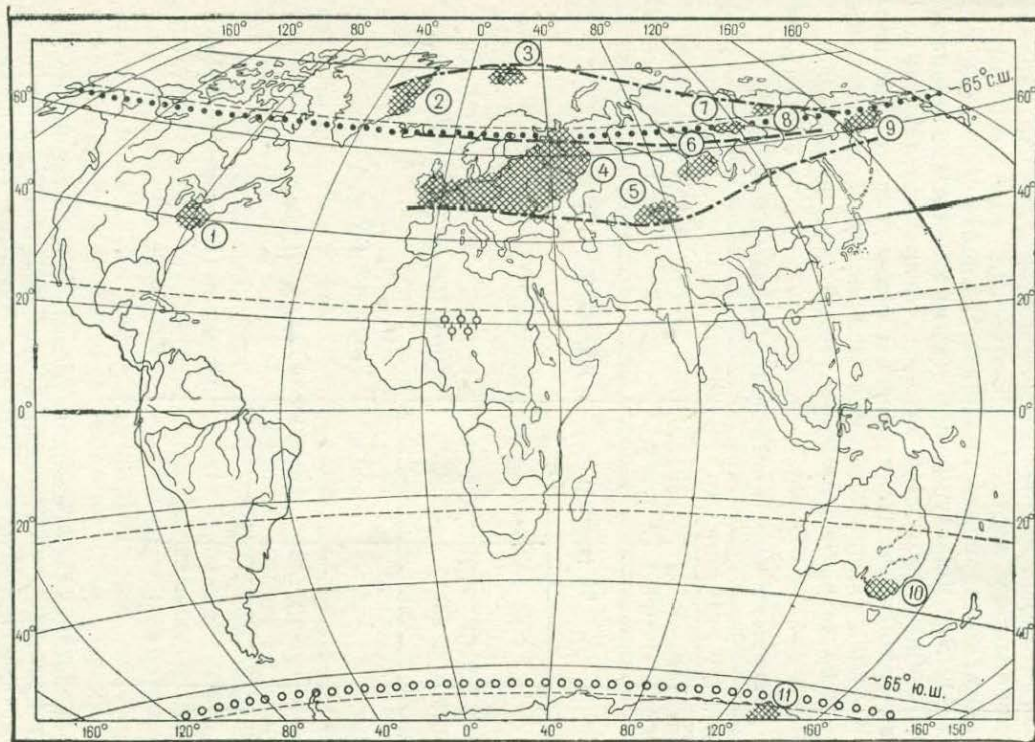


Рис. 18. Схема размещения аридных зон позднего девона (см. табл. 26).

Усл. обозн. см. на рис. 4 и 16

Аридные образования позднедевонской эпохи не только характерны по составу, но и приурочиваются к вполне определенной зоне, протягиваясь в Северном полушарии от восточной части Северной Америки до Чукотки. Самые южные выходы аридных площадей этого возраста достигают $40-48^{\circ}$ с. ш., северные распространяются почти до 70° с. ш. Большая часть аридных площадей тяготеет к широте 65° , эта же параллель делит пополам ту часть аридного пояса, где красноцветы и соли занимают наиболее обширную площадь (аридные области 3 и 4). Эту широту и наиболее целесообразно принять за линию тропика, тем более, чем и в Антарктиде ареал распространения осадков засушливой зоны тяготеет к этой же параллели. В табл. 27 приведен расчет положения климатических поясов из расчета угла наклона земной оси, равного 65° .

Таблица 27

Размещение климатических поясов позднедевонской эпохи

Угол падения солнечных лучей, град.	Широта, град.		Климатические пояса и их широты, град.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
90	65 (тропик)		Жаркий (55—75)
80	75	55	
70	85	45	Теплые (выше 75, 48—55)
60	—	35	Умеренный (29—48)
50	—	25	Холодный (15—29)
40	—	15	Морозный (ледниковый — 0—15)
30	—	5	

Особенности климатических условий и их отличие от современных при таком угле наклона земной оси подробно описаны выше и здесь опускаются. Широкое развитие карбонатных отложений этой эпохи в средних и высоких широтах, распространенность кор выветривания на этих же площадях, присутствие бокситоносных отложений делают несомненным принадлежность этого пояса к зоне развития жаркого и теплого климата.

Но еще более веским доказательством такого распределения климатических поясов явилась бы соответствующая климатическая принадлежность осадков в зоне между 15—20° с. ш. и 15—20° ю. ш., где климатические условия были суровыми (см. табл. 28), но данных по составу верхнедевонских пород этого пояса, в частности для территории Индонезии, у меня очень мало. В Бразилии верхний девон представлен бескарбонатными континентальными песчаниками с растительными остатками [58, 74, с. 183—187]. Ж. Ж. Бигарелла [74] выделяет в верхней части девонских отложений, развитых в Южной Бразилии, формацию Пунта-Гросса, сложенную однородными глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников, которые он отнес к образованиям зоны холодного климата.

Верхнедевонский ярус приэкваториальных частей Африки, по данным С. Г. Хоутона [100], сложен терригенными породами.

В верхнедевонских отложениях Антарктиды был найден ствол папоротника с годовыми кольцами. Кольца имеют очень большой диаметр, следовательно, дерево было крупным. Присутствие годовых колец однозначно говорит о резко выраженных сезонных колебаниях [67, с. 34—55], чего не было бы в том случае, если бы вблизи Антарктиды на площади этой тропической зоны пролегал экватор.

Среднедевонская эпоха

Аридные отложения среднего девона не менее распространены, чем позднедевонские. Занимают они примерно те же площади*. В Северной Америке они выходят в пределах широкой полосы (от 40 до 60° с. ш.) от Тихоокеанского побережья до Атлантического. Это красноцветные песчаники, соленосные и гипсоносные отложения. На территории Европы аридные отложения — красноцветы, галогенные и гипсоносные толщи, сульфатно-карбонатные и т. п. — в основном распространены между 50 и 60 параллелями, лишь местами выходя за их пределы, так, например, на территории Франции и Западной Норвегии. Красноцветные отложения установлены в Западном и Южном Казахстане, Восточной Сибири и на северном побережье Охотского моря. Слагают они также среднедевонский ярус Восточной Гренландии и Шпицбергена. В Антарктиде к среднему девону относится толща алевролитов и песчаников. Последние местами характеризуются темно-красным цветом и содержат остатки пресноводных рыб.

Как видно, состав и размещение осадочных пород этой эпохи близки к эпохе позднего девона. Следовательно, тропики про-

* По литературным данным [5, 12, 19, 32, 35, 42, 61, 66, 67, 70, 80, 100, 154, 160, 175].

легали примерно на тех же широтах и в соответствии с этим близок был и угол наклона земной оси (примерно 60°).

Вероятно, все же наклон земной оси испытал несколько большие колебания в течение этих двух эпох. Для того чтобы их уловить, нужна более дробная стратиграфическая корреляция отложений. Но значительный наклон земной оси в эту эпоху подтверждается следами оледенения на площадях Южной Америки ($20-30^\circ$ ю. ш.) и Южной Африки ($5-30^\circ$ ю. ш.), по данным Н. М. Страхова [90, Т. I, фиг. 52].

Раннедевонская эпоха

Аридные отложения раннедевонской эпохи представлены в основном красноцветами, менее отчетливо фиксирующими зону тропика, нежели соленосные отложения. Больших ареалов они не занимают, но разбросаны в пределах довольно значительного пространства. Они установлены* в Северо-Западной Канаде в районе среднего течения р. Маккензи, в районе р. Св. Лаврентия как на правом берегу, так и на левом берегу, в Англии, на Северо-Западе Европы, в Южном Прибалхашье, Приамурье. Но на территории Восточной Гренландии, где разрез девонских отложений представлен достаточно полно, нижнедевонские отложения, по данным Х. Бютлера [19, с. 121—128], отсутствуют. Древние красные песчаники датируются там средним и поздним девонem. Мощная толща красноцветных песчаников Шпицбергена, ранее относимая к нижнему девону, по мнению Харланда [19, с. 11—77], сходна с верхней частью древнего красного песчаника Англо-Уэльского даунтона. Красноцветные отложения Северного полушария не образуют линейных зон и, ориентируясь на них, нельзя определить положение зоны тропика.

С. Г. Хоутон [100] пишет, что на территории Северо-Западной Мавритании, т. е. примерно на $26-28^\circ$ с. ш., известны песчаники и известняки с фауной кораллов и известняков раннего девона. Они также не могут служить показателем расположения зоны тропиков, так как могут формироваться на значительном удалении от него как к северу, так и к югу. Но все же, ориентируясь на них, можно предположить, что тропик в эту эпоху проходил в относительно более низких широтах, чем в предыдущие эпохи девона.

Наибольшее сгущение выходов красноцветных отложений тяготеет к пятидесятой параллели — это район р. Св. Лаврентия, Англия, Северо-Западная Европа. Эту широту ориентировочно можно принять за широту линии тропика. В этом случае Северная Африка находилась бы в зоне теплого климата и там могли формироваться известняки.

* По литературным данным [19, 35, 37, 42, 66, 70, 74, 80, 109, 116].

Таким образом, на протяжении девонского периода наклон земной оси менялся от 50° в раннем девоне до 65° в позднем девоне.

СИЛУРИЙСКИЙ ПЕРИОД

Приведенные выше описания аридных зон и их положения показывают, что, как правило, угол наклона менялся в течение одного периода, иногда даже неоднократно. Поэтому компенсировать малое количество данных по размещению аридных образований увеличением длительности рассматриваемого периода времени будет методически неверным. Имеющихся у меня данных по размещению отдельных веков силурийского периода (а также ордовикского периода) так мало, что нельзя надеяться решить поставленный вопрос даже ориентировочно. Поэтому придется несколько изменить методику определения климатической зональности — не выделять непосредственно, по размещению аридных отложений, зоны тропиков, а определять общую картину климатической зональности, базируясь на все отложения, по которым можно определить климатические условия области осадкообразования.

Позднесилурийская эпоха

ЛУДЛОВСКИЙ ВЕК

Характеристика отложений лудловского века приведена в табл. 28.

Таблица 28

Размещение осадочных пород лудлова по широтам*

Современная широта, град.	Характеристика отложений	Местонахождение
Выше 70°	Преимущественно граптолитовые сланцы	Канадский архипелаг, Таймыр
	Известняки и доломиты	Гренландия, Новая Земля, Таймыр
	Известняки с прослоями песчаников, сверху доломиты гипсоносные	Северная Земля
	Кварцевые и аркозовые песчаники	Пролив Мак-Мердо, Антарктида

* По литературным данным [5, 19, 25, 29, 35, 39, 66, 80, 82, 100, 118, 114, 143, 155, 169].

Современная широта, град.	Характеристика отложений	Местонахождение
60—70	Известняки	Аляска, Полярный Урал, бассейны рек Индигирки и Колымы, Чукотка
	Известняки и доломиты, вверху красноцветная гипсовая толща, мергели	Северо-Запад Сибирской платформы, р. Курейка, Норильский район, реки Мойеро, Вилюй
50—60	Гипсы, ангидриты, соленосные отложения	Низменность Гудзонова залива
	Красноцветные песчаники (даунтон), известняки (нижний лудлов)	Великобритания, Тува
	Преимущественно известняки, мергели, темные	Шотландия, Польша, Эстония, Прибалтика, Урал, Казахстан
40—50	Известняки, песчаники, сланцы	США; Бретань, Нормандия, Руэрг, Франция; Подолия, Средняя Азия, Кавказ, Приморье, Тасмания
30—40	Сланцы, песчаники, известняки, преобладают терригенные породы	США, КНР (Северо-Восточный Хубэй); Мельбурнская зона (Австралия)
20—30	Бумажные сланцы с ортоцератидами, пелециподами, граптолитами	Мавритания
	Темно-зеленые песчаники, глинистые сланцы, местами изобилуют граптолитами	Южный Аньхой, Нанкинские холмы (КНР)
0—20	Тонкозернистые плитчатые песчаники	Р-н оз. Чад, Судан

Из табл. 28 видно, что карбонатные породы распространены вплоть до тридцатой параллели, тогда как в экваториальной зоне пользуются развитием терригенные породы. При этом граптолитовые сланцы развиты практически на всех широтах и, следовательно, показателем климатических условий быть не могут. В данном случае веским показателем климата является отсутствие карбонатных отложений в экваториальной зоне (ниже 30 параллели). Бескарбонатная зона явно имеет широтное простираие, так как протягивается, по крайней мере, от Западной Африки до Юго-Восточного Китая.

Важно еще одно — красноцветные отложения и толщи с эвапоритами занимают строго широтное положение — области их развития установлены в Северной Америке, Западной Европе и Восточной Сибири. Тяготеют они к 60 параллели: это широта низменности Гудзонова залива; Англия расположена несколько южнее, а выходы аридных отложений Восточной Сибири примерно на столько же севернее. На других широтах аридные отложения не отмечены (по имеющимся у меня данным). Повидимому, основываясь на данных, характеризующих лудловские отложения Северного полушария, линия тропика проходила где-то вблизи 60 параллели.

Таблица 29

Размещение климатических поясов лудловского века

Угол падения солнечных лучей, град.	Широта, град.		Климатические пояса и их широты, град.
	к северу от тропика	к югу от тропика	
90	60 (тропик)		Жаркий (50—70)
80	70	50	
70	80	41	Теплые (выше 77, 43—50)
60	90	30	Умеренный (24—43)
50	—	20	Холодный (10—24)
40	—	10	Морозный (0—10)
30	—	0	

Широтная зональность (имеется в виду зональность, соответствующая современному широтному плану) подтверждается также тем, что в Антарктиде в это время формируются кварцевые терригенные породы, являющиеся показателем жарких или теплых климатических условий, что соответствует климату арктических зон Северного полушария.

В табл. 29 приведен расчет климатической зональности, которая должна соответствовать углу наклона земной оси, равному 60° .

О практической возможности существования подобной климатической зональности в рассматриваемую эпоху можно судить, сопоставив данные таблиц 28 и 29.

Раннесилурийская эпоха

ВЕНЛОКСКИЙ ВЕК

Характеристика и размещение осадочных пород в венлоке приведены в табл. 30*.

Для более южных широт Северного полушария, а также для Южного полушария я не располагаю данными о составе осадочных пород венлока. В нерасчлененных силурийских толщах на Юге КНР, в Южной Африке, на Юго-Востоке Австралии преобладают глинистые сланцы и песчаники.

Очень трудно, даже ориентировочно, судить о климатических поясах венлокского века. Однако, принимая во внимание азональность, можно предположить, что земная ось, наклон которой и определяет их размещение, была ориентирована по отношению к эклиптике под углом, близким к 45° . А если учесть, что карбонатные отложения, особенно рифовые постройки, преобладают в высоких широтах Северного полушария, можно даже предположить, что он был несколько больше 45° . Единственная область развития красноцветных отложений (единственная по имеющимся у меня данным) находится в Казахстане, где она протягивается в северо-восточном направлении от 44° до примерно 47° с. ш.

ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ ВЕК

Для лландовери бесцельно приводить даже такую таблицу. В Северном полушарии карбонатные породы распространены от Канадского Арктического архипелага и Гренландии до Юго-Востока Азии. В Южном полушарии они установлены на территории Аргентины и Бразилии. Таким образом, они распространены почти на всех широтах. Исключением является только пояс средних широт ($40-50^\circ$) Северного полушария, где ллан-

* По литературным данным [5, 19, 25, 29, 35, 39, 66, 67, 80, 82, 100, 115, 118, 155, 156].

Размещение осадочных пород венлока по широтам

Современная широта, град.	Характеристика отложений	Местонахождение
Выше 70	Известняки, доломиты	Гренландия, Новая Земля, о. Вайгач, Северная Земля
	Песчано-глинистые и глинистые сланцы с граптолитами	Таймыр
60—70	Черные сланцы, известняки, доломиты	Аляска, Полярный Урал, Сибирская платформа, р-н р. Печоры, Верхоянье. Чукотка
50—60	Песчаники, 1500 м	Ирландия
	Мощные рифовые известняки, местами граптолитовые сланцы	Шропшир (Англия), Прибалтика, Урал
	Кварциты, граптолитовые сланцы	Шотландия, Польша
40—50	Известняки, песчаники, сланцы	США, Руэрг (Франция), р-н Львова, Подолия, Приморье
	Черные глинистые сланцы с углистым веществом	Нормандия
	То же, с прослоями известняков	Средняя Азия
	Красноцветные песчаники, алевролиты, известковистые алевролиты	Казахстан (хр. Чингиз, хр. Тарбагатай, Чу-Илийские горы, Северное Прибалхашье)
30—40	Терригенные морские отложения	США (Теннесси, Алабама), Афганистан, КНР (Хубэй)

доверийский ярус сложен песчаниками, алевролитами, граптолитовыми сланцами. Последние также пользуются почти повсеместным распространением (от Северного Урала до Бразилии). Вероятно, для того чтобы установить климатическую зональность для лландоверийского века, нужно рассматривать его не в целом, а расчленить его хотя бы на ранний и поздний лландовери. Но для этого надо провести специальные стратиграфические исследования, поэтому в данной работе заключение по климатам этого периода отсутствует.

ОРДОВИКСКИЙ ПЕРИОД

Позднеордовикская эпоха

Для определения климатической зональности позднеордовикской эпохи* придется пользоваться той же методикой (табл. 31), которая была применена для венлокского и лудловского веков силура.

В таблице есть одна невязка: на одной широте (и относительно близко) к одному возрасту отнесены ледниковые отложения Севера Африки и терригенно-карбонатные отложения Южного Китая. Поэтому в качестве опорных эти выходы верхнеордовикских отложений приняты быть не могут.

Красноцветы и гипсоносные отложения как в Восточном, так и в Западном полушарии приурочены к средним широтам. В Северной Америке они развиты примерно от 38 до 42° с. ш. вдоль Атлантического побережья; примерно на этих же широтах располагается район выходов красноцветов в Центральной Азии. Но на территории Восточной Сибири аридная область залегает в более высоких широтах, большая часть выходов приурочивается к широте 55—60° с. ш., но наблюдаются они и на широте 70°. Видимо, зона тропика проходила где-то между 45 и 60 параллелями. На широте Северной Африки установлены ледниковые отложения, что позволяет думать о значительном наклоне оси вращения в эту эпоху. Ниже, при расчете скорости вращения, угол наклона оси принят в 55—60°.

Среднеордовикская эпоха

В породах среднего ордовика, так же как и для позднего, повсеместно распространены наряду со сланцами и песчаниками карбонаты. Красноцветные образования в Северной Америке приурочиваются к 45—50° широтам — район побережья зал. Св. Лаврентия. Установлены они также в бассейне р. Подкаменной Тунгуски. Ф. Лотце [74, с. 321—336] пишет, что соленосные толщи ордовикско-силурийского возраста очень распространены

* По литературным данным [5, 19, 21, 25, 29, 35, 39, 60, 66, 67, 78, 82, 100, 104, 118, 147, 155, 166, 167].

Размещение осадочных пород позднеордовикской эпохи

Современная широта, град.	Характеристика отложений	Местонахождение
Выше 70	Известняки	Гренландия, Пай-Хой, Тай-мыр
60—70	Доломиты, известняки	Аляска, Северо-Западная Канада
60—70	Граптолитовые сланцы	Норвегия, Чукотка
	Граптолитовые сланцы, гипсоносные мергели	Северо-Запад Сибирской платформы
50—60	Известняки, доломиты, мергели	Прибалтика
	Красноцветы, гипсоносные отложения, терригенно-карбонатные породы с трещинами усыхания и псевдоморфозами по каменной соли	Юг Сибирской платформы
	Охристые песчаники	Южный Урал
40—50	Красноцветы	Центральная Азия, США (Нью-Джерси, Пенсильвания)
	Сланцы и песчаники с граптолитами, сверху известняки	Южное побережье, оз. Мичиган, Великобритания, ЧССР, Казахстан
30—40	Граптолитовые сланцы, известняки, доломиты, водоросли	США (Цинциннати, Алабама, Калифорния)

Современная широта, град.	Характеристика отложений	Местонахождение
30—40	Алевриты, песчаники с прослоями известняков	Афганистан
	Глинистые сланцы и песчаники с богатой фауной	КНР (Сычуань, Дабашань)
	Известняки рифогенные	Новая Зеландия
20—30	Ледниковые отложения	Алжирская Сахара, Северо-Западная Ливия, Тунис
	Сланцы и известняки с граптолитами	КНР (Юньнань)
20—30 ю. ш.	Сланцы, известняки	Юго-Восточная Австралия

на Северо-Американском континенте, но точного их стратиграфического положения он не дает; этим указанием нельзя воспользоваться для уточнения положения тропических зон этого времени. Но при том положении тропиков, которое установлено на основании размещения красноцветных отложений, соли в областях, указанных Лотце, могли формироваться.

Раннеордовикская эпоха

Судя по составу осадочных пород этого возраста в разных частях земного шара ранний ордовик также был аazonальной эпохой. Но, вероятно, эта картина усугубляется тем, что тремадокский и аренигский века отличались друг от друга по климатическим условиям. Так, на Таймыре и п-ве Челюскин, расположенных достаточно отдаленно, чтобы объяснить это принадлежностью к одной области седиментогенеза, тремадок сложен песчанистыми отложениями, а аренигский ярус известняками. Следовательно, климатические условия изменились если не от холодных, то во всяком случае не более чем умеренных в тремадоке до теплых в арениге. Даже на широте 50—60°, на территории Великобритании, где подобное изменение клима-

тической зональности не должно было привести к такой же резкой смене климатических условий осадконакопления, тремадок представлен морскими терригенными бескарбонатными породами, а в отложениях аренигского яруса присутствуют прослои известняков и кварцитов. Соответственно в низких широтах в арениге климатические условия должны были быть более суровыми, а в тремадокском веке более теплыми. Этому не противоречит состав тремадокских отложений Аргентины, сложенных терригенно-карбонатной толщей.

В Восточной Сибири, где аридного типа нижнеордовикские породы развиты между 65 и 70 параллелями, гипсоносные прослои появляются в верхней части тремадокских отложений. Однако их мощные прослои (до 20—30 м), а также красноцветные терригенные образования приурочиваются к чуньской свите, отвечающей верхней части нижнеордовикских отложений. Следовательно, можно, сугубо ориентировочно, предположить, что именно в пределах этих широт проходила зона тропиков в аренигском веке.

Красноцветные отложения тремадокского века (иногда не датированные, но приуроченные к низам толщ нижнего ордовика) прослеживаются значительно южнее, при этом хоть и не отчетливо, но проявляется широтная зональность в размещении выходов этих отложений. Нужно отметить, что красноцветные отложения обычно представлены песчанистыми или алевролитовыми сланцами и не содержат прослоев гипса или солей. В пределах Северной Америки пестроцветные отложения этого возраста установлены к югу от оз. Мичиган и на о. Ньюфаундленд (40—50° с. ш.), в Европе — в Арденнах и Рейнских горах (45—50° с. ш.), в Азии — на юге Казахстана (Кандыктас, 43—45° с. ш.), в Индии (долина Спити, 30—34° с. ш.) и на территории КНР примерно на этих же широтах. Вероятно, зона тропиков проходила в тремадокском веке где-то на широте 40°, может быть несколько южнее.

Очень важно: в Южном полушарии, в Тасмании (40° с. ш.), также установлены меденосные красноцветные песчаники. Но в данном случае это сильно осложняет картину, так как меденосные красноцветы Тасмании по фауне отнесены к аренигу.

Подкрепляются эти построения (кроме приведенных выше соображений) такими данными: а) на территории Польши, Волинской области и Прибалтики в отложениях тремадока распространены глауконитовые песчаники, являющиеся показателем теплого климата эпохи осадконакопления (при угле наклона земной оси в 35—40° перечисленные площади должны были находиться именно в теплом поясе); б) на территории Бирмы, которая в тремадоке (согласно сделанным построениям) должна была располагаться в зоне теплого климата, в этот период формируются мергели и известняки, а в верхах нижнего ордовика, когда эта территория могла characterizo-

ваться умеренными климатическими условиями, залегают глинистые сланцы.

Как видно из приведенных описаний, климатическая зональность раннего ордовика установлена с наименьшей точностью и построения носят сугубо предположительный характер. При этом на имеющиеся невязки и противоречия при описании был сделан особый акцент, так как автор значительно более заинтересован в установлении причин изменения климатов прошлого, чем в подтверждении своих взглядов на этот вопрос.

* *

*

О восстановлении климатической зональности кембрийского периода нельзя говорить даже предположительно без предварительного проведения детальных стратиграфических исследований. Однако можно утверждать, что в какой-то период раннего кембрия аридная зона проходила в высоких широтах, так как соли этого возраста установлены на Севере Сибири, а в позднем кембрии аридная зона располагалась южнее, примерно на широте Байкала [35]. В позднем докембрии (эокембрии) климатическая обстановка была сходной с эпохой раннечетвертичного оледенения — ледниковые отложения этого возраста установлены на территории Норвегии, Северной Швеции и Северо-Восточной Финляндии, а также на Шпицбергене [163].

* *

*

Безотносительно к размещению конкретных климатических зон в отдельные геологические эпохи и века, если будет доказана широтная зональность (имеется в виду широтная зональность, согласная с современным широтным планом) хотя бы для части эпох, этим самым будет подтверждена зависимость климатических перемен от изменения угла наклона земной оси. Это совершенно ясно, так как сохранение широтного плана, иными словами постоянное положение полюсов, может сочетаться с кардинальными изменениями климата лишь при условии различного наклона земной оси в течении ее геологической истории. Поэтому взгляды ученых по вопросу о зональности будут специально рассмотрены в гл. 6.

ПРИЗНАКИ ПОСТОЯНСТВА ШИРОТНОГО ПЛАНА

В этой, очень короткой главе будут рассмотрены исследования различных ученых, восстанавливающих климатическую зональность прошлых геологических эпох на основе палеонтологических данных.

Раннечетвертичное оледенение почти никто из ученых не связывает с изменением положения полюса. Да это было бы достаточно сложно, так как и в Западном, и в Восточном полушариях материковое оледенение проникало примерно до одних широт. При этом следует отметить, что ледниковые эпохи перемежались межледниковьем. И. М. Миланкович [62] объяснил чередование ледниковых и межледниковых эпох изменением угла наклона земной оси, т. е. констатировал изменение климатических условий при сохранении положения полюса.

К. Брукс [8], комментируя перемены климата за исторический период, считает их результатом изменения наклона эклиптики. Мотивом для этого послужило измерение количества солнечного тепла, получаемого определенными широтами за исторический период времени. Так, например, величина солнечной радиации, получаемой летом 9500 г. до нашей эры на широте 65° , равнялась радиации, получаемой в настоящее время на широте $60^\circ 20'$. Но летом 20 400 г. до нашей эры количество радиации на той же широте равнялось количеству тепла, получаемого лишь на 68° параллели. И это изменение он связывает с изменением угла падения солнечных лучей (почему же этот метод нельзя применить при сопоставлении с климатами прошлых геологических эпох? Ведь исторические свидетельства в этом случае могут замениться свидетельствами исторической геологии).

Американские ученые Д. Брауер и А. Вурком [120] произвели детальные расчеты земной орбиты за последний миллион лет (считая, что изменения величины эксцентриситета и величины наклона земной оси связаны с нарушениями земной орбиты под воздействием планет). Они пришли к выводу, что угол наклона земной оси колеблется между $21^\circ 8'$ и $24^\circ 4'$ с периодом, близким к 41 000 лет.

Итак, согласно исследованиям геологов и астрономов, изменения климатов четвертичного периода объясняется изменениями элементов земной орбиты.

Но, конечно, не все ученые, занимающиеся палеоклиматами или причинами изменения климата, согласны с такой точкой зрения. Очень многие геологи и геофизики связывают изменение

климата с изменением положения полюса относительно положения континентов. Метеоролог М. И. Будыко [11] считает, что изменения климата в значительной мере объясняются колебаниями прозрачности атмосферы из-за изменений вулканической активности. При этом он пишет, что если современные изменения вулканической активности вызывают колебания планетарной температуры на несколько десятых градуса, то можно доказать, что в прошлом соответствующие (причинно) изменения радиации и температуры достигали гораздо больших значений. Я не ставила перед собой целью не только обсуждение различных взглядов на причины изменений климата, но и их простой обзор. Даже только последнее может явиться предметом большого и объемного труда. В этом случае совершенно несерьезным было бы высказывать какие-то замечания критического порядка, так как они бы повисли в воздухе. Я ставила перед собой значительно более скромную задачу — обосновать сделанные построения возможно большим количеством фактического материала. Поэтому в дальнейшем я буду приводить ссылки только на те работы, в которых содержатся геологические данные, могущие служить подтверждением того, что широтная зональность сохраняла современный план и положение полюса сохранялось и в прошлые геологические эпохи.

Э. Дорф [74, с. 17—33], изучавший растительность кайнозойской эры, её развитие, миграцию, адаптацию и вымирание, пришел к выводу, что за рассматриваемый период времени последствием климатических изменений была миграция, при этом происходило не переселение отдельных видов, а миграция целых сообществ, сохранявших в значительной мере первоначальный состав, даже в том случае, если происходила длительная миграция на расстояние, соответствующее примерно 20° широты, т. е. миграция растительности точно отвечает миграции климатических зон. Э. Дорф на большом материале составил график, показывающий характер растительности в Западной Европе и западной части США, для палеоцена, эоцена, олигоцена, миоцена и плиоцена. Характеры кривых совершенно идентичны, что могло быть только в том случае, если, несмотря на значительные изменения климатических условий, происходившие за этот период времени неоднократно, **общий широтный план не изменился от палеоцена до настоящего времени.**

Американский палеоботаник Р. В. Чени [74, с. 43—46] составил карту изофлор (линий, определяющих распространение флор сходного состава) для эоцена. Изофлоры этого времени идентичны современным, хотя характер растительности (по степени теплолюбивости) изменился. Р. В. Чени делает вывод, что особенности распространения эоценовых растений в Северном полушарии служат объективными фактами и показывают стабильность континентальных платформ и океанических бассейнов (от сочетания которых и зависят очертания изофлор, в общем

проходящих широтно) в течение последних 60 млн. лет, так как изгибы изофлор эоцена повторяют изгибы современных изотерм и растительности. Вывод о стабильном положении материков можно распространить и на меловой период, так как флоры этого периода подчиняются тем же закономерностям.

О сохранении современного широтного плана в меловой период можно также судить по размещению белемнитов. Согласно данным Г. А. Лоуэнстама [74, с. 132—151], послесеноманские белемниты приурочиваются к **двум широтно вытянутым поясам**, один из которых находится в Южном полушарии, другой в Северном. Южный пояс размещался примерно между 15 и 45° ю. ш. Совершенно очевидно, что южная граница этого ареала определяется не столько температурным ограничением распространения, сколько тем, что еще далее к югу в современную эпоху развиты морские акватории и данные по размещению каких-либо древних геологических образований для этих широт отсутствуют. Северный ареал распространения белемнитов ограничивался приблизительно 40—60° с. ш. Северный ареал обитания изучен значительно лучше и установлено, что на протяжении позднемеловой эпохи границы этой зоны в связи с климатическими изменениями мигрировали, перемещаясь к северу или югу, не меняя широтного простиранья. Так, в сеноманских отложениях Индии (т. е. южнее 40 параллели) были найдены белемниты. Несколько ранее, в альбе, южная граница северного пояса доходила примерно до 30° ю. ш. Меловые коралловые рифы формировались почти целиком в пределах современного пояса, но местами выходили за его теперешние границы [74, с. 380—382]. Крупные четвероногие животные мелового периода, жившие на всех континентах, ареалами своего обитания подчеркивали наличие широтной зональности, совпадающей по простиранью широт с современной.

Подавляющее большинство экзотермных животных (черепахи, крокодилы, различные динозавры), по данным Э. Г. Кольберта [74, с. 401—419], жили как в Восточном, так и в Западном полушариях в поясе между 50° с. ш. и 45° ю. ш.

А. Н. Криштофович [50, с. 524] пишет, что некоторые виды папоротников, например, *Schizaeopsis* и *Tempskya*, произрастали в Северной Америке, Англии, Франции, Чехословакии и в восточной части СССР. В приведенных им списках растений Арктики и экваториальных стран эти виды отсутствуют. Следовательно, в данном случае с совершенной определенностью фиксируется планетарный широтный пояс, на всем протяжении характеризующийся однотипными или близкими климатическими условиями.

В главе 4 показано, что однотипные осадочные породы третичного и мелового возраста размещаются широтно. А как видно из приведенных здесь данных, палеонтологические находки свидетельствуют об этом еще более красноречиво: опре-

деленные виды растительности, моллюсков и, что очень важно, крупных позвоночных животных приурочиваются к зонам широтного простирання. Последнее сохраняется даже при миграции растительных сообществ или фауны в связи с изменением климатической обстановки.

Юрские коралловые рифы, как пишет К. Тейхерт [74, с. 380—382], были широко распространены только в Западной Европе, но он связывает это не с нарушением широтной зональности, а предполагает, что такие благоприятные факторы, как мелководные моря и теплые течения, были приурочены именно к этой провинции. Но наземные рептилии, как показали исследования Э. Г. Кольберта [74, с. 401—419], в юрский период, так же как и в меловой, размещались в определенной широтной зоне. Чтобы более не возвращаться к вопросу размещения позвоночных животных, отмечу, что также простирались ареалы их обитания в триасе, перми и каменноугольной эре. Менялись только широты.

Для триаса А. Н. Криштофович [50, с. 501] отмечает сходство флоры Северной Америки и Европы. Для эпохи красного лежня (нижняя пермь) также установлены общие виды растительности для Северной Америки и Европы — это *Walchia*, *Callipteris* [50, с. 498].

Р. В. Фейербриджем [74, с. 258—301] рассмотрено значение состава и характера известняков для определения палеоклиматов. Он в числе прочих выводов пришел к заключению, что основные области современного накопления неритовых карбонатов расположены бимодально: примерно в полосе 15—25° с. ш. и в полосе 15—25° ю. ш. и что в экваториальном поясе встречаются только коралловые рифы, неритовые же карбонаты не формируются. Здесь же он сообщает, что Брайден и Ирвинг выделили в отложениях каменноугольного периода экваториальную зону развития неритовых известняков. Отсюда можно вывести следующее: а) экватор, идентичный по пространственному положению современному экватору, существовал и в каменноугольную эпоху; б) в зоне экватора господствовал однотипный климат; в) климат экваториальной зоны той эпохи отличался от современного большей сухостью (на основании условий формирования современных неритовых карбонатов).

Широтные климатические зоны, по-видимому, существовали даже в позднем докембрии — следы эокембрийского оледенения установлены в средних и высоких широтах Северного полушария и в средних широтах Южного полушария (вопрос о возможности эокембрийского оледенения Антарктиды остается открытым). Следы оледенения в экваториальной зоне и низких широтах, согласно схеме, составленной М. Шварцбахом [102, с. 129], отсутствуют.

Необходимо обратить внимание на то, что отсутствие широтной зональности в распределении каких-либо живых организмов

прошлых геологических эпох или типов осадочных пород само по себе еще недостаточно для отрицания этой зональности, так как вдоль одной широтной зоны могут и должны располагаться области с различной физико-географической обстановкой — иными могут быть соотношения суши и моря, различными свойствами могут обладать морские течения, различным может быть рельеф. Все это накладывается на широтную географическую зональность, создает замкнутые ареалы и усложняет границы близких по количеству солнечной радиации поясов. Аргументом против широтной зональности может служить лишь нахождение в одном широтном поясе пород, если так можно выразиться, антагонистических по температурным условиям образования, например, следов материкового оледенения и органогенных или других массивных известняков, ледниковых образований и красноцветов или бокситов и т. д. Но когда зональность установлена, то это трудно совместить с перемещением полюсов или дрейфом континентов. Присутствие широтной зональности не противоречит дрейфу континентов только в том случае, если континенты перемещались в широтном направлении.

Аргументом в пользу постоянства положения полюсов и обусловленности климатических перемен изменениями угла наклона земной оси может явиться противоположно направленный ход климатических изменений арктических и экваториальной зон. Это естественно: чем меньше угол наклона оси вращения, тем больше получает тепла экваториальная зона и тем меньше области высоких широт. При склонении земной оси величина радиации, пропорционально увеличению угла наклона, увеличивается для области высоких широт и уменьшается для экваториального пояса. Изменяются и условия обогрева пояса средних широт, но эти изменения значительно менее контрастны.

Лучше всего продемонстрировать это на фактическом материале, сопоставив разновозрастные отложения арктической и антарктической зон с образованиями экваториального пояса. Я понимаю, что немного злоупотребляю таблицами, но это наиболее компактная форма подачи фактического материала и главное легко и быстро воспринимаемая. Поэтому эти данные сведены в табл. 32.

Из таблицы отчетливо видно, что разновозрастные осадки экваториальной и арктических зон могли сосуществовать при одном и том же угле наклона земной оси. И это весьма существенный аргумент в пользу того, что климатическая зональность зависит от угла падения солнечных лучей и климатические перемены связаны с изменением угла наклона земной оси, т. е. иными словами с изменением угла падения солнечных лучей на разные широтные пояса. Не увязываются с этой закономерностью лишь некоторые данные, приведенные в табл. 32;

Таблица 32

Сопоставление одновозрастных отложений арктических и экваториальной зон

Угол наклона оси, град.	Возраст	Характеристика отложений, растительности, животного мира	
		арктических зон (выше 70°)	экваториального пояса
23,5	Современная эпоха	Терригенные бескарбонатные отложения, ледниковые образования	Коралловые рифы, латеритные коры выветривания
10	Плейстоцен	Ледниковые отложения	То же, пустынные отложения, крупные теплолюбивые животные
36	Поздний миоцен, плиоцен	Субарктические леса	Бокситоносные отложения, теплолюбивые животные
<36	Ранний миоцен	То же	То же
>36	Олигоцен	Субарктические и аркто-умеренные леса	»
33	Поздний эоцен	Бореальная растительность	»
10	Ранний эоцен	Ледниковые отложения	»
20—25	Палеоцен	Бореальная растительность	»
33	Поздний мел	Песчано-глинистые отложения с флорой	Коралловые рифы
36	Ранний мел	То же, с прослоями известняков	То же
40	Поздняя юра	Терригенные угленосные отложения	Мергели, известняки
20—25	Средняя юра	Песчано-глинистые, ледниковые (Антарктида)	Рифогенные известняки
25—30	Ранняя юра	Угленосные отложения	Глинистые сланцы с ауцеллами, мергели
44	Поздний триас	Песчано-глинистые с растительными остатками	Мергели

Продолжение табл. 32

Угол наклона оси, град.	Возраст	Характеристика отложений, растительности, животного мира	
		арктических зон (выше 70°)	экваториального пояса
43—45	Средний триас	То же, богатая растительность	То же
46	Ранний триас	То же	Угленосные отложения (Южная Америка)
40—45	Татарский век	Терригенные, местами гипсоносные	Терригенные угленосные
52	Казанский и уфимский века	Красноцветные (Арктика) и угленосные (Антарктида)	Коралловые известняки? Угленосные отложения
>52	Ранняя пермь	Гипсоносные отложения, известняки, местами рифогенные	Алевриты, угленосные отложения, в низах ледниковые
70	Поздний карбон	Красноцветы	Ледниковые отложения
67	Московский век	Известняки, местами рифогенные	?
<20	Низы московского, верхи башкирского	Ледниковые отложения	?
40—45	Башкирский век	Сланцы с остатками рыб и растительности	?
~50	Ранний карбон	Кварцевые песчаники	?
65	Поздний девон	Красноцветы	Бескарбонатные терригенные, возможно флювио-гляциальные
60	Средний девон	То же	Ледниковые отложения
50	Ранний девон	Известняки, местами рифогенные	Песчаники
60	Лудлов	Известняки	То же

Угол наклона оси, град	Возраст	Характеристика отложений, растительности, животного мира	
		арктических зон (выше 70°)	экваториального пояса
>45	Венлок	То же	?
?	Лландовери	Известняки	Известняки
55—60	Поздний ордовик	Известняки, терригенные отложения	Ледниковые отложения
45—50	Средний ордовик	Известняки, терригенные отложения	Глинистые сланцы
~65	Аренг	Красноцветы, гипсоносные отложения	Песчаники, местами известково-глинистые сланцы
~40	Тремадок	Известняки, терригенные отложения	

а) в верхах ранней перми, в отложениях кунгурского яруса, по материалам Харланда [19, с. 11—77], на Шпицбергене присутствуют коралловые известняки, что согласуется с вычисленным для этой эпохи положением тропика. Но в то же время Оудли-Чарльз [112] указывает, что на о. Тимор в отложениях ранней перми также имеются коралловые рифы. Коралловые рифы могут формироваться только в жарком поясе и ни при каком угле наклона оси они не могут сосуществовать в области полюсов и на экваторе. Но нужно заметить, что это противоречие не снимается, какая бы причина ни выдвигалась в качестве преобразователя климата — как бы ни перемещались полюса, Шпицберген и о. Тимор не могут попасть в одну климатическую зону или область. Не сблизить эти зоны и с помощью дрейфа континентов;

б) то же относится к коралловым рифам поздней перми. Если это не ошибка, то, видимо, в эти эпохи существовали периоды, значительно отличающиеся между собой по климатической зональности;

в) с описанной выше климатической зональностью более согласовывалось, если бы гипсоносные и красноцветные отложения Шпицбергена, отнесенные Харландом к башкирскому ярусу, слагали московский.

Других невязок в табл. 32 нет. Но не ясна зональность лландоверийского века.

Зависимость климатической зональности от угла наклона земной оси связывает все участки земного шара жесткой зависимостью в настоящее время и также связывала их в прошлые геологические эпохи. И если в данную стадию изучения палеоклиматологии осадочные породы служат вехами для определения климатических условий геологического прошлого, то после того как эти условия будут определены на основании наиболее хорошо изученных в геологическом отношении мест, климатическая принадлежность осадков может помочь при их детальной стратификации.

В направленности климатических изменений тоже можно наметить определенную тенденцию.

1. При потеплении в арктической зоне в этот же промежуток времени в экваториальной происходит похолодание. И наоборот, похолодание Арктики сопровождается потеплением экваториальной части.

2. Периоды потепления арктической зоны и одновременного похолодания экваториальной обычно длительны и постепенны. Видимо, это периоды эволюционного изменения климата (периоды от плейстоцена по ныне, от раннего эоцена до плиоцена, от ранней юры до позднего мела и др.).

3. Периоды похолодания арктической зоны и потепления экваториальной обычно более резки по размаху перемены и более кратковременны; в это время как бы происходит инверсия, восстанавливающая (близко, но не вполне) климатическую обстановку начала предыдущего эволюционного периода изменения климата. Это переход от плиоцена к плейстоцену, когда субарктические леса области высоких широт сменились материковым оледенением, резкая смена климатов при переходе от позднего девона к раннему карбону и др. При этом в кайнозой в начале цикла угол наклона земной оси был равен 10° , в мезозой $20-25^\circ$, в палеозой $40-45^\circ$; исключением является тот период среднего карбона, в котором, по данным И. Я. Устрицкого [95], в Колымском районе были обнаружены следы оледенения. В самом конце допалеозойского развития, в эокембрии, начальная стадия цикла та же, что и для кайнозоя — такого же масштаба, при этом бимодальное оледенение области высоких широт может быть при угле наклона земной оси не менее 10° . Соответственно климатические изменения в кайнозой легче фиксируются в области высоких широт (в экваториальной зоне в это время климат колеблется в диапазоне от жаркого до теплого, что трудно уловить по составу осадков). Палеозойские климатические перемены, наоборот, легче уловить по осадкам экваториального пояса, так как там осадки по климатической принадлежности более контрастны. Мезозойские изменения климата можно уверенно установить только при сопоставлении осадков обеих зон.

Вероятно, эти особенности хода климатических изменений

определяют циклы седиментации. За цикл наиболее целесообразно принять время склонения земной оси от одного крайнего положения до другого. По данным, приведенным в табл. 32 (графа 1), продолжительность цикла, скорость изменения климата, диапазоны изменения индивидуальны для каждого цикла. При этом особенно резко отличаются палеозойские циклы от мезозойских и кайнозойских. Последний цикл начался в плейстоцене. Несомненно, уточнение климатических обстановок для веков может привести к тому, что намеченные здесь по самым общим данным циклы седиментогенеза будут разукрупнены. Но разукрупнение должно иметь какой-то логический предел, так как колебания климата, иногда весьма существенные, присущи периоду смены климатических обстановок — как, например, смены ледниковых и межледниковых эпох в начале четвертичного периода. Смену ледниковых и межледниковых периодов и им подобные изменения безусловно нельзя трактовать как смену циклов.

Различаются климатические (или седиментационные) циклы и по диапазону климатических изменений, и по господствующим температурам. Для палеозойских циклов характерно изменение угла наклона от 40° до $67-70^\circ$, т. е. в конце цикла в экваториальном поясе господствовал холодный или даже ледниковый климат. Наиболее продолжительное время угол наклона земной оси в течение этих циклов был равен $45-50^\circ$, или немного более. Для мезозойских циклов наиболее устойчивой климатической зональностью была та, что обеспечивается наклоном оси в 36° . Видимо, это отражение периодичности еще более крупного масштаба, выявить которую геологическими методами уже невозможно, и она может быть вскрыта только расчетными методами, после того как закономерность будет понята более или менее до конца.

Есть еще одна проблема, которую очень трудно разрешить с позиций дрейфа материков. Это краткосрочные, но значительные по диапазону колебания климата, о которых уже говорилось выше. В самом деле, если проблемы ледниковых эпох и межледниковья не рассматриваются как следствие дрейфа материков (а все климатические изменения должны быть объяснены одной причиной), то ведь экваториальное позднекаменноугольное материковое оледенение многими исследователями связывается именно с дрейфом материков. Но и этот ледниковый период также перемежался, судя по строению осадочных толщ этого времени, минимум одной эпохой межледниковья, а если считать нижнюю пермь, то и более. Попытное движение континентов в такой короткий период вряд ли могло иметь место. Такое сочетание климатических изменений может быть обусловлено или колебаниями оси до принятия ею нового более устойчивого положения, или же поступательными и обратными перемещениями полюса (здесь не имеются в виду движения

полюса, связанные с прецессией) — может это быть или нет, я решать не компетентна.

В общем, смена климата, носящая, если так можно выразиться, колебательный характер, наиболее легко может быть объяснена, если связать климатические перемены планетарного плана с изменением угла наклона земной оси.

Итак, в пользу широтной зональности прошлых геологических эпох (начиная с эокембрия по крайней мере) говорят: а) широтное размещение осадочных пород; б) смена характера растительности от высоких широт к низким; в) широтные ареалы обитания крупных позвоночных животных от каменноугольной эпохи до настоящего времени; г) периодичность климатических изменений и одинаковая их направленность в течение каждого из циклов; д) колебания климата при резкой смене климатических условий, иными словами неоднократным возвратом прежних климатических условий во время становления новых.

Отчасти об этом же говорит совпадение времени трансгрессий с послеледниковыми эпохами или эпохами значительного потепления приполярных областей, а регрессий со временем оледенения или похолодания в высоких широтах. Но так как периоды трансгрессий и регрессий также связаны с горообразованием и пенеппенизацией, этот вопрос специально, но кратко будет рассмотрен в следующей главе.

ВОЗРАСТНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ С НЕКОТОРЫМИ ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ЯВЛЕНИЯМИ

Многие геологи похолодание связывают с горообразованием на основании их приуроченности к одному периоду времени. Следует только добавить, что похолодание при этом распространяется лишь на средние и высокие широты, что вносит коррективы к гипотезам, построенным на этой синхронизации. В связи с этим необходимо сопоставить выявленные периоды климатических изменений с такими явлениями, как орогенез и изменение уровня Мирового океана (т. е. с трансгрессиями и регрессиями). Предварительно нужно обратить внимание на то, что выявленные климатические изменения являются основными и на их фоне происходили климатические перемены, характеризующиеся значительно меньшим диапазоном. По-видимому, их и не следует учитывать наравне с теми, которые отражаются на климате более длительных периодов.

Вообще в периодичности изменения климатов Земли можно отметить общее различие господствующих климатических обстановок для таких периодов времени, как эра. Палеозойская характеризуется преобладанием жаркого и теплого климата в средних и высоких широтах и умеренного или холодного (вплоть до ледникового) в экваториальном поясе. Мезозойская и кайнозойская эры отличаются постоянством теплого или жаркого климата экваториальной зоны и сменой климатических условий высоких широт от умеренно-теплых до холодных (вплоть до ледниковых). На эту канву накладываются климатические различия между отдельными эпохами, а иногда резко отличается даже климат отдельных веков. Именно эти изменения и рассмотрены выше, в главах 3, 4 и 5. На фоне этих изменений происходят менее значительные, но вполне уловимые по составу осадочных пород. Ниже я продемонстрирую характер этих изменений. Такие перемены климата, как чередование ледниковых и межледниковых эпох и им подобные, видимо, не относятся к периодическим и отражают длительные колебания оси при переходе ее к новому положению (т. е. при смене угла наклона).

Раннемеловая эпоха—среди отложений этого периода в арктической зоне наибольшее распространение имеют песчаники, алевролиты, глинистые сланцы без признаков известковистости, местами с прослоями бурых углей (Гренландия, Шпицберген,

Земля Франца Иосифа, Новая Земля, о-ва Карского моря, Пай-Хой, Лено-Оленекский район). Выше по положению пояса выходов аридных отложений было установлено, что угол наклона земной оси в эту эпоху был равен примерно 36° . А далее по углу падения солнечных лучей в летний период рассматриваемая зона была отнесена к области развития умеренно-холодного климата в южной ее половине и холодного в северной. Был ли климат этой эпохи ровным на всем ее протяжении или подвергался изменениям, можно проследить по составу осадочных пород по ярусам.

Валанжин и готтерив — а) средне- и крупнозернистые песчаники с растительными остатками; б) то же, с маломощными и редкими прослоями угля; в) песчаники и алевролиты с прослоями угля значительной мощности. Флора относится к гингковым и хвойным, фауна представлена только пресноводными пелециподами. Климат можно определить как умеренно-холодный, при этом от начала валанжина к концу готтерива наблюдалось некоторое потепление.

Баррем — низы апта — породы этого возраста состоят из двух пачек. Нижняя из них представлена разномощными песчаниками с галькой и окатышами глинистых пород. Последние указывают на морозный климат, так как, по мнению М. Шварцбаха [102], только замерзшие, отвердевшие куски глины могут принять при переносе в водной среде округлую форму и в этом виде сохраниться в осадке. Об этом же свидетельствует отсутствие в этом горизонте угленосных отложений. Перекрывается он алевролитами и песчаниками с прослоями угля, что более вероятным делает существование к концу этой эпохи умеренно-холодного климата, чему не противоречит интенсивное развитие растительности, в том числе цикадофитовой.

Апт — низы альба — терригенные отложения этого периода содержат большое количество угленосных пластов и остатки обугленной и окаменелой древесины — умеренный климат, пожалуй, все же ближе к умеренно-холодному. Таковы же отложения аптского яруса, но в них, кроме того, присутствуют гальки (стяжения?) глинисто-железистого состава.

Итак, климат в начале раннемеловой эпохи был умеренно-холодным, затем в барреме наступило резкое похолодание, после чего шло постепенное потепление, пока климат вновь не стал умеренно-холодным (рис. 19).

В. М. Силицын [85] считает, что климат арктической части Евразии в нижнем мелу был «теплоумеренным». Однако Н. Д. Василевская на основании изучения флоры этой эпохи пришла к выводу о распространении здесь умеренного влажного климата. При этом она отмечает более холодный климат северной части, базируясь на увеличении роли цикадофитов и папоротников и уменьшении роли гингковых и хвойных в направлении с севера на юг. Для отложений валанжинского яруса

на Новой Земле весьма характерны сидеритовые образования, которые, по мнению некоторых исследователей, являются конкрециями. Последние, как считает А. В. Македонов [68], свойственны отложениям холодного и умеренно-холодного климата.

Позднемеловая эпоха — по составу отложений этого возраста для арктической зоны имеются только отрывочные данные:

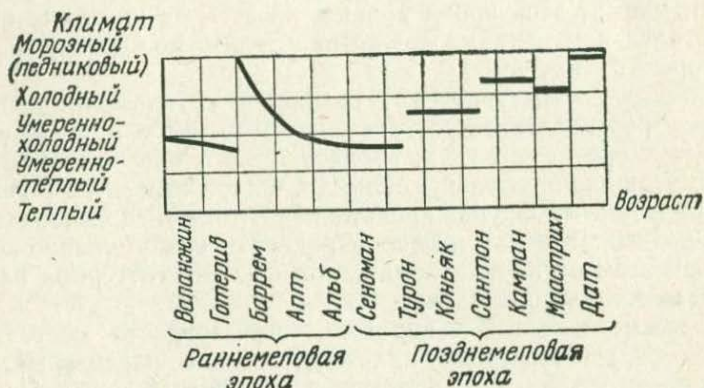


Рис. 19. График колебаний климатических условий области высоких широт в течение мелового периода

альб-сеноманские отложения Таймырской низменности представлены терригенно-угленосной свитой (умеренный, умеренно-холодный климат);

турон и коньяк (Таймырская низменность) — серые глины, алевролиты, пески (умеренно-холодный, возможно, даже холодный климат);

верхний сантон — кампан (Таймырская низменность) — опоквидные глины, диатомовые водоросли (морозный климат); диатомовые водоросли, по данным М. В. Кленовой [43], наибольшее развитие получают вдоль кромки тающих ледников и распространены в арктических морях;

маастрихт — светло-серые пески с караваями и прослоями ожелезненных песчаников, глины, алевролиты (холодный климат); по данным М. В. Кленовой, в холодном климате происходит вынос полутвердых окислов в виде коллоидных растворов и осадки прибрежных зон часто обогащаются окислами железа и марганца;

датский век — за пределами арктической области, в южной части Западно-Сибирской низменности, присутствуют опоки, следовательно, даже здесь климат был холодным, севернее можно ожидать развития морозного климата.

Таким образом, эпоха раннего мела в общем была в арктической зоне теплее (угол наклона земной оси 36°), в позднем

мелу было несколько холоднее (угол наклона земной оси 33°), что и видно на графике (см. рис. 19). Но даже в этот период положение земной оси не было постоянным: в валанжине и готтериве ее положение было более или менее устойчивым, в барреме угол наклона оси несколько уменьшился, затем стал постепенно увеличиваться до конца сеномана. В туронском веке угол наклона вновь уменьшился и таким остался до второй половины сантона, после чего опять угол наклона резко уменьшился. От сантона до конца маастрихта наклон земной оси постепенно увеличивался, но в дате вновь стал меньшим. Но все это в очень небольшом диапазоне климатических изменений, так что в общем можно считать, что в раннемеловую эпоху земная ось была наклонена под углом 36° , незначительно колеблясь около этого положения, как в позднемеловую около положения 33° . По масштабам это, безусловно, наложенные колебания. Но ход этих колебаний тот же, что и у основного ритма — медленное склонение оси и резкое выпрямление.

Описание состава третичных отложений арктической зоны опускается, вполне достаточно привести лишь график колебаний климата (рис. 20). Я не привожу всех имевшихся у меня

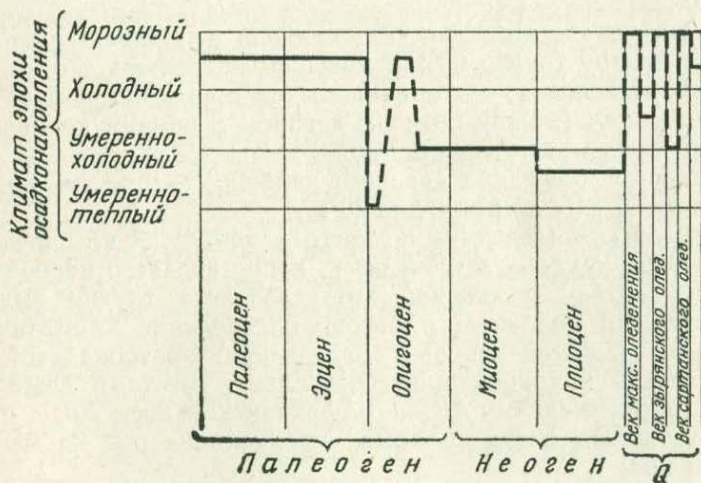


Рис. 20. График колебаний климатических условий области высоких широт в третичный период

графиков такого рода, но на всех остальных также отчетливо выражается эта закономерность. На графиках, характеризующих ход климатических изменений экваториальной зоны, также отражена эта особенность, но ввиду того что при склонении земной оси климат этой зоны становится более суровым, здесь, наоборот, постепенны периоды похолодания, при этом более от-

четливо это выражено для раннего и среднего палеозоя. Вероятно, именно таким колебаниям оси около какого-то основного положения и обязана значительная ширина пояса распространения аридных отложений некоторых эпох.

Вряд ли такое изменение положения оси случайно, потому что устойчиво повторяется и именно к этим моментам изменения положения оси на более крутое приурочиваются основные фазы орогенеза:

таконская фаза отделяет ранний ордовик от среднего, угол наклона земной оси в это время меняется с $65-67^\circ$ на $45-50^\circ$;

арденская фаза — угол наклона земной оси в лландовери, который этой фазой отделяется от верхнего ордовика, не установлен. Но именно по проявлению этой фазы можно предположить, что он был менее 40° , хотя в этом случае карбонатные отложения в арктической зоне должны бы иметь крайне незначительное распространение. Правда, это должно относиться к началу этой эпохи, тем более что время проявления эрийской фазы (лландовери — уинлок) свидетельствует о том, что в конце лландовери угол наклона оси вращения мог быть более 45° . Но все это недоказанные предположения, поскольку климатические условия лландоверийского века остались для меня неясными;

раннедевонская фаза — угол наклона оси меняется от большего в лудлоу (около 60°) к меньшему в раннем девоне (50°);

среднедевонская — угол наклона оси примерно одинаков;

бретонская (между поздним девоном и ранним карбоном) — угол наклона меняется от 65° до 50° ;

судетская (середина среднего карбона) — угол наклона меняется от $40-45^\circ$ до примерно 20° ;

астурийская (середина позднего карбона). Я не определяла смены угла наклона земной оси в конце позднего карбона, так как по составу отложений этого возраста трудно выделить аридные, что положено в основу определения климатической зональности, но ледниковые образования экваториальной зоны перекрываются карбонатно-терригенными, местами даже угленосными отложениями (Южно-Африканский щит, Анды и др.). Поэтому смена очень пологого угла наклона оси на меньший несомненна;

заальская (между ранней и поздней пермью) также приурочивается к перемене угла наклона от несколько большего ($>52^\circ$) к меньшему (52°);

пфальцская (между поздней пермью и ранним триасом), по данным М. М. Рубинштейна [79], произошла во второй половине поздней перми — в этот период угол наклона оси переменялся с 52° на $40-45^\circ$;

лабинская фаза (между ранним и средним триасом) — угол наклона земной оси изменился от 46° в эпоху раннего триаса до $43-45^\circ$ в среднем триасе;

древнекиммерийская фаза (поздний триас — ранняя юра) — угол меняется примерно от 44° до $25-30^\circ$;

донецкая фаза (в конце ранней юры) — угол наклона меняется от $25-30^\circ$ до $20-25^\circ$;

батская фаза — в верхах поздней юры, по М. Л. Рубинштейну [79]. Для среднеюрской эпохи угол наклона земной оси выше не определялся с точностью до века. Поэтому, для того чтобы установить, происходило ли в этот период времени изменение угла наклона и каков его характер, нужно просмотреть дополнительный материал. Я определила угол наклона земной оси в среднеюрскую эпоху равным $20-25^\circ$. С этим углом наклона, обуславливающим суровый климат высоких широт, вполне согласуются отложения батского яруса Гренландии, представленные светло-серыми песчаниками, не содержащими известковистого материала. Но в отложениях байоса здесь присутствуют известняковые прослои и глауконит, т. е. климатические условия арктической зоны в байосе были значительно мягче и, следовательно, угол наклона и в период времени, отвечающий батской фазе, также сменился с большего на меньший. Это лишний раз подтверждает, что необходимо определять климатическую зональность не для эпох, а для веков (и совершенно невозможно рассматривать климатические условия для целых периодов). Но в рамках небольшой работы это сделать было невозможно, да одному человеку и не справиться с таким объемом работ;

новокиммерийская (конец поздней юры). Угол наклона земной оси в позднюю юру, согласно широте аридного пояса (т. е. тропика), был равен, примерно 40° ; это обусловило развитие в высоких широтах умеренно-холодного и холодного климата. Но в оксфордском веке, по данным Ю. М. Малиновского [59], обобщившего материалы по определению палеотемператур на основании изотопного состава кислорода в раковинах моллюсков, было значительно теплее. Таким образом, в период между оксфордом и киммериджем угол наклона сменился на меньший. Но, как уже упоминалось выше, такая периодичность относится к периодичности более низкого порядка и, возможно, даже вероятно, таким изменениям угла наклона также отвечает фаза орогенеза;

древнеавстрийская фаза (относится к эпохе раннего мела) — как показано в начале этой главы, в барремский век в арктической зоне происходит похолодание, таким образом, и времени этой орогенической фазы отвечает уменьшение угла наклона земной оси;

новоавстрийская фаза (между альбом и сеноманом, или иными словами между ранним и поздним мелом) — угол наклона оси меняется с 36° на 33° ;

субгерцинская фаза (кампан) — в это время климат ме-

няется от умеренно-холодного до морозного, т. е. опять уменьшается наклонение оси (см. рис. 20);

древнеларамийская фаза (дат) — то же (см. рис. 20);

новоларамийская фаза (палеоцен — эоцен) — выпрямление земной оси здесь очень резкое и отчетливое: от 20—25° в палеоцене до 10° в начале эоцена (см. главу 3);

пиренейская фаза (между эоценом и олигоценом) — эта фаза не отвечает столь устойчиво выраженной закономерности: в олигоцене ось занимает более пологое положение, чем во вторую половину эоцена. Вероятно, недостаточно подробно рассмотрена климатическая зональность олигоцена;

савская фаза (олигоцен — миоцен) — отвечает выявленной закономерности, наклонение оси в олигоцене несколько большее;

родопская и аттическая фазы (соответственно плиоцен — миоцен и ранний плиоцен — поздний плиоцен) — детальных определений климатической зональности для этих периодов времени не производилось. В периодичности крупного масштаба (вероятно, второго порядка, если за первый принять общую разницу палеозойских и мезозойских климатов) этим фазам не отвечают изменения в положении земной оси;

валахская фаза — перед плейстоценом — этой фазе отвечает резкое выпрямление земной оси, приведшее к оледенению полярных областей обоих полушарий.

Возраст орогенических фаз взят из работы М. Л. Рубинштейна [79], рассмотревшего этот вопрос очень подробно на основании геологического строения различных регионов земного шара с использованием определений абсолютного возраста. Он пришел к выводу, что главные фазы складкообразования, гранитообразования и метаморфизма являются для Земли в целом примерно одновременными, вне зависимости от геотектонического положения области их проявления, но по своей интенсивности они варьируют в широких пределах. Я делаю эту ссылку, чтобы еще более подчеркнуть не случайный характер описанных выше временных соотношений орогенических фаз и определенного типа климатических изменений, фиксирующих уменьшение угла наклона земной оси.

Интересно также рассмотреть временные соотношения периодов регрессий и трансгрессий с климатическими изменениями. По данным крупнейшего геолога С. Н. Бубнова [10, с. 199—215], в чередовании трансгрессий и регрессий наблюдается периодичность, цикл которой состоит из двух следующих последовательно трансгрессий и регрессии, заканчивающей цикл. Их соотношение с изменениями климатов показано в табл. 33.

Следовательно, большую часть трансгрессий и регрессий можно связать с колебаниями уровня Мирового океана, происходящими в связи с формированием ледников и их таянием. Сделаю некоторое отступление — возникает вопрос, почему по-

Таблица 33

Временные соотношения климатических изменений с периодами трансгрессий и регрессий

Фазы цикла по С. Н. Бубнову [10]	Возраст	Климатическая обстановка
Первая трансгрессия	Кембрий	Таяние ледников полярных областей, развитых в эокембрии
Вторая трансгрессия	Ранний ордовик	Общее потепление в аренигском веке, вызванное большим наклоном земной оси, что могло обусловить таяние ледников горного типа
Регрессия	Даунтон	Значительное похолодание экваториального пояса, возможное развитие здесь материкового оледенения
Первая трансгрессия	Ранний девон	Уменьшение угла наклона земной оси, потепление в связи с этим в экваториальной зоне и таяние ледников
Вторая трансгрессия	Средний, отчасти ранний девон	Продолжающееся потепление
Регрессия	Поздний карбон	Сильное наклонение земной оси, развитие покровного оледенения в экваториальном поясе
Первая трансгрессия	От цехштейна до лейаса	Постепенное уменьшение угла наклона, вызвавшее потепление в экваториальной зоне и таяние материковых ледников
Вторая трансгрессия	Доггер	Изменений климата, могущих привести к развитию трансгрессий, зафиксировано не было
Регрессия	Портланд	Климатических изменений, могущих привести к регрессии, не зафиксировано

кровное оледенение развивается только или в приполярных областях, при этом оледенение бывает бимодальным (эокембрий, раннечетвертичная эпоха), или в экваториальном поясе, но не в средних широтах? Если связывать климатические изменения с дрейфом материков или перемещением полюсов, территории, занимающие в настоящее время средние широты, не должны исключаться из областей возможного оледенения. Но невозможно построить модель оледенения средних широт в том случае, если климатические изменения продиктованы различным наклоном земной оси.

Вернемся к рассмотрению соотношения между трансгрессиями и климатом. Из табл. 33 видно, что некоторые трансгрессии и регрессии не обуславливаются соответствующими климатическими переменами. Более того, согласно установленным изменениям климатов земного шара, трансгрессии, кроме указанных С. Н. Бубновым, должны были бы быть в следующие эпохи: в московском веке среднекаменноугольной эпохи, в поздней юре, во второй половине эоцена. Регрессии, помимо указанных, могли быть в следующие периоды времени: на границе между башкирским и московским веками среднекаменноугольной эпохи, возможно в какой-то период среднеюрской эпохи, в конце палеоэоцена и начале эоцена.

Следовательно, временная связь между проявлениями орогенических фаз и изменением наклона земной оси (фиксируемой изменением климатической зональности) более или менее убедительна, так как фазы тектогенеза одновременны лишь изменениям определенного характера (периодам выпрямления).

Что же касается трансгрессий и регрессий, то, видимо, они частично связаны с климатическими изменениями (но связаны совершенно бесспорно), а частично определяются и иными причинами.

Вопрос о том, влияет ли каким-нибудь образом изменение угла наклона земной оси на развитие складчатости или магматизма, остается открытым.

ЗАВИСИМОСТЬ МЕЖДУ УГЛОМ НАКЛОНА ОСИ ВРАЩЕНИЯ И СКОРОСТЬЮ ВРАЩЕНИЯ ПЛАНЕТ

Самая уязвимая сторона рассмотренной выше гипотезы о зависимости климатических перемен от изменения угла наклона земной оси в том, что априорно предполагается положение оси вращения в пространстве постоянным. Однако логичнее предположить, что постоянными являются только законы природы, которым подчинено планетарное развитие, а не состояние, в которых находятся природные тела или их системы.

Наиболее целесообразно предположить, что угол наклона оси вращения планеты находится в зависимости от скорости ее вращения. Но мы не располагаем данными, характеризующими скорость вращения Земли в прошлые геологические эпохи. Поэтому, если даже считать, что угол наклона оси, установленный по положению линии тропиков, был определен верно, сопоставить их невозможно. Но можно использовать то обстоятельство, что другие планеты должны подчиняться тем же законам планетарного развития, что и Земля. Это тем более возможно, что все планеты Солнечной системы имеют различные скорости вращения и оси их вращения наклонены под различным углом к их орбитам. Но для того, чтобы найти какой-то исходный пункт для этого сопоставления, нужно хотя бы ориентировочно знать, чем определяется соотношение скоростей вращения отдельных планет между собой.

Третий закон Кеплера раскрывает зависимость орбитальной скорости планет от их расстояний от Солнца. Согласно этому закону «Квадраты сидерических периодов обращения планет вокруг Солнца пропорциональны кубам больших полуосей их эллиптических орбит».

Величина скорости вращения планет также не может иметь случайного значения и должна быть обусловлена определенной планетарной характеристикой, подобно их орбитальной скорости. В настоящее время установлены точно параметры планетных орбит, их расстояние от Солнца, физические характеристики самих планет, скорости их вращения, углы наклона осей вращения. Однако какая-либо связь между скоростью вращения и углом наклона оси вращения или другими параметрами Солнечной системы или свойствами планет не выявлена. Нет указаний и на возможность такой связи.

Все планеты, за исключением Меркурия и Венеры, имеют относительно близкие угловые скорости — предел их колебаний значительно меньше, чем у других характеристик планет, на-

пример, массы, радиусов, моментов инерции, сплюснутости и т. д. Следовательно, можно сделать заключение, что от размера, плотности, массы и особенностей фигуры планеты ее угловая скорость не зависит. Наиболее близко по относительной разнице значений скорости вращения для отдельных планет приближается степень различия расстояний планет от Солнца. А если учесть, что орбитальная скорость зависит именно от расстояния планет от Солнца, то зависимость угловых скоростей от места орбиты планеты более чем вероятна. Но относительная разница между угловыми скоростями планет все же несколько меньше, чем между расстояниями до Солнца для тех же планет. Так, например, скорость вращения Юпитера немного более чем в два раза больше земной, а его удаленность от Солнца в пять раз больше расстояния от Земли до Солнца. Это дает право предположить в качестве рабочей гипотезы, что пропорциональны расстоянию от Солнца не величины угловых скоростей, а их квадраты.

Соотношение квадратов угловых скоростей планет (для тех из них, для которых эти данные наиболее достоверно установлены) и соответствующие расстояния от Солнца, в астрономических единицах, а также угол наклона оси вращения приведены в табл. 34. Не вошли в эту таблицу Меркурий и Венера, так как (выше об этом уже было сказано) скорости их вращения значительно отличаются от скорости вращения других планет, и отдаленные планеты, для которых часть данных не определена.

Т а б л и ц а 34

Соотношение квадратов угловой скорости планет и их расстояний от Солнца

Показатели	Наименование планет				
	Земля	Марс	Юпитер	Сатурн	Уран
Угловая скорость, градус/час	15,04	14,62	36,62	35,20	33,62
Квадраты угловой скорости	225	213	1339	1239	1129
Расстояние от Солнца, а. е.	1	1,52	5,20	9,54	19,18
Угол наклона оси	23°27'	24°56'	3°07'	26°45'	82°, вращение обратное

Из приведенных в табл. 34 данных видно, что отношения квадратов угловых скоростей планет не отвечают отношениям

их расстояний от Солнца. Однако можно также заметить, что чем больше это расхождение, тем больше угол наклона оси вращения той из планет, чья скорость меньше.

Это позволяет предположить, что склонение оси вращения сопровождается потерей угловой скорости, не рассматривая, какое из этих явлений является причиной и какое следствием. Я много лет работала над этим вопросом и мне удалось вывести эмпирическую зависимость, связывающую эти два явления. Но зависимость эта охватывает только Центральные планеты — для внешних вопрос остается открытым, две внутренние не подчиняются ей.

Установленную эмпирическую зависимость можно сформулировать следующим образом: «Квадраты суммы угловых скоростей планет и поправок к ним, в виде произведения этих скоростей на синус угла наклона, пропорциональны их расстояниям от Солнца». Зависимость эту можно выразить так:

$$\frac{(\omega_1 + \omega_1 \sin \varepsilon_1)^2}{(\omega_2 + \omega_2 \sin^2 \varepsilon_2)^2} = \frac{a_1}{a_2}, \quad (1)$$

где ω_1 и ω_2 — угловые скорости двух планет;
 ε_1 и ε_2 — углы наклона их осей вращения;
 a_1 и a_2 — соответственно их расстояния от Солнца.

В ниже приведенных расчетах угловые скорости выражены в градусах в час, а расстояния от Солнца равны большим полуосям планетных орбит и выражены в астрономических единицах (т. е. расстояние от Земли до Солнца принято за единицу).

Для планет с обратным вращением, не рассматривая причины этого (еще раз напомним, что отношение носит эмпирический характер), выражение $\sin \varepsilon$ заменяется выражением $\sin 90^\circ + \sin \varepsilon$. Ниже приведены расчеты, показывающие насколько близко упомянутая зависимость соответствует фактическим данным. Сравниваются параметры Урана, Сатурна, Юпитера, Марса и Земли. Сравниваются они попарно, т. е. предложенная эмпирическая формула проверяется на десяти соотношениях.

Прежде чем произвести проверку, в табл. 35 приводим исходные данные.

Для Урана, Сатурна, Юпитера, Марса закономерность выдерживается блестяще. Незначительные расхождения имеются только во втором знаке после запятой. Но данные всех этих планет на одинаковую величину не сходятся с данными, относящимися к Земле. Поскольку несходимость во всех случаях равна 35—40%, «ошибка» является систематической и, видимо, говорит о каком-то неучтенном факторе, оказывающем влияние на скорость вращения Земли.

Скорость вращения планет и некоторые другие данные

Планеты	Период вращения (t)		ω_i , град./час ($360:t$)	ε_i	$\sin \varepsilon_i^*$	$\omega_i \cdot \sin \varepsilon_i^{**}$	a , а. е.
	в час и мин	в часах					
Земля	23 ч 56 м	23,93	15,04	$23^\circ 27'$	0,3979	5,98	1
Марс	24 ч 37 м	24,62	14,62	$24^\circ 56'$	0,4221	6,17	1,52
Юпитер	9 ч 50 м	9,83	36,62	$3^\circ 07'$	0,0543	1,99	5,20
Сатурн	10 ч 14 м	10,23	35,20	$26^\circ 45'$	0,4501	15,84	9,54
Уран	10 ч 49 м	10,81	33,62	82°	1,1390	37,95	19,18

* Для Урана — $\sin 90^\circ + \sin \varepsilon$.** Для Урана — $\omega (\sin 90^\circ + \sin \varepsilon)$.

Юпитер—Уран:

$$\frac{(36,62 + 36,62 \cdot 0,0543)^2}{(33,62 + 33,62 \cdot 1,1390)^2} \approx \frac{5,20}{19,18}; \frac{1490}{5079} \approx \frac{5,20}{19,18}; 0,29 \approx 0,27.$$

Юпитер—Сатурн:

$$\frac{(36,62 + 36,62 \cdot 0,0543)^2}{(35,20 + 35,20 \cdot 0,4501)^2} \approx \frac{5,20}{9,54}; \frac{1490}{2601} \approx \frac{5,20}{9,54}; 0,57 \approx 0,56.$$

Юпитер—Марс:

$$\frac{(36,62 + 36,62 \cdot 0,0543)^2}{(14,62 + 14,62 \cdot 0,4221)^2} \approx \frac{5,20}{1,52}; \frac{1490}{432} \approx \frac{5,20}{1,52}; 3,45 \approx 3,42.$$

Сатурн—Уран:

$$\frac{(35,20 + 35,20 \cdot 0,4501)^2}{(33,62 + 33,62 \cdot 1,1390)^2} \approx \frac{9,54}{19,18}; \frac{2601}{5079} \approx \frac{9,54}{19,18}; 0,51 \approx 0,50$$

Сатурн—Марс:

$$\frac{(35,20 + 35,20 \cdot 0,4501)^2}{(14,62 + 14,62 \cdot 0,4221)^2} \approx \frac{9,54}{1,52}; \frac{2601}{432} \approx \frac{9,54}{1,52}; 6,00 \approx 6,20.$$

Марс—Уран:

$$\frac{(14,62 + 14,62 \cdot 0,4221)^2}{(33,62 + 33,62 \cdot 1,1390)^2} \approx \frac{1,52}{19,18}; \frac{432}{5079} \approx \frac{1,52}{19,18}; 0,085 \approx 0,080.$$

Юпитер—Земля:

$$\frac{(36,62 + 36,62 \cdot 0,0543)^2}{(15,04 + 15,04 \cdot 0,3979)^2} \approx \frac{5,20}{1}; \frac{1490}{441} \approx \frac{5,20}{1}; 3,40 \neq 5,20$$

Сатурн—Земля:

$$\frac{(35,20 + 35,20 \cdot 0,4501)^2}{(15,04 + 15,04 \cdot 0,3979)^2} \approx \frac{9,54}{1}; \frac{2601}{441} \approx \frac{9,54}{1}; 5,90 \neq 9,54$$

Уран—Земля

$$\frac{(33,62 + 33,62 \cdot 1,1390)^2}{(15,04 + 15,04 \cdot 0,3979)^2} \approx \frac{19,18}{1}; \frac{5079}{441} \approx \frac{19,18}{1}; 11,6 \neq 19,18$$

Марс—Земля:

$$\frac{(14,62 + 14,62 \cdot 0,4221)^2}{(15,04 + 15,04 \cdot 0,3979)^2} \approx \frac{1,52}{1}; \frac{432}{441} \approx \frac{1,52}{1}; 1 \neq 1,52$$

Таким образом, для упомянутых планет определенные соотношения между угловой скоростью и углом наклона оси вращения совершенно бесспорны. Я не физик и мне трудно выразить профессиональным языком физические закономерности. Поэтому прошу читателя следить более за сутью, логикой изложения, а не способом.

Выше показано, что угловая скорость планеты уменьшается пропорционально увеличению угла наклона оси вращения или, иными словами, чем больше расходятся экваториальная плоскость и плоскость орбиты планеты. Может быть при расхождении экваториальной плоскости и плоскости орбиты планета принимает такое положение, при котором часть энергии вращения переходит в потенциальную форму, при этом по закону сохранения энергии уровень кинетической энергии снижается.

Потенциальной энергией называют часть энергии механической системы, зависящую от конфигурации системы, т. е. от положения системы во внешнем силовом поле. Ее измеряют работой, которая совершается при переходе от рассматриваемой конфигурации системы к так называемой нулевой конфигурации, для которой потенциальную энергию считают равной нулю. При этом всякая система стремится к понижению уровня потенциальной энергии. Для тел, находящихся в сфере земного притяжения, это достигается путем максимально возможного приближения центра масс тела к плоскости опоры.

Планеты существующими космическими связями удерживаются в плоскости своих орбит. Следовательно, планеты должны стремиться занять по отношению к орбите наиболее устойчивое положение, т. е. перейти в положение, соответствующее нулевой конфигурации. Если принять во внимание сплюснутость планет, то нулевой конфигурацией будет такая, при которой экваториальная плоскость совместится с плоскостью

орбиты. Это естественно, так как центр масс планеты при таком ее положении будет максимально возможно совмещаться с плоскостью орбиты, в которой она лежит и в пределах которой удерживается космическими связями.

Тела, находящиеся в поле тяготения Земли, стремятся понизить уровень своей потенциальной энергии (занять положение, соответствующее нулевой конфигурации) именно под воздействием сил тяготения. Вероятно, здесь уместно провести аналогию с внешним силовым полем, в котором расположены наша Земля и другие планеты. Видный американский астроном Ф. Уиппл пишет: «Вследствии наклонения экватора к эклиптике выступ (имеется в виду экваториальный выступ Земли. А. О.) всегда притягивается Луной, Солнцем и планетами, которые пытаются вернуть выступ, а следовательно и экватор, в плоскость эклиптики» [94]. Следовательно, при наклонном положении оси вращения планеты силы тяготения (подобно силам земного притяжения для тел, находящихся в их сфере) создают определенный уровень потенциальной энергии, тем больший, чем больше угол между экваториальной плоскостью планеты и плоскостью ее орбиты. Уровень этот измеряется работой, которую совершают внешние силы (в данном случае силы притяжения планеты спутниками, Солнцем и другими планетами) при переходе планеты от данной конфигурации к нулевой, при которой плоскость экватора и плоскость орбиты совмещаются. Подобную конфигурацию с полным основанием можно отнести к нулевой, так как действующие на планету силы тяготения не будут стремиться изменить ее положение: экваториальная плоскость уже будет совмещена с плоскостью орбиты. По закону сохранения энергии при уменьшении уровня потенциальной энергии (т. е. при уменьшении угла между экваториальной плоскостью и плоскостью эклиптики) уровень кинетической энергии должен соответственно возрасти. Иными словами, при уменьшении угла наклона оси вращения должна возрастать скорость вращения планеты.

Встает вопрос: можно ли количественно оценить зависимость между изменением угла наклона оси и скоростью вращения? Вероятно можно. Ведь чем больше угол между плоскостью экватора и плоскостью эклиптики, тем больше та работа, которую должны произвести внешние силы (силы тяготения) для того, чтобы совместить их. Следовательно, отношение потенциальной энергии планеты к кинетической пропорционально синусу этого угла. Для планет с обратным вращением, ввиду того, что силы тяготения должны также стремиться восстановить направление вращения, это отношение будет равным синусу 90° (ему пропорционально количество работы, которую должны проделать силы тяготения, чтобы восстановить направление вращения) и синусу угла наклона оси вращения (ему пропорциональна работа, которую должны проделать силы тя-

готения, чтоб совместить экваториальный выступ с плоскостью орбиты). Как показали эмпирические данные, для Урана это действительно так.

Таким образом, отношение между уровнями потенциальной и кинетической энергии можно выразить уравнением

$$W_P = W_K \sin \varepsilon, \quad (2)$$

где W_P — уровень потенциальной энергии;

W_K — уровень кинетической энергии;

ε — угол между экваториальной плоскостью и плоскостью орбиты.

Та часть энергии планеты, которая связана с поступательным движением по орбите, полностью представлена кинетической, так как третий закон Кеплера отвечает экспериментальным данным без отклонений, т. е. в данную стадию развития Солнечной системы имеет постоянное значение. Следовательно, количество энергии, связанной с вращением планеты, также постоянно, но равно сумме потенциальной и кинетической:

$$W_\Sigma = W_K + W_P, \quad (3)$$

где W_Σ — энергия, связанная с вращением планеты.

Заменяя в уравнении (3) величину потенциальной энергии соответствующим уравнением из уравнения (2), получим

$$W_\Sigma = W_K + W_K \sin \varepsilon. \quad (4)$$

Отсюда: в том случае, если угол наклона оси вращения равен нулю (т. е. экваториальная плоскость совмещена с плоскостью орбиты), второе слагаемое также равно нулю и вся энергия, связанная с вращением переходит в кинетическую форму. И поскольку угловая скорость пропорциональна количеству кинетической энергии, она достигнет своего максимального значения. В настоящее время понятия «максимальная скорость вращения планеты» не существует, поскольку этот вопрос не рассматривался. Но для дальнейшего развития вопроса это понятие необходимо и ниже я им буду пользоваться без повторной расшифровки его значения.

Величина угловой скорости планет прямо пропорциональна значению кинетической энергии, в связи с чем на основании уравнения (4) можно получить отношение, характеризующее зависимость между максимальной скоростью вращения (т. е. скоростью вращения при нулевой конфигурации системы) и ее угловой скоростью при рассматриваемой конфигурации (т. е. при наблюдаемом в настоящее время угле наклона оси вращения планеты):

$$\omega_{\max} = \omega_i + \omega_i \sin \varepsilon_i, \quad (5)$$

где $\omega_{\max}$ — максимальная угловая скорость;

ω_i — существующая в настоящее время скорость вращения, установленная эмпирически;

ϵ_i — угол между экваториальной плоскостью планеты и плоскостью ее орбиты, установленный экспериментально.

Правая часть уравнения (5) является составной частью выведенного эмпирическим путем уравнения (1), соответствие которого фактическим данным доказано выше на примере ряда Центральных планет — Урана, Сатурна, Юпитера, Марса, Земли (для последней с систематическим отклонением). Это выражение, в соответствии с уравнением (5) можно заменить выражением $\omega_{\max}$ и уравнение (1), в этом случае будет выглядеть следующим образом:

$$\frac{\omega_1^2 \max}{\omega_2^2 \max} = \frac{a_1}{a_2}, \quad (6)$$

буквенные обозначения прежние.

В таком виде уравнение (6) можно уже трактовать как закономерность, которую можно сформулировать так: «Квадраты максимальных угловых скоростей планет прямо пропорциональны большим полуосям их эллиптических орбит». Выше уже была сделана проверка соответствия этой формулы фактическим данным. Есть возможность проверить ее достоверность путем сопоставления с другими данными, характеризующими движение планет.

Из третьего закона Кеплера вытекает, что квадраты орбитальных скоростей обратно пропорциональны большим полуосям их эллиптических орбит, т. е. и орбитальная скорость, и скорость вращения планет определяются расстояниями планеты от Солнца, но зависимость носит противоположный характер. Следовательно, произведение поступательной скорости орбитального движения и скорости вращения планет есть величина постоянная и равная для всех упомянутых планет. Выразить эту закономерность можно следующим образом:

$$\omega_{\max} \cdot V = \text{const}, \quad (7)$$

где V — скорость орбитального движения, км/сек; остальные буквенные обозначения прежние.

Ниже показана возможность существования такой планетарной постоянной — на соответствии формулы (7) фактическим данным (первый множитель — орбитальная скорость, второй — угловая):

$$\text{Уран: } 6,8 \times 71,27 = 485;$$

$$\text{Сатурн: } 9,6 \times 51,04 = 490;$$

$$\text{Юпитер: } 13,1 \times 38,61 = 506;$$

$$\text{Марс: } 24,1 \times 20,79 = 501;$$

$$\text{Земля: } 29,8 \times 21,02 = 626.$$

Даже при относительной грубости вычислений постоянство этого произведения видно совершенно отчетливо. Только Земля, как и следовало ожидать на основании предыдущих вычислений, несколько выходит из ряда. Но и для нее сохранился не только порядок, но относительно близко и цифровое значение этой постоянной, для того, чтобы утверждать, что и она подчинена описанной выше закономерности.

Следовательно, поскольку нет оснований считать, что за время геологической истории расстояние от Земли до Солнца подвергалось изменениям, зная углы наклона земной оси в прошлые геологические эпохи (а они восстановлены по местоположению поясов пустынь соответствующего возраста), а также современную угловую скорость, можно вычислить скорость вращения Земли в прошлые геологические эпохи. Основанием для этого будет служить уравнение (1). Поскольку правые части уравнения (1) в применении к одной планете равны, равны и левые части, т. е.

$$(\omega_1 + \omega_1 \sin \varepsilon_1)^2 = (\omega_2 + \omega_2 \sin \varepsilon_2)^2 \quad (8)$$

Считая ω_1 , ε_1 показателями современной эпохи, а ω_2 , ε_2 — относящимися к одной из прошлых геологических эпох, для которой неизвестна скорость вращения, получим

$$\omega_x = \frac{\omega_1 + \omega_1 \sin \varepsilon_1}{1 + \sin \varepsilon_2} \quad (9)$$

где ε_2 — угол наклона земной оси в рассматриваемую эпоху; ω_x — искомая угловая скорость.

Выражение $\omega_1 + \omega_1 \sin \varepsilon_1$ в применении к Земле для современной эпохи равно 21 (если угловую скорость выразить через град/час). Уравнение (9) в конечном виде будет таким:

$$\omega_x = \frac{21}{1 + \sin \varepsilon_2}. \quad (10)$$

В табл. 36 сведены результаты определений скорости вращения Земли для прошлых геологических эпох и соответствующей продолжительности суток.

Ход изменения значения угловой скорости показан на рис. 21. График составлен с учетом того, что уменьшение скорости происходит постепенно, а увеличение в относительно кратковременные промежутки времени (в масштабах графика) неуловимо. Обоснования для этого приведены в главе 7.

Изменение скорости вращения Земли за время ее планетарного развития не противоречит закону сохранения момента количества движения, так как Землю как энергетическую систему нельзя рассматривать в отрыве от Луны.

Скорость вращения Земли в прошлые геологические эпохи

Эпоха или век	ε_2	$\sin \varepsilon_2$	$1 + \sin \varepsilon_2$	ω_x	Сутки, в часах
Плейстоцен	10	0,1736	1,1736	17,9	20,1
Миоцен—плиоцен	36	0,5878	1,5878	13,2	27,3
Начало миоцена	<36	0,5878	1,5878	>13,2	<27,3
Олигоцен	>36	0,5878	1,5878	<13,2	>27,3
Поздний эоцен	33	0,5446	1,5446	13,6	26,5
Ранний эоцен	10	0,1736	1,1736	17,9	20,1
Палеоцен	~28	0,4695	1,4695	14,3	25,2
Поздний мел	33	0,5446	1,5446	13,6	26,5
Ранний мел	36	0,5878	1,5878	13,2	27,3
Поздняя юра	40	0,6426	1,6426	12,7	28,3
Средняя юра	~23	0,3920	1,3920	~15	~24
Ранняя юра	~28	0,4695	1,4695	14,3	25,2
Поздний триас	44	0,6947	1,6947	>12,2	<29,5
Средний триас	44	0,6947	1,6947	>12,2	<29,5
Ранний триас	46	0,7193	1,7193	12,3	29,3
Артинский	~43	0,6820	1,6820	12,5	28,8

Эпоха или век	ε_2	$\sin \varepsilon_2$	$1 + \sin \varepsilon_2$	ω_x	Сутки, в часах
Казанский, уфимский	52	0,7880	1,7880	11,7	30,8
Ранняя пермь	>52	0,7880	1,7880	>11,7	<30,8
Поздний карбон	70	0,9397	1,9397	10,6	34,0
Конец среднего карбона	67	0,9205	1,9205	10,9	33,0
Средний карбон	20	0,3420	1,3420	15,6	23,1
Ранний карбон	~43	0,6820	1,6820	12,5	28,8
Поздний девон	65	0,9063	1,9063	11,0	32,7
Средний девон	60	0,8660	1,8660	11,3	31,3
Ранний девон	50	0,7660	1,7660	11,9	30,2
Лудлов	~60	0,8660	1,8660	11,3	31,3
Венлок	>45	0,7071	1,7071	<12,2	>29,5
Лландовери	?	?	?	?	?
Поздний ордовик	~58	0,8480	1,8480	11,4	31,6
Средний ордовик	~48	0,7431	1,7431	12,0	30,0
Арениг	~67	0,9205	1,9205	10,9	33,0
Тремадок	~40	0,6426	1,6426	12,7	28,3

Примечание. Углы наклона оси вращения, около которых поставлен знак «~», соответствуют среднему из возможных значений (например, 28°, если возможный угол наклона определен как 25—30°). Расчетные скорость вращения и продолжительность суток в этом случае сугубо ориентировочны.

Неизбежным следствием увеличения скорости вращения Земли будет приближение к ней Луны, так как эти планеты представляют собой единую замкнутую систему, к которой применим закон сохранения момента импульса. В этом случае между моментом инерции системы и скоростью вращения центрального тела существует строгая обратная зависимость. Поэтому, чем больше будет скорость вращения центрального тела (Земли), тем меньше должен быть момент инерции системы, тем меньше расстояние между Луной и Землей.

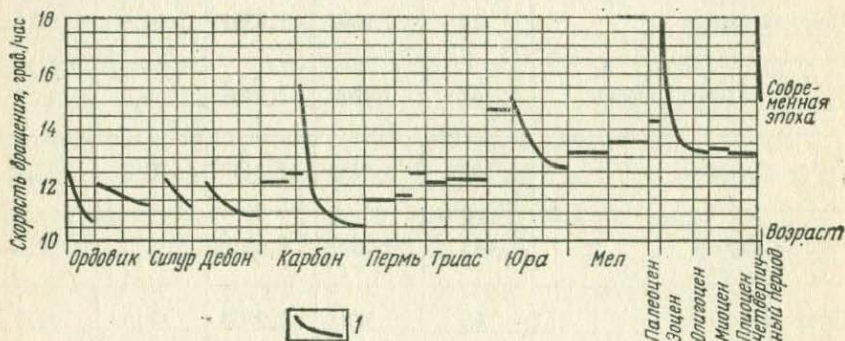


Рис. 21. График изменения скорости вращения Земли в прошлые геологические эпохи.

1 — кривая изменения скорости вращения

Ф. Уиппл [94] пишет: «Джордж Дарвин (1845—1912), сын великого естествоиспытателя, разработал теорию, согласно которой Луна когда-то соприкасалась с Землей, причем оба тела имели период вращения около 7 часов; впоследствии под действием резонансных приливных сил они разъединились. Теорию Дарвина нельзя принять целиком, так как вязкость системы Земля — Луна должна была бы препятствовать их разъединению» (с. 144). Как видно, Ф. Уиппл не возражает против того, что ранее Земля вращалась быстрее.

Астрономы О. Струве, Б. Линдас, Э. Пилланс [91] считают справедливым следующее: «Наблюдения показывают, что Луна в наше время имеет более вытянутую (в направлении к Земле. А. О.) форму, чем следовало ожидать, если бы Луна затвердевала на теперешнем расстоянии от Земли. Поэтому, в то время, когда приливные выступы превращались при остывании в очень твердый материал, из которого состоит Луна, она должна была быть ближе к Земле» (с. 101). Здесь же они пишут: «Вычисления показывают, что Луна будет продолжать удаляться от Земли по спирали до тех пор, пока ее орбитальный период не станет равным 50 суткам; периоды вращения Земли и Луны будут тогда также равны 50 современным суткам».

Таким образом, по расчетам астрономов ранее (во всяком случае, в нуклеарный период) скорость вращения Земли была большей, чем в современную эпоху, далее она также должна замедляться.



Итак, для теоретического доказательства того, что климат Земли менялся в связи с изменением скорости ее вращения, нужно обосновать следующие положения: а) скорость вращения Земли была непостоянной; б) изменения скорости вращения носили периодический характер, т.е. периоды замедления сменялись периодами увеличения угловой скорости и, наоборот, после периодов ее увеличения наступали вновь периоды замедления; в) в зависимости от скорости вращения Земли менялся угол между экваториальной плоскостью и плоскостью эклиптики, это и приводило к изменению положения различных широтных зон Земли относительно фронта солнечных лучей и иному распределению климатических поясов.

Расчеты астрономов показывают, что скорость Земли была непостоянна. Но, по имеющимся в настоящее время данным, скорость менялась лишь в одном направлении — уменьшалась под воздействием приливных сил. Однако когда Земля начинает вращаться медленнее, Луна (подчиняясь закону сохранения момента количества движения) отходит на большее расстояние от Земли. Вследствие этого, естественно, уменьшаются и приливные силы, так как величина последних обратно пропорциональна кубу расстояния от притягивающего тела.

Между прочим, это еще один аргумент в пользу того, что скорости вращения Земли для прошлых геологических эпох были рассчитаны верно — в те периоды, когда угловая скорость достигала высоких значений, ее замедление происходило более быстрыми темпами, и чем меньше было ее значение, тем медленнее происходило изменение скорости вращения (см. рис. 21). При этом провести кривые изменения скоростей иначе нельзя. Для примера, возьмем тот участок графика, который соответствует среднему — позднему карбону. В первой половине среднего карбона угловая скорость равнялась 12,5 град/час, затем резко возросла до 15,6 град/час, а во второй половине среднего карбона вновь снизилась до 10,9 град/час, при этом в таком положении она находилась достаточно длительное время, так как за этот период вдоль зоны тропиков успел сформироваться пояс пустынных отложений. В позднем карбоне скорость вращения замедлилась до 10,6 град/час (это самая низкая из зафиксированных скоростей). Таким образом, в этот период замедление скорости шло вначале очень быстрыми темпами, так как ледниковые отложения, установленные в Арктике, относятся к границе между башкирским и московским

веками, а далее в течение всего московского века в высоких широтах господствовал жаркий климат, т. е. угол наклона земной оси был значительным и соответственно низкой была скорость вращения, которая еще более уменьшилась в позднем карбоне. Следовательно, кривая вначале должна круто спускаться, лишь незначительно удаляясь от вертикали, затем вылаживаться и, наконец, подходить под очень небольшим углом к оси абсцисс, т. е. замедление угловой скорости происходило так, как оно должно было бы происходить под действием убывающих приливных сил.

О зависимости между скоростью вращения и углом наклона земной оси в этой главе сказано достаточно, главное — она подтверждается эмпирическими данными.

Следовательно, против возможности изменения климатов Земли в зависимости от изменения скорости вращения говорит только то, что неясно, вследствие каких факторов скорость вращения планеты может увеличиться. Я крайне далека от мысли, что мне как-то удастся разрешить этот вопрос. Выскажу лишь одно предположение, не подкрепленное никакими доказательствами.

Силы тяготения стремятся совместить экваториальный выступ Земли с плоскостью эклиптики (см. выше). Однако в связи с большой скоростью вращения наклон оси к эклиптике остается постоянным, но ось прецессирует (как у гироскопа). При замедлении вращения под действием приливных сил угол между экваториальной плоскостью и плоскостью эклиптики увеличивается. Соответственно должен возрасти уровень потенциальной энергии. Возможно, что ее значение достигнет такой величины, что кинетическая энергия не будет преобладать в той мере, насколько это необходимо для сохранения свойств гироскопа. В этом случае угол между экваториальной плоскостью и плоскостью орбиты уменьшится под воздействием сил тяготения. Как следствие увеличится скорость вращения Земли. В свою очередь, как следствие увеличения скорости вращения центрального тела в системе Земля — Луна, в соответствии с законом сохранения момента количества движения Луна подойдет на более близкое расстояние и процесс замедления скорости вращения Земли начнется сизнова.

Но нельзя также забывать, что периоды замедления скорости вращения неравноценны ни по продолжительности, ни по диапазону изменения угловых скоростей.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ВЫЯВЛЕННОЙ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Уточнение климатических условий прошлых геологических эпох имеет немаловажное значение для регионального прогноза экзогенных полезных ископаемых. И тем большее значение это приобретает, чем более дробные стратиграфические подразделения охарактеризованы с этих позиций. Лучше всего рассмотреть это на конкретном примере. Поэтому ниже иллюстрируется возможность применения полученных данных для прогноза бокситоносности.

Бокситоносные отложения формируются за счет переотложения латеритных кор выветривания, а часть бокситовых месторождений представлена непосредственно захороненными латеритными корами. Так или иначе, но образованию бокситовых месторождений предшествует латеритное выветривание. Последнее является единственным природным процессом, при котором из алюмосиликатных пород высвобождается свободный глинозем. Как бы ни были различны взгляды на генезис бокситовых месторождений, наличие латеритного выветривания признается всеми. Климатические условия, при которых может происходить этот процесс, очерчиваются достаточно определенно — это температуры, соответствующие жаркому или теплому поясу, а также высокая, но сезонного характера влажность.

По данным Н. М. Страхова [90, Т. I, фиг. 1], красноцветные коры выветривания современной эпохи распространены между 40° с. ш. и 40° ю. ш., т. е. примерно на 17° от линии тропика в область высоких широт и почти на 25° от нее же по направлению к экватору. Основываясь на этом, по данным содержащимся в главах 3, 4 и 5, легко выделить аналогичные зоны, занимающие то же положение относительно линии тропика, и для прошлых геологических эпох. В табл. 37 приведены широты зон, благоприятных по температурным условиям (эти условия необходимы, но недостаточны, о чем будет сказано ниже) для формирования латеритных кор выветривания.

Вторым условием, необходимым для формирования латеритных кор выветривания, является высокая влажность. Следовательно, из числа благоприятных для образования бокситоносных отложений эпох следует исключить те, в течение которых могло формироваться материковое оледенение, так как ледниковые покровы связывали большое количество воды океанов, и общая влажность в эти эпохи была несомненно ниже, чем в те эпохи, когда материковое оледенение не имело места. По-

Таблица 37

Размещение широтных зон, благоприятных для формирования латеритных кор выветривания в различные геологические эпохи

Эпоха, век	Широта тропика, град.	Широта благоприятной зоны, град.
Тремадок, ранний ордовик	~40	15—57
Арениг » »	67 (?)	42—84
Средний ордовик	48 (?)	23—65
Поздний ордовик	58 (?)	33—75
Лландовери, ранний силур	?	?
Венлок » »	>45	20—62
Поздний силур	60 (?)	35—77
Ранний девон	50	25—67
Средний »	>60	35—77
Поздний »	65	40—82
Ранний карбон	~50	25—67
Башкирский век, средний карбон	43 (?)	18—62
Середина среднего карбона	20	0—37
Московский век, средний карбон	67	42—84
Поздний карбон	70	45—87
Ранняя пермь	>52	27—69

Продолжение табл. 37

Эпоха, век	Широта тропика, град.	Широта благоприятной зоны, град.
Казанский и уфимский века поздней перми	52	27—69
Татарский век поздней перми	43 (?)	18—62
Ранний триас	46	21—63
Средний триас	44 (?)	19—61
Поздний триас	44	19—61
Ранняя юра	28 (?)	0—45
Средняя юра	23 (?)	0—40
Верхняя юра	40	15—57
Ранний мел*	36	11—53
Поздний мел	33	8—50
Палеоцен	23 (?)	0—40
Ранний эоцен	10	0—27
Поздний »	33	8—50
Олигоцен	>36	11—53
Ранний миоцен	<36	11—53
Поздний миоцен — плиоцен	36	11—53
Плиоцен	10	0—27

* В валанжине и готтериве наклон земной оси был примерно такой, как указано в таблице, но в барреме и начале апта угол наклона земной оси был значительно меньше (см. рис. 19) и этот период не был благоприятен в указанных широтах для формирования латеритных кор выветривания. В оставшийся период аптского века, в альбе и сеномане ось приняла положение, близкое к 36° , а в сеноманском веке даже несколько более пологое, и, видимо, к концу этого века границы благоприятной зоны переместились к северу. Возможно, что то же относится к первой половине турона. Во второй половине турона, в коньякском и сантонском веках ось снова выпрямляется и благоприятная зона мигрирует к югу. Начиная со второй половины сантона наклон земной оси значительно уменьшается и благоприятная (по температурным условиям) зона уходит из области высоких и средних широт.

следнее, по-видимому, могло развиваться у полюсов при наклоне земной оси $25-30^\circ$ и менее; при этом чем меньше был угол наклона, тем больше была площадь развития материкового оледенения. В экваториальной зоне ледники могли образоваться при угле наклона земной оси, равным примерно 65° и более, и чем больше была наклонена ось вращения, тем шире должна была быть область экваториального оледенения. На этом основании неблагоприятными в отношении возможности нахождения бокситоносных отложений будут эпохи: по-видимому, конец позднего девона, вторая половина среднего карбона, позднекаменноугольная, а также среднеюрская отдельные века раннего и позднего мела, особенно последние, палеоцен, ранний эоцен, плейстоцен и современная эпоха.

Для территории СССР перспективными являются отложения тех эпох, благоприятные зоны которых располагались хотя какой-то частью выше 45° , меньшими широтами в пределах нашей страны характеризуется только Юг Туркмении. При этом, так как краевые зоны, по-видимому, располагают меньшими перспективами, наиболее благоприятными являются высокоширотные зоны.

Нужно отметить еще одну особенность бокситоносных отложений. Они, а также породы коры выветривания легко подвергаются размыву, если в период после образования остаются на поверхности суши. Поэтому для обеспечения условий сохранности необходимо, чтобы эти континентальные образования трансгрессивно были перекрыты морскими отложениями. Следовательно, перспективный континентальный период должен предшествовать периоду трансгрессии. С этих позиций интересно рассмотреть перспективные эпохи несколько более подробно.

Тремадокский век — перспективная зона простиралась примерно до 57° параллели, т. е. на территории нашей страны располагалась только северная часть потенциально бокситоносной зоны. Но благодаря тому, что аренигский век характеризуется развитием трансгрессий, можно ожидать благоприятных условий захоронения тремадокских отложений.

Аренигский век — пояс с благоприятными климатическими условиями большей своей частью находится в пределах средних и высоких широт, т. е. захватывает обширные пространства нашей страны. Условия захоронения (вернее, самые общие предпосылки для условий захоронения) неясны: С. Н. Бубнов [10] для периода среднего ордовика не отмечает развития трансгрессий, по Н. М. Страхову [90, Т. II], эта эпоха характеризуется широким развитием трансгрессий. Судя по смене угла наклона земной оси с 67° в аренигском веке на 48° в среднем ордовике, общая территория, на которой господствовали теплые климатические условия в это время была больше, поэтому в эту эпоху можно было ожидать таяния высокогорных лед-

ников, которые несомненно имели место в течение аренигского века в низких широтах, где в общем-то господствовал умеренно-холодный и холодный климат. Поэтому принципиально трансгрессии в этом период геологической истории возможны. Но на границе между ранним и средним ордовиком была проявлена таконская тектоническая фаза, в результате которой общая площадь суши должна была увеличиться. Видимо, наиболее правильным будет предположить, что эта эпоха могла характеризоваться трансгрессиями местного значения.

Средний ордовик — климатические условия среднего ордовика были благоприятны для формирования кор выветривания. Условия для захоронения в общем, видимо, были неблагоприятными, так как площадь трансгрессии сократилась.

Верхний ордовик — в эту эпоху пояс, благоприятный для латеритного выветривания, целиком располагался в зоне средних и высоких широт, но условия захоронения неясны, так как не удалось расшифровать климатическую зональность лландоверийского века.

Венлокский век — при наклоне оси в 45° или несколько более, условия для корообразования наиболее удовлетворительные, распространяются они далее 60° параллели. Но позднесилурийская эпоха характеризуется значительным масштабом регрессий, что ставит под вопрос возможность сохранения бокситоносных отложений венлокского возраста, даже в том случае, если они на какой-то площади формировались («в том случае», так как их образование зависит не только от климатических условий).

Ранний девон — благоприятен и по условиям корообразования, и по последующим предпосылкам для захоронения возможных бокситоносных отложений.

Средний девон — благоприятные для корообразования условия по сравнению с раннедевонской эпохой распространяются далее к северу и доходят примерно до 77° с. ш. Условия захоронения зависели от местных физико-географических условий.

Ранний карбон — благоприятные для корообразования условия распространяются до широт современного полярного круга. Общие предпосылки для условий захоронения удовлетворительны, так как начало среднего карбона характеризуется увеличением площади трансгрессий.

Пермский период — характеризуется широким развитием аридных отложений на площади жаркого и теплого климатических поясов, вряд ли в это время могли формироваться латеритные коры выветривания. Благоприятным является только татарский век, т. е. самый конец пермского периода.

Ранний триас — лейас — в этот период также могли, поскольку это касается температурных условий, формироваться коры выветривания, но площади эти ограничены, так как широким

распространением пользовались аридные области. Возможность захоронения зависела от местных физико-географических и тектонических особенностей.

Более молодые эпохи (кроме средней юры, палеоцена, первой половины эоцена, плейстоцена и современной эпохи, вообще не благоприятных для формирования бокситоносных отложений) характеризуются тем, что область вероятного корообразования переместилась в низкие широты. И даже в тех случаях, когда благоприятный пояс простирается до высоких, вернее, до средних, широт, интенсивность корообразования была здесь значительно ниже, так как приэкваториальным областям не присущи резкие сезонные колебания. Для области средних широт (до 53° или немного более) наиболее благоприятными являются отложения поздней юры, конца раннего — начала позднего олигоцена и неогена. Для пояса, расположенного к югу от 50 параллели, особенно перспективны отложения верхнего эоцена, так как после позднего эоцена наступает эпоха трансгрессий.

Как уже упоминалось, помимо климатических условий формирование бокситоносных отложений зависит еще от целого ряда факторов. Но все же интересно сопоставить результаты первого тура отбраковки перспективных площадей с фактическими данными; ниже эти результаты приводятся.

Тремадок, арениг — бокситовые отложения не установлены; ранний и средний девон — бокситоносность установлена; поздний девон — результаты проверки крайне отрицательны. По реставрированным климатическим условиям в позднем девоне не должны формироваться бокситоносные отложения, так как в эту эпоху местами в экваториальной зоне установлено покровное оледенение. Однако бокситоносность этих отложений, правда непромышленного характера, установлена на западном склоне Урала, несколько севернее 50° с. ш. Или бокситоносные отложения по возрасту соответствуют самому началу этой эпохи, или же положение линии тропика было произведено неверно и его следует определить отдельно для франского и фаменского веков. Вернее последнее. Ранний карбон — в Европейской части СССР, в области высоких широт в отложениях этого возраста установлена бокситоносность промышленного характера. Ранний триас — лейас — бокситоносность отложений этих эпох установлена, так же как и для более молодых эпох, в том числе для раннего и позднего мела на территории СССР (Тургайский прогиб, Юго-Запад Сибирской платформы).

Как видно, результаты проверки неудовлетворительны только для одной эпохи. Поэтому перспективность отложений тех эпох, которые трактуются как благоприятные по климатическим условиям, но бокситоносность которых в настоящее время не установлена, представляется интересной и нуждается в проверке, прежде всего камеральным путем.

Выше рассматривалась только перспективность того или иного периода времени; площади не уточнялись, приведены лишь ограничивающие пределы их возможного распространения широты. Следующим фактором, который позволит ограничить размер перспективных площадей, будет палеогеографический. Наиболее благоприятными для формирования латеритных кор выветривания будут прибрежные зоны с муссонным климатом. Даже с помощью мелкомасштабных палеогеографических карт (а для территории СССР составлен под руководством академика А. П. Виноградова необычайно точный и документированный атлас палеогеографических карт) можно отбраковать как неперспективные морские акватории и обширные области суши, удаленные от морских побережий. Перспективные площади после этой операции будут представлять собой узкие, сильно вытянутые неправильных очертаний полосы. Но с помощью региональных палеогеографических карт прогнозные площади можно еще более локализовать: ведь сохранность бокситоносных отложений обеспечивается последующей трансгрессией, поэтому в пределах выделенной прибрежной полосы перспективными будут только те участки, которые при изменении положения береговой линии окажутся перекрытыми морскими отложениями.

Далее прогнозные построения основываются уже на составе пород фундамента, континентальной толщи рассматриваемой эпохи и трансгрессивной пачки. Перспективы бокситоносности значительно понизятся, если трансгрессивная серия начинается терригенными пачками — это означает, что трансгрессия сопровождалась размывом, и сохранность бокситоносных отложений сомнительна. Таким образом, бокситоносные отложения должны венчать регрессивную серию пород и приурочиваться к основанию трансгрессивной серии. Требования к составу пород фундамента общеизвестны. Кроме того, их рассмотрение уведет от темы работы. Целью этой главы было: а) показать возможность использования полученных климатических построений при прогнозе экзогенных полезных ископаемых; б) убедиться, что восстановленная климатическая зональность подтверждается размещением известных бокситоносных отложений; в) еще раз обратить внимание на то, что климатические условия нужно определять для относительно небольших периодов геологической истории — эпох, лучше веков, так как обобщения могут привести к ошибкам, и, главное, не всегда смогут оказать помощь при прогнозировании. Наконец, можно сделать и такой вывод — большими перспективами на территории СССР обладают палеозойские отложения, в частности, по-видимому, отложения раннего и отчасти среднего ордовика.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Современные аридные зоны образуют два широтно вытянутых пояса, по одному в каждом полушарии, окаймляющих экваториальную зону. Это широко известный факт, описание которого содержится в любом учебнике по географии или климатологии. Используется он и при палеогеографических построениях глобального плана. Аридные зоны характеризуются еще одной особенностью, важной для понимания планетарной климатической зональности: они тяготеют пространственно к линии тропиков. И это естественно, так как именно на параллели тропиков угол падения солнечных лучей достигает наибольшего значения в летнее полугодие — вплоть до 90° . Общее количество солнечной радиации за летнее полугодие в этой зоне большее, чем даже в экваториальной. Из пустынь настоящего времени лишь пустыни Средней и Центральной Азии пространственно не совпадают с зоной тропиков, что, вероятно, находит объяснение в физико-географических особенностях этих территорий и громадной площади Азиатского материка, благодаря чему эта область развития пустынь значительно удалена от морских побережий.

Однако, даже с учетом этих, удаленных от зоны тропиков пустынных областей, срединная линия, пересекающая аридные области Северного полушария, на большем своем протяжении колеблется около линии тропика, проходя то севернее, то южнее его. Следовательно, по пространственному положению аридных областей, по их совокупности, можно ориентировочно определить широту линии тропика. Средняя широта северного аридного пояса оказалась равной 26° ; для Южного полушария средняя широта аридных зон равна $25,1^\circ$. Полученные средние широты аридных поясов отличаются от широты линии тропика в Северном полушарии на $2,5^\circ$, в Южном на $1,5^\circ$. Точность более чем достаточная для использования этой особенности размещения аридных областей для восстановления климатической зональности прошлых геологических эпох.

По всей вероятности, если ввести поправочные коэффициенты на удаленность от морских побережий, климатическое воздействие господствующих ветров и морских течений, то по положению пустынь можно было бы и значительно более точно определить местонахождение линий тропиков. Но ориентировка только на пространственное размещение пустынных образований позволяет применить этот принцип определения положения линии тропиков в отдаленные геологические эпохи. Развитие пустынных образований — это объективный факт для вы-

явления аридных областей прошлых геологических эпох; поправки, даже в том случае, если бы они способствовали уточнению, все же имели бы субъективный характер.

2. К образованиям пустынных областей, по которым восстанавливалось положение аридных зон прошлых геологических эпох, отнесены залежи каменной соли, гипсоносные отложения и континентальные красноцветные песчаники со скудными органическими остатками, а более всего пространственная совокупность этих отложений.

3. Определение климатической зональности для прошлых геологических эпох производилось по такой методике. На основании региональных геологических описаний и некоторых монографических исследований реконструировалось размещение аридных отложений. В случае пространственной близости их выходов они объединялись в единые аридные области. А далее, по совокупному размещению всех аридных областей, так же как это было сделано для современной эпохи, определялась ориентировочная широта Южного и Северного тропиков.

Зная широту тропика, фиксирующего угол наклона земной оси, легко было определить климатическую зональность, так как именно наклон земной оси предопределяет величину солнечной радиации на той или иной широте. Конечно, выявленная таким способом климатическая зональность отвечала лишь ее генеральному плану, но не улавливала ее тонкостей, связанных с особенностями физико-географической обстановки. Размещение осадочных пород, залегающих вне зоны тропиков, служило весьма надежным проверочным критерием. В том случае, если возникало несоответствие между климатической принадлежностью осадочных пород (а среди них немало пород — индикаторов климата области осадкообразования), например, массивные известняки обнаруживались в зоне умеренного или холодного климата, приходилось разукрупнять стратиграфическое подразделение, для которого определялась климатическая зональность. Так пришлось сделать для эпохи раннего ордовика и позднепермской эпохи. Но для эпохи раннего силура не помогло даже разукрупнение — климатическая зональность лландоверийского века осталась не расшифрованной. Это может означать только одно — в этот век происходили кардинальные климатические перемены и для того, чтобы разобраться в них, нужна более дробная стратификация пород лландоверийского яруса. Ведь каков бы ни был взгляд на причину изменений климатической зональности или климата отдельных континентов, совершенно ясно — абсолютно азональным климат планеты быть не может.

Собственно восстановление климатической зональности не было целью данной работы, достаточно было только выявить широтное (или иное) положение линии тропиков. Зональность

восстанавливалась исключительно для проверки правильности определения широты тропиков. Главными проверочными критериями были: размещение коралловых рифов или мощных карбонатных толщ, развитие или отсутствие ледниковых отложений, ареалы развития мощных толщ терригенных бескарбонатных пород, палеонтологические и некоторые другие данные. К сожалению, недостаточно использовались результаты палеотемпературных исследований — для сравнительного анализа температурных условий различных областей их количество оказалось недостаточным. Но вот изменение климатической зональности в течение лландоверийского века, вероятно, надежнее всего будет определить с помощью палеотемпературных измерений.

4. Данные по климатической зональности прошлых геологических эпох чрезвычайно интересны. В нижнем палеозое угол наклона земной оси колебался от 40° до 67° и на большом протяжении этого периода равнялся примерно $50-60^\circ$. Это означает, что в течение этого периода геологической истории количество солнечной радиации на высоких широтах в летние периоды было большим, часто значительно большим, а для тех эпох, в течение которых угол наклона земной оси превышал 45° , вероятно, была больше и годовая сумма радиации (расчетов годовой суммы радиации для различных широт при различных наклонах земной оси я не делала). В этот период было два отчетливо выраженных жарких пояса. Да собственно и в современную эпоху существуют два жарких тропических пояса, по одному в каждом полушарии, но понижение температуры в сторону экватора в летний период незначительно (однако именно в экваториальном поясе располагаются области с мягким климатом, характеризующимся как «вечная весна»), а в зимний период экваториальные температуры даже выше. Отмечу еще раз, что я вынужденно отошла от принятых обозначений климатических поясов, так как они включают в себя одновременно и их территориальное положение. Жаркие пояса, как правило, были значительно удалены друг от друга, так как их положение определялось широтой линии тропиков. Каждый жаркий пояс с обеих сторон окаймлялся поясом с теплыми климатическими условиями, к внешней стороне которых примыкали умеренные климатические пояса. Следовательно, в рассматриваемый период геологической истории, в каждом полушарии было по два теплых и по два умеренных климатических пояса.

Далее, в зависимости от величины угла наклона оси, зоны развития холодного пояса могли размещаться как в приполярных областях, так и в экваториальной зоне (если угол наклона был около 45°) или только в экваториальной зоне (если угол наклона превышал 45°), при этом, чем больше был угол на-

клона оси, тем шире была полоса развития холодных климатических условий, а при угле наклона более 65° создавались условия для развития покровного оледенения.

Как известно, сезонные климатические различия обязаны наклону оси вращения. Следовательно, чем больше наклон оси, тем резче сезонные различия. Эти особенности широтных климатических зон должны были особенно ярко проявиться именно в этот период; т. е. в экваториальной и приэкваториальной областях в течение всего года господствовали умеренно-холодные и холодные климатические условия (примерно такие, какими характеризуются в настоящее время северная часть Канады, Аляска, Север Сибири в летнее полугодие; отличие состояло в том, что продолжительность дня экваториальной зоны и в тот период не должна была превышать 12 часов, т. е. количество радиации летнего периода было меньшим, но годовая сумма, по-видимому, все же большей). При еще большем наклоне оси (более 65°) в экваториальной зоне в течение всего года температура должна была быть немного менее нуля.

Для высоких широт летние температуры были значительно выше, чем в современную эпоху, но и сезонные колебания резче. Даже тропические зоны отличались чрезвычайно суровыми зимами. Достаточно отметить, что при угле наклона оси более 60° тропическая зона находилась выше полярного круга.

В результате такого характера климатической зональности однотипные породы одного возраста наблюдаются на разных широтах, так как сходные температуры летнего сезона создавали близкие условия седиментогенеза.

В позднем палеозое климатические условия различных эпох более значительно различались между собой. Так, например, в середине раннекаменноугольной эпохи, между башкирским и московским веками зональность напоминала современную, но соответствующие климатические границы, вероятно, были немного сдвинуты в область высоких широт. Этот период, по-видимому был относительно кратковременным. А в позднем карбоне ось вращения занимала настолько пологое положение, что материковое оледенение распространилось в экваториальном и приэкваториальном поясах. В конце позднекаменноугольной эпохи были периоды, когда материкового оледенения не существовало, тогда как в некоторые периоды начала ранней перми они вновь получали развитие. Следовательно, в этот период климатические условия подвергались кратковременным периодическим изменениям, подобным смене ледниковых и межледниковых эпох в начале четвертичного периода.

Начиная с конца поздней перми, с татарского века, климаты Земли меняются кардинально — в экваториальной и приэкваториальных частях окончательно (я имеют в виду период до настоящей эпохи!) устанавливается «климат вечной весны»

— там был преимущественно развит теплый климат, и только в течение триасового периода и отдельных эпох юрского в экваториальной зоне устанавливался умеренно-теплый климат. Но если учесть, что зимний и летний периоды не различались между собой, фактически климат этой зоны был теплым.

В мезозойскую эру климат Земли менялся часто, но климатические изменения не имели большого размаха. В экваториальной и приэкваториальных зонах климат менялся в пределах от теплого до жаркого, что, собственно, очень трудно уловить по составу отложений, если не считать специфических пород жаркого пояса — солей, сульфатов, красноцветов; но и для них могут быть исключения, продиктованные особенностями физико-географической обстановки. В высоких широтах господствовал умеренный климат, в полярных областях холодный, т. е. было значительно теплее, чем в настоящее время. Пояс распространения пустынь и солеродных бассейнов размещался в средних широтах, незначительно меняя свое положение от эпохи к эпохе. Исключением являются среднеюрская эпоха, вероятно, окончание позднего мела, палеоцен и ранний эоцен, а также, разумеется, раннечетвертичный период, когда климат средних и высоких широт был значительно суровее.

Поскольку климатические условия являются одним из главных факторов, влияющих на состав осадков, а первые, как показано выше, подвергались изменениям периодического характера, вероятно, можно говорить о цикличности осадкообразования. Следует обратить внимание на одну очень устойчивую черту хода изменения климатических условий — в экваториальной и приэкваториальных частях постепенным является похолодание, а более теплые периоды устанавливаются в значительно более короткие периоды времени. Так, например, постепенное похолодание происходило в периоды от венлока до позднего девона включительно, от московского века среднего карбона до стефанского века верхнего карбона. Естественно, что в высоких широтах происходило синхронное этому похолоданию потепление. Для мезозойской эры эту особенность проследить труднее, так как (выше это уже упоминалось) размах изменений меньше, а смены циклов происходили чаще. Но, например, в районе Вилуйска [66, с. 236] ритмично-слоистые песчаники, алевролиты и глины средней юры сменяются терригенной угленосной толщей с прослоями известняков. Следовательно, и в этот период климатические условия сменились более теплыми.

Таким образом, осадочные циклы развивались и сменялись одновременно на всей планете, но вещественный состав пород, входящих в один цикл для областей экваториальной и приэкваториальных зон и областей высоких широт, носил противоположный характер, и если бы в течение одного цикла происходили изменения от одного крайнего положения до другого,

то в экваториальных и приэкваториальных областях произошла бы постепенная смена пород от коралловых рифов до ледниковых отложений, а в высоких широтах наоборот — в основании толщи пород этого цикла лежали бы ледниковые отложения, а венчались бы они мощными известняковыми толщами, красноцветами, солями, гипсоносными пачками пород. Примерно такая смена пород и произошла в период от московского яруса среднекаменноугольной эпохи до стефанского века позднекаменноугольной эпохи. Примерно такая же смена пород произошла в течение девонского периода, но здесь начало цикла не достигло крайнего положения, при котором бы в высоких широтах формировались ледниковые образования. Еще большей «незавершенностью» характеризуются мезозойские циклы. От палеозоя к мезозою сокращается также и продолжительность осадочных циклов. Интересен также тот факт, что осадочные циклы разделяются периодами проявления тектонических фаз.

5. Положение линии тропиков с различной степенью достоверности было установлено для всех эпох, начиная от раннего ордовика и кончая плейстоценом (исключением является лландоверийский век). Установлено оно было в основном по данным о составе осадочных пород Северного полушария, что объясняется, во-первых, лучшей изученностью геологического строения, а во-вторых, преобладанием в Южном полушарии акваторий. Некоторую роль играет также то, что в отдельные эпохи Южный тропик проходил южнее площади материков Южного полушария.

Оказалось, что современный наклон земной оси, а следовательно и современная климатическая зональность (или зональность близкого типа) повторялись за время геологической истории неоднократно, но достаточно редко. Наименьший угол наклона оси, зафиксированный расположением аридных областей в пределах экваториального пояса и одновременным развитием ледниковых образований в области высоких широт, равен примерно 10° . Это эпохи эокембрия, середины среднего карбона, раннего эоцена и плейстоцена. Наиболее достоверно, помимо плейстоценового, эокембрийское оледенение полярных областей. При этом М. Шварцбах [102] подчеркивает, что в этом периоде ледниковый покров существовал в приполярных областях как Северного, так и Южного полушарий (это интересно и в том отношении, что однозначно говорит о том, что в плейстоцене и эокембрии расположение полюсов было одинаковым). Ледниковые отложения среднекаменноугольного возраста в настоящее время пока обнаружены лишь в приполярных областях Северного полушария — в Колымском районе, а ледниковые отложения эоцена — в Антарктиде. Эти эпохи как бы являются начальными стадиями периодов, после которых происходило неравномерное и прерывистое, с попятными

движениями, уменьшение угла наклона земной оси. Эти периоды отражают более крупную по масштабу периодичность планетарного развития, чем упомянутые выше осадочные циклы. По-видимому, началу периода склонения оси соответствует и ее положение в среднеюрскую эпоху, когда угол наклона был равен $20-25^\circ$. Это самый небольшой угол наклона оси, начиная от среднего карбона по поздний мел включительно. Все это хорошо видно на рис. 21.

Наблюдается резкое уменьшение продолжительности периодов от более ранних к более поздним. Так, продолжительность периода между эокембрием и средним карбоном более 240 млн. лет; между серединой среднекаменноугольной эпохи и началом среднеюрской 160 млн. лет; от начала средней юры до начала эоцена 110 млн. лет и от начала эоцена до плейстоцена 60 млн. лет. Каждый более ранний период больше последующего примерно в 1,5 раза. Несколько большие различия между двумя последними периодами.

Конечно, чтобы уловить физическую сущность этого явления нужно рассматривать не изменение угла наклона, а изменение скорости вращения. Ход изменений, вернее темп изменений и их периодичность останутся те же, но периоды увеличения угла наклона оси вращения будут соответствовать периодам уменьшения скорости вращения.

6. Уменьшение скорости вращения происходило с различной степенью интенсивности. В промежутке, соответствующем скоростям от 18 до 15 град/час (последняя соответствует скорости вращения Земли в настоящую эпоху), замедление скорости происходило чрезвычайно быстрыми темпами (3 град/час за 1,5 млн. лет), если судить по замедлению скорости вращения от начала плейстоцена до настоящей эпохи. Следует добавить, что эта скорость, если так можно выразиться, итоговая, фактическая была больше, так как за этот период скорость вращения возрастала по меньшей мере три раза, так как после первого периода оледенения, наступившего в начале плейстоцена, было еще три ледниковые эпохи (если считать, что их наступление было вызвано уменьшением угла наклона оси вращения, а последнее увеличением скорости вращения). О темпах замедления при низшем значении скорости вращения можно судить, сугубо ориентировочно, по следующим данным. В начале раннего эоцена скорость вращения равнялась 17,9 град/час, к началу позднего эоцена, она составляла уже 13,6 град/час. Следовательно, за период раннего эоцена она уменьшилась примерно на 4,3 град/час за 125 млн. лет (продолжительность эоцена 23 млн. лет). Но за первые 1,5 млн. лет ее замедление составило 3 град/час. За оставшиеся 11 млн. лет скорость вращения должна была уменьшиться еще на 1,4 град/час, т. е. около 0,13 град/час за миллион лет в сред-

нем. Таким образом, при скорости вращения менее 15 град/час и более 13,6 град/час темп замедления в 23 раза менее, чем при более высокой скорости вращения.

В этот же этап замедления скорости вращения, в течение олигоцена, скорость вращения изменилась от 13,6 град/час до 13,2 град/час, т. е. на 0,4 град/час. Длительность олигоцена 11 млн. лет, следовательно, при этих скоростях вращения темп их замедления еще более уменьшился и в среднем равнялся уже 0,03 град/час.

В течение московского века, примерно за 12 млн. лет скорость вращения упала от 10,9 град/час (угол наклона 67°) до 10,6 к началу позднекаменноугольной эпохи (угол наклона оси около 70°). Следовательно, замедление происходило примерно со скоростью 0,025 град/час за 1 млн. лет.

Итак, при наибольшей из установленных скоростей вращения замедление составляло 2 град/час за 1 млн. лет, затем темп резко уменьшался и при самых низких скоростях вращения Земли был равен 0,025 град/час за 1 млн. лет.

Подобные темпы замедления характерны и для других эпох при соответствующих скоростях вращения. Исключением является ордовикская эпоха, где темп замедления, несмотря на относительно малые скорости вращения, был значителен. Напомню, что для этого периода не удалось определить положение линии тропиков и климатическая зональность базировалась на пространственном сочетании пород различного состава. Возможно, что здесь и была допущена ошибка. Я не убираю из книги описание климатической зональности этой эпохи лишь потому, что имеющиеся в работе фактические данные быстрее помогут устранить допущенные ошибки.

7. Описанное изменение темпов замедления скорости вращения Земли, по мере убывания ее собственного значения, установлено эмпирически, на основании геологических данных — реставрации положения линии тропиков по расположению аридных отложений того или иного возраста. Но оно может также получить и теоретическое обоснование. Скорость вращения Земли замедляется под воздействием приливных сил. Но при уменьшении скорости вращения Земли — центрального тела в системе Земля — Луна, последняя, в соответствии с законом сохранения момента количества движения замкнутой системы, отходит (по спирали, согласно астрономическим данным) на большее расстояние от Земли. Вследствие этого величина приливных сил уменьшается пропорционально кубу расстояния между Землей и Луной. Безусловно, как сама скорость вращения, так и значение величины ее замедления определены ориентировочно (в соответствии с точностью определения широты тропиков в различные периоды геологической истории). Последняя же, даже при большом количестве данных, опре-

делялась с точностью, не превышающей $\pm 1-2^\circ$. Более высокая точность определения скорости вращения Земли в прошлые геологические эпохи, вероятно, может быть получена только с помощью математических вычислений после того, как описываемая в этой работе закономерность будет познана.

Значительно менее ясна причина, обусловившая резкое увеличение скорости вращения Земли. Но что оно имело место, не вызывает никаких сомнений. Иначе совершенно невозможно объяснить бывшего в эокембрии, т. е. около 600 млн. лет назад, оледенения, которое захватило средние и высокие широты Северного полушария и установлено в южных частях Южного полушария. Следы эокембрийского оледенения в пределах экваториальной зоны не обнаружены. Подобное размещение ледниковых покровов может быть только при очень малом угле наклона земной оси. Если так, то, следовательно, скорость вращения в этот период была почти максимальной. В верхне-девонскую эпоху в приполярных отложениях обоих полушарий формировались мощные красноцветные отложения—свидетельство жаркого климата этих областей в ту эпоху. В экваториальной зоне в это же время накапливаются серые и темно-серые бескарбонатные осадки, свойственные площадям с холодными климатическими условиями. Такой тип зональности мог также быть обусловлен только специфическим наклоном оси вращения (сходство между отложениями высоких широт и их отличие от отложений экваториальной зоны). Но в этом случае угол наклона должен быть значительным, таким, чтобы экваториальные широты освещались под меньшим углом, чем высокие. Я не буду перечислять, всю последовательную смену климатических обстановок, останавливая внимание лишь на том, что в плейстоцене, в начале четвертичного периода, земная ось была наклонена так незначительно, что эпоха оледенения полярных областей вновь повторилась. Это, вообще-то, однозначно говорит о том, что углы наклона менялись от крутых к пологим и наоборот. Следовательно, периоды замедления скорости вращения перемежались периодами увеличения скорости вращения.

8. Между углом наклона оси вращения и скоростью вращения планет существует определенная зависимость. Помимо математических расчетов, базирующихся на законах небесной механики, эту закономерность можно доказать эмпирически, на соотношениях угла наклона и скорости вращения планет Солнечной системы.

Согласно эмпирическим данным оказывается, что квадраты скоростей вращения планет с поправкой за счет угла наклона оси вращения (здесь, пожалуй, целесообразнее сказать «угол между экваториальной плоскостью планеты и плоскостью ее орбиты», так как это более отражает физическую сущность явления) пропорциональны расстоянию планет от Солнца. Но

закономерность эта присуща только центральным планетам — Урану, Сатурну, Юпитеру, Марсу и с некоторым отклонением Земле.

Если бы скорость вращения Нептуна отвечала периоду колебания его блеска (7 час 24 мин), то эта закономерность распространялась бы и на эту планету с несколько меньшей точностью. Для Плутона вопрос остается открытым, поскольку угол наклона оси вращения для него в настоящее время не установлен.

Справедливость этой закономерности, невозможность случайного совпадения (если даже допустить, что точное соответствие ее с фактическими данными для четырех центральных планет может быть случайным) подтверждается другой чрезвычайно интересной зависимостью: для центральных планет Солнечной системы произведение угловой скорости, с поправкой на наклон оси вращения, и орбитальной скорости есть величина постоянная и равная для всех планет.

Зависимость эта стала бы более понятной, если выражение $\omega \sin \epsilon$ считать поправкой, которая показывает, на сколько уменьшилась наблюдаемая угловая скорость от ее возможного значения в связи с расхождением экваториальной плоскости и плоскости орбиты.

Меньшее значение угловой скорости при большем угле между экваториальной плоскостью и плоскостью эклиптики может найти объяснение в изменении положения планеты во внешнем силовом поле, создаваемом силами тяготения. Последние стремятся совместить экваториальный выступ планеты с плоскостью орбиты. Следовательно, потенциальные силы должны совершить тем большую по величине работу, чем больше этот угол, т. е. величина потенциальной энергии планеты, связанной с ее вращением, тем больше, чем больше упомянутый угол. По закону сохранения энергии при увеличении величины потенциальной энергии на соответствующую величину уменьшается кинетическая. И отношение потенциальной энергии к кинетической пропорционально синусу этого угла.

Уменьшение скорости вращения, как известно, обязано воздействию приливных сил. Увеличение скорости вращения Земли до настоящего времени не рассматривалось как реально возможное явление. Однако геологические данные — неоднократно повторяющиеся в геологическом прошлом близкие типы климатической зональности, говорят о том, что скорость вращения подвергалась не однонаправленному изменению, а периодически то замедлялась, то увеличивалась. Может быть периоды увеличения скорости вращения обязаны возникновению определенных соотношений между уровнями потенциальной и кинетической энергии? Л. Д. Ландау и др. [54, с. 92], характеризуя свойства гироскопа, пишут: «Вращение волчка пред-

полагается достаточно быстрым», что: «...потенциальная энергия волчка в поле тяжести должна быть мала по сравнению с его кинетической энергией». Ведь это условие в равной мере должно относиться и к планетам, поскольку их вращение подчинено тем же законам, что и вращение гироскопа.

9. Данная работа, та ее часть, которая относится к реставрации климатической зональности прошлых геологических эпох, базируется на большом фактическом материале, собранном из различных геологических описаний. Но характеристика аридных зон была бы значительно менее полной, если бы я не могла воспользоваться чрезвычайно детальным монографическим трудом Н. М. Страхова. Несмотря на различие интерпретации, данные по составу и размещению аридных отложений использовались полностью, кроме тех случаев, когда они относились к слишком большому для целей данной работы интервалу времени. Труднее также было бы справиться с исследованиями, если бы не прекрасная книга группы американских ученых «Проблемы палеоклиматологии» [74], изданная на русском языке в 1968 г.

Климатическая зональность различных геологических эпох расшифрована с разной степенью достоверности, для некоторых, к сожалению, далеко недостаточной. Более всего это относится к эпохам ордовикского периода. Кембрийский период вообще остался не охарактеризованным. Однако уже на этом материале ясно, что глобальные палеоклиматические карты, характеризующие эпохи или века, но никак не большие периоды геологической истории, являются ключом к пониманию многих явлений планетарного развития Земли. На их основе можно однозначно решить вопрос, существовал ли дрейф материков, перемещался ли полюс относительно материков или же планетарное развитие оказывало влияние на климатическую зональность Земли вследствие того, что периодически менялась скорость вращения планеты. Именно рассмотрению последней проблемы и посвящена данная книга. При этом следует подчеркнуть, что эти исследования означают начальную, а не завершающую стадию решения проблемы.

1. Алисов Б. П., Полтараус Б. В. Климатология. М., Изд-во МГУ, 1974. 297 с.
2. Архангельский С. М. Пермские и триасовые флоры Южной Америки.— В кн.: Растения мезозоя. М., 1968, с. 71—87.
3. Бемеллен ван Р. В. Геология Индонезии. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
4. Бенш Ф. Р. и др. О верхней перми в Северной Фергане.— «Узб. геол. ж», 1972, № 1, с. 42—52.
5. Богданов Н. А. Палеозой Востока Австралии и Меланезии. М., «Наука», 1967. 175 с.
6. Бордон В. Е., Урьев И. И. О геохимическом различии франских и фаменских отложений Припятской впадины.— «Докл. АН БССР», 1972, 16, № 4, с. 359—361.
7. Браун А., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970.
8. Брукс К. Климаты прошлого. М., Изд-во иностр. лит., 1952. 366 с.
9. Бубнов С. Геология Европы. ОНТИ, 1935.
10. Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. М., «Мир», 1960. 233 с.
11. Будыко М. И. Изменения климата. Л., Гидрометеониздат, 1969. 37 с.
12. Булгакова М. Д. Вещественный состав, особенности строения и условия формирования артыганской свиты хр. Орулган.— В кн.: Петрография и минералогия осадочных формаций Якутии. Якутск, 1972, с. 58—65.
13. Валиева А. А., Хачнева Л. С. Климатические условия накопления верхнеюрских и нижнемеловых красноцветов Устюрта.— «Докл. АН УзССР», 1971, № 1, с. 41—43.
14. Валяшко М. Г., Мандрыкина Т. В. Бром в соляных отложениях как генетический и поисковый признак.— В кн.: Соляные озера, методы их изучения и пути использования. М., 1952, с. 54—92.
15. Верзилин Н. Н., Окнова Н. С. Эоловые песчаники мелового возраста в Фергане.— «Литол. и полезн. ископ», 1975, № 5, с. 128—134.
16. Волошина З. Г. Соотношение девонских галогенных формаций в Центральной части Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Галогенные формации Украины и связь с ними полезных ископаемых. Киев, 1971.
17. Гассанов Т. А., Бабаев Р. Г. Об открытии верхнететонских отложений в Кодабекском районе Азербайджанской ССР (Малый Кавказ).— «Докл. АН АзССР», 1971, 27, № 10, с. 50—54.
18. Гарфиас В., Чапин Т. Геология Мексики. М., Изд-во Иностран. лит., 1956.
19. Геология Арктики. М., «Мир», 1969.
20. Геология и нефтегазоносность Индии. М., «Мир», 1968. 142 с.
21. Герт Г. Геология Анд. М., Изд-во Иностран. лит., 1959. 289 с., 20 карт.
22. Гидрогеология и гидрология аридной зоны земного шара. М., Изд-во иностран. лит., 1955.
23. Губайдуллин А. Л. Новые данные по характеристике позднефранских рифогенных построек Юго-Востока Татарии.— «Труды Татар. н.-и. и проектного ин-та нефт. пром.», 1971, вып. 20, с. 34—38.
24. Дарвин Дж. Приливы и родственные им явления в Солнечной системе. М., Изд-во иностран. лит., 1923.
25. Демокидов К. К. Основные черты геологического строения Лено-Оленекского района.— «Труды НИИГА», 1956, вып. 6.
26. Джабаров Г. Н. Новые данные по стратиграфии Кагазлинской площади.— «Изв. АН ТуркмССР, серия физ.-техн., хим. и геол. наук», 1971, № 1, с. 121—123.

27. Джилл Э. Н. Климаты кайнозойской эры в Австралии.— В кн.: Сол-
нечная активность и изменения климата. Л., Гидрометеониздат, 1966.
28. Дю Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
29. Егиазаров Б. Х. Геологическое строение Аляски и Алеутских остро-
вов. Л., «Недра», 1969. 262 с.
30. Журавлев В. С., Свиточ А. А. О первоначальной мощности соленос-
ных отложений в Прикаспийской низменности.— В кн.: Проблемы геологии
Западного Казахстана. Алма-Ата, 1971, с. 197—204.
31. Журавлев В. С. и др. Казанские соленосные отложения Прикаспий-
ской низменности и ее северного обрамления.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.»,
1972, 47, № 2, с. 40—54.
32. Зайков В. В. и др. Новые данные о соленосности девонских отложе-
ний Тувы.— «Геология и география», 1967, № 8, с. 21—27.
33. Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оцен-
ки месторождений минеральных солей. М., Госгеолтехиздат, 1953. 202 с.
34. Иванов А. А., Кириков В. Н. К вопросу об условиях формирования
соленосных отложений Армении и их калиеносности.— «Сов. геол.», 1957, № 3,
с. 34—44.
35. Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений
(формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.
36. Ирди А. Структурная геология Северной Америки. М., Изд-во
иностр. лит., 1954.
37. Ищенко Т. А. Палеоботаническое обоснование стратиграфии конти-
нентального девона Подолии.— «Геол. ж.», 1972, 32, № 1, с. 74—83.
38. Кайгородов А. И. Естественная зональная классификация климатов
земного шара. М., Изд-во АН СССР, 1955.
39. Карапетов С. С., Лелешус В. Л. Стратиграфия и табуляты силура
Афганистана.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1975, 50, № 4, с. 95—106.
40. Карцева О. А. и др. Новые данные о палеозойских образованиях Ту-
ранской плиты.— «Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка». 1972, № 5,
с. 39—43.
41. Кикодзе Г. С. и др. Полоса субплатформенных фаций (верхней юры
Абхазии).— В кн.: Вопросы геологии северо-западной части Абхазии. Тбили-
си, 1972, с. 75—99.
42. Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во
иностр. лит., 1961. 297 с.
43. Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948.
44. Коган В. Д. Аналоги сбхв в перми Юга Русской платформы.— «Ли-
тол. и полезн. ископ.», 1972, № 6, с. 146—156.
45. Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит.,
1954.
46. Комиссарова И. Н. О возрасте нижнепермской соленосной толщи Се-
веро-Каспийского бассейна.— «Труды Всес. н.-н. геологоразвед. нефт. ин-та»,
1970, вып. 101, с. 55—68.
47. Корневский С. М. Закономерности соленонакопления на Русской
платформе.— В кн.: Литология и палеогеография палеозойских отложений
Русской платформы. М., 1972, с. 255—270.
48. Корпачева С. К. О взаимоотношениях гипса и ангидрита в верхнетор-
тонских хемогенных отложениях Прикарпатья.— В кн.: Вопросы минералогии
осадочных образований. Кн. 8. Львов, 1970, с. 27—34.
49. Крейденков Г. П., Распопин В. А. Палеоген Алайского и Заалайского
хребтов.— В кн.: Материалы по геологии кайнозоя и новейшей тектоники
Тянь-Шаня. Фрунзе, 1970, с. 24—37.
50. Криштофович А. Н. Палеоботаника. М., Гостоптехиздат, 1957. 646 с.
51. Ксенджкевич М., Самсонович Я. Очерк геологии Польши. М., Изд-во
иностр. лит., 1956.
52. Кузнецов С. С. Геология СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.
53. Кульков Н. П. Биостратиграфическое сопоставление Горного Алтая и
Салаира.— «Геология и геофизика», 1970, № 6, с. 72—79.

54. Ландау Л. Д., Ахиезер А. И., Лифшиц Е. М. Курс общей физики. Механика и молекулярная физика. М., «Наука», 1969, 399 с.
55. Лапкин И. Ю. Роль заключительных фаз герцинского тектогенеза в образовании галогенных формаций Юга и Запада Русской платформы. — В кн.: Галогенные формации Украины и связь с ними полезных ископаемых. Киев, 1971, с. 130—131.
56. Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
57. Лунсгергаузен Г. Ф. Материалы по стратиграфии мезозойских и палеогеновых отложений северной ветви Доно-Медведицких поднятий. — «Труды ВАГТ», 1956, вып. 2.
58. Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. Части I и II. М., изд. МГУ. 1951—1952.
59. Малиновский Ю. М. Трансгрессии и климат. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., 1963, с. 129—143.
60. Марков Е. П. Ордовик и ранний силур Юго-Запада Тунгусской синеклизы. Стратиграфия, фации, палеогеография. — «Труды СНИИГГИМС», 1970, вып. 85, 144 с.
61. Матухин Р. Г., Нестеровский В. С. Новые данные о солености дельта в районе пос. Талнах (Северо-Запад Сибирской платформы). — «Труды СНИИГГИМС», 1971, вып. 27, с. 166—168.
62. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М., ГОНТИ НКПТ СССР, 1939.
63. Михайлов Ю. А., Черняк Г. Е. Описание опорного разреза. — В кн.: Опорный разрез нижнекаменноугольных отложений Восточного Таймыра. Л., изд. НИИГА, 1972, с. 6—10.
64. Мокиенко В. Ф. Применение строения для целей региональной корреляции нижнепермских отложений Юго-Востока Русской платформы. — «Литол. и полезн. ископ.», 1970, № 5, с. 143—147.
65. Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1956, 388 с.
66. Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, 810 с.
67. Новейшие геологические исследования в Антарктиде. М., «Мир», 1966.
68. Орлова А. В. Изменение климата Земли как показатель неравномерной скорости ее вращения. В кн.: — Проблемы планетарной геологии. М., 1963, с. 50—121.
69. Ондайк Н. Д. Палеоклиматология и дрейф континентов. — В кн.: Дрейф континентов и горизонтальные движения земной коры. М., 1966, с. 159—182.
70. Палеогеография СССР (объяснительная записка к Атласу палеогеографических карт СССР). Т. 2. М., «Недра», 1975.
71. Палант И. Б., Травина Л. М. Некоторые особенности каменноугольных отложений, вскрытых Ташлинской скв. 25 в прибортовой зоне Прикаспийской впадины. — «Труды Оренбург. нефт. ин-та», 1970, вып. 1 (60), с. 33—36.
72. Плещенко И. В. и др. Условия образования хемогенных осадков в кайнозойских молассах Ферганы. — В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Л., 1972, с. 44—52.
73. Плотников М. А., Янулов К. П. О соде в верхнепермских отложениях Западного Притиманья. — «Литол. и полезн. ископ.» 1973, № 3, с. 139—140.
74. Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968.
75. Погуляев Д. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Смоленской области в свете новых данных. — В сб. научн. работ (Смоленск. граев. научн.-иссл. ин-т), вып. I. Смоленск, 1957.
76. Пыжьянов И. В., Власов Н. Г. Новые данные по корреляции перми Северного Памира. — «Докл. АН СССР», 1970, 195, № 1, с. 170—173.
77. Първанов Б. Опыт за лито-стратиграфните скале в централния и южния дял на Краището. — «Юбилейн. сб. в чест Великате Окт. соц. революция 1917—1967». София, 1969, с. 317—324.
78. Рахимбаев Т. Б. Позднеордовикские рифы и вулканы Пристепняковского района. — В сб.: «Геология», вып. 7. Алма-Ата, 1971, с. 43—46.

79. Рубинштейн М. Л. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам геологии. Тбилиси, «Мицнисрба», 1967.
80. Рухин Л. Б. Основы литологии. Л., Гостоптехиздат, 1961. 770 с.
81. Рябых О. Ф. Периодичность накопления нижнепермской галогенной толщи Днепровско-Донецкой впадины.— В кн.: Галогенные формации Украины и связь с ними полезных ископаемых. Киев, 1971, с. 122—125.
82. Сапельников В. П., Рукавишников Т. Б. Верхнеордовикские, силурийские и нижнедевонские пентамериды Казахстана. М., «Наука», 1975. 225 с.
83. Седлецкий В. И. Калийные соли Средней Азии.— «Литол. и полезн. ископ.», 1969, № 5, с. 129—139.
84. Седлецкий В. И., Байков А. Л. О нижнемеловых соляных отложениях Средней Азии.— «Труды Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР», вып. 116, с. 252—254.
85. Сицицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1969. 445 с.
86. Слюсарь Б. С., Няза В. И. О распространении и вероятном возрасте серии Предбурдзского прогиба.— «Бул. Акад. Штинце РСС Молд. Изв. Молд. ССР, серия физ.-техн. и мат. наук», 1970, № 3, с. 70—75.
87. Сочава А. В. К вопросу о генезисе красноцветов.— «Литол. и полезн. ископ.», 1970, № 3, с. 123—126.
88. Спасов Хр. Стратиграф. на долина карбон в някон от сондажито в Североизточна България.— «Изв. геол. ин-т, Бълг. сер. стратигр. и литл.», 1972, 21, с. 5—17.
89. Степаненко А. И. Спорово-пыльцевые комплексы из красноцветных отложений Тургайского прогиба.— В сб.: «Геология», вып. 7. Алма-Ата, 1971, с. 21—18.
90. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I, Т. III, М., Изд-во АН СССР, 1962.
91. Струве О., Линдас Б., Пилланс Э. Элементарная астрономия. М., «Наука», 1967. 483 с.
92. Тисленко Ю. В., Гольберт А. В. Некоторые особенности развития растительного покрова Западной Сибири в юре, раннем мелу и сеномане в связи с изменениями палеогеографической обстановки.— В кн.: Географические проблемы Сибири. Новосибирск, 1972, с. 202—208.
93. Троицкий В. И. Ритмо-стратиграфическое расчленение верхнетриасовых и юрских отложений Средней Азии.— «Научн. труды Ташкент. ун-та», 1971, вып. 405, с. 101—108.
94. Уиппл Ф. Земля, Луна и планеты. М., «Наука», 1967.
95. Устрицкий И. Я. Среднекаменноугольные ледово-морские осадки Северо-Востока СССР.— «Докл. АН СССР», 1971, 199, № 2, с. 437—440.
96. Федорович Б. А. Вопросы происхождения и формирования песчаного рельефа пустынь.— «Труды Ин-та геогр. АН СССР», 1948, с. 160—183.
97. Феофилова А. П. Конкреции в ископаемых почвах пермокарбонатов отложений Донецкого бассейна и связь их с климатом.— «Литол. и полезн. ископ.», 1972, № 5, с. 67—74.
98. Фивег М. П. О геологических условиях формирования соляных толщ.— В кн.: Соляные озера, методы их изучения и пути использования. М., 1952, с. 3—9.
99. Фюрон Р. Введение в геологию и гидрогеологию Турции. М., 1955. Изд-во иностр. лит., 1955.
100. Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. Геологическая история. М., «Мир», 1966.
101. Хурсик В. З., Ширинкина А. П. Нижняя граница кунгурского яруса в пермском Приуралье.— «Сов. геол.», 1970, № 6, с. 118—127.
102. Шварцбах М. Климаты прошлого. М., Изд-во иностр. лит., 1955. 281 с.
103. Шлезингер А. Е. История геологического развития Северного Приаралья и Северного Устьюрта.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Северного Приаралья и Северного Устьюрта. М., 1970, с. 121—131.
104. Шухерт Ч. Палеогеографический атлас Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 48 карт.

105. Эпштейн О. Г. Верхнепермские ледово-морские отложения бассейна истоков Колымы.— «Литол. и полезн. ископ.», 1972, № 3, с. 112—127.
106. Эшманов К. Литолого-петрографические особенности нижнемеловых отложений Южного Приаралья.— В кн.: К геохимии и литологии Средней Азии. Л., 1972, с. 95—99.
107. Янев С., Тренчев Я. Стратигр. и литол. скали при с. Стакевици Виденска.— «Изв. ин-та Бъелг. АН, сер. стр. и литол.» 1972, 21, с. 19—39.
108. Acenolaza F., Gilberto. La Cuena ordovicica de la Riojcha, Sa importanika ectratigrafika y regional.— «Acta geol. lilloana», 1969, N 10, p. 105—119.
109. Aguede V. I. A. Estudio de la region de Santamera Cordillera Iberika.— «Cuad. geol. iber.», 1971, p. 233—266.
110. Aleksandrowicz S. W. Osadi delnegodwoni w kluczach kolo Olusza.— «Rocz. tow. geol.» N 3, p. 151—165.
111. Audley-Charles M. G. Mesozoic Palaeogeography of Australasia.— «Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology», 1966, vol 2, N 1, Amsterdam, p. 1—25.
112. Audley-Charles M. G. Permian Palaeogeography of Northern Australia—Timor region.— «Palaeogeography, Palaeoclimatology», 1965, vol. 1, N 4, Amsterdam, p. 297—306.
113. Barfeti J. C., Gidon M., Lemoine M. Observation nouvelles et hypotheses sur le Trias superieur de la zone Brianconnaise pres Briancon.— «C. R. Acad. sci.», 1970, D270, N 24, p. 2900—2902.
114. Bartlett G. A., Smith L. M. Mesozoic and Cenozoic Grand Banks of Newfoundland.— «Can. J. Earth Sci.», 1971, 8, N 1, p. 65—84.
115. Basset M. G. Review of the stratigraphy of the Wenlock in the Welsh border-land and South Wales.— «Palaeontology», 1974, 17, N 4, p. 745—777.
116. Bigarella J. J. and oth. Palaeogeographical features of the Serra Grande and Pimenteira formations (Parnaiba, Brazil.— «Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology», 1965, vol. 1, N 4, Amsterdam, p. 259—296.
117. Blackett P. M. S. Comparison of ancient climates with the ancient latitudes deduced from rock magnetic measurements.— «Proc. Roy. Soc. London», 1961, ser. A, 263, p. 3—12.
118. Bolton Th. E. Geological map (22 H, 12 EF) and notes on the Ordovician and Silurian litho- and biostratigraphy, Anticosti, Island, Quebec.— «Pap. Geol. Surv. Can.», 1971, (1972), N 19, vol. 1, 45 p.
119. Bortolotti V. and oth. The miogeosynclinal sequences.— «Sediment. geol.», 1970, 4, N 3—4, p. 341—344.
120. Brouwer D., Weerkom A., van. The secular variations of the orbital elements of the principal planets.— «Astronom. Papers Am.» Ephemer. (Washington), 1950, pt 2, N 81, p. 13.
121. Collignon M., Lefrans J. Ph., Toutin N. Une serie turonienne type dans le Nord du Sahara; les formations a l'Ouest de Fort-Miribel (Algirie).— «C. r. Acad. sci.», 1970, D 270, N 25, p. 3014—3016.
122. Corrales Z. Estudio geologico de la Cordillera Iberica en los alrededores de Siquenra.— «Cuad. geol. iber.» 1970, N 1, p. 267—286.
123. Crowell J. C., Frakes L. A. Late Palaeozoic glaciation of Australia.— «J. Geol. Soc. Austral.», 1971, 17, N 8, p. 115—155.
124. Cumming L. M. Ordovician strata of the northern Manitoba.— «Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.», 1971, N 9, p. 189—197.
125. Danieli C. A. Facies tucumana del Terciario subandino, Algunas correlaciones estratigraficas y litologicas en el NM Argentino.— «Acta geol. lilloana», 1966, 8, p. 147—155.
126. Donald G. B., Robert L. N. Saline Lakes and Drill-Hole brines, McMurdo Sound and Antarctica.— «Bull. of the Geol. Soc. of America», 1960, vol. 71, p. 1703—1708.
127. Frakes L. A., Crowell J. C. Late Paleozoic glaciation; Africa excluded of the Karroo Basin.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1970, 81, N 8, p. 2261—2285.
128. French R., Rooney L. F. Gypsum resources of Indiana.— «Dep. Natur. Resour. Geol. Surv. Bull.», 1969, N 42, 34 pp.
129. Gardiner P. R. R., Visscher H. Permian—Triassic transition sequence

- et Kungscourt. Ireland.—«Nature, Phys. Sci», 1971, 229, N 7, p. 209—210.
130. *Glaciologi i Sahara*.—«Forsk och framsted», 1970, N 4, p. 16—17.
131. *Hänel M.* Fazies, sedimentation and Paläogeographie der Grillenberg- und Mansfelder Schichten Amse-Pand des Harzes. «Hallesches Jahrb. Mitteldeutsche Erd.», 1967, Pd. 9, Leipzig, 1969, p. 93—109.
132. *Haltenhof M., Hofrichter E.* Feinstratigraphie, Fazies und Bromgehalte isochroner Schichtendes Liniensalezes (Zechstein) im Zentralen Teil des Zechsteinbeckens (Raum. Hannover).—«Geol. J.» (BRD), 1972, 90, N 1, p. 65.
133. *Hiesel W.* Permoskythische Raum.—«Verb. Geol. Bundesanst.», 1972, N 1, p. 163—165.
134. *Jawor E.* Wgiebna budowa geologiczna na uschod ad Krakowa.—«Acta geol. Pol.», 1970, 20, N 7, p. 709—769.
135. *Julivert M., Truyols J.* Sobre la naturalera del contacto Cretaceo—Terciario en la zona Urbana de Oviedo.—«Prev. geol. astur», 1969, 43, N 2, p. 17—24.
136. *Jurkiewicz H.* Rozwóg li tologieznzny cechstypu w zachodzie czesci Nieckii Nidzianskie. —«Kwart. geol.», 1970, 14, N 1, p. 79—87.
137. *Kieken M.* Résumé des connaissances des vingt dernières occidentales des Biban (Département d'Alger).—«Bull. Bur. rech. geol. et minceras», 1970, Sec. 4, N 4, p. 45—76.
138. *Klovan J. E., Embry A. F.* Upper Devonian stratygraphy northeastern Banks Island, N. W. G.—«Bull. Can Petrol. Geol.», 1971, 19, N 4, p. 705—729.
139. *Kurkland D. M., Gerhard J. E.* Jurassic salt, central Gulf of Mexico and its Temporal relation to circum—gulf evaporites.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1971, 55, N 8, p. 680—686.
140. *Lapparent A. F.* at. a. Sur la stratigraphie et la palaeobiologie de la Serie permocarbonifere du Dacht-e-Nawar, Afganistan.—«Bull. Soc. geol. France», 1970, 12, N 3, p. 565—572.
141. *Le Masurier W. E.* Volcanic evidence for early tertiary glaciation on Marie Berd Land.—«Antarct. I. U. S.», 1970, 5, N 5, p. 150—155.
142. *Marocco R.* Etude geologique de la chaîneandine au niveau de ladeflexion d'Abacay (Perou).—«Can. ORSTOM geol.», 1971, 3, N 1, p. 45—57.
143. *Mawson R.* The geology of the Windellama area, New South Wales.—«J. act. Proc. Roy Soc. NSW», 1975, 108, N 1—2, p. 29—36.
144. *Mégart F.* at a. La chaîne Hercynienneau Perou et en Boliwe. Premiers resultates.—«Can. ORSTOM, geol.», 1971, 3, N 1, p. 5—43.
145. *Melender H.* Estratigraphia v estruktura del sektor norte de la Sierra de Altomira (Bala rgue—Buendria).—«Boll. Real. Soc. Esp. histor, natur Soc. geol.», 1969, 67, N 2.
146. *Millens T.* Pevised corralation some Carboniferous rock unitsin the Causey Dam quadrangle Weber County, Utah.—«Geol. Surv. Profess. Pap.», 1971, N 750-D, D 105—D 107.
147. *Miller R. H.* Late Ordovician—Early Silurian conodont biostratigraphy, Inyo Mountains, California.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1976, 86, N 2, p. 159—162.
148. *Milovanovic B., Grubic A.* Le senonien superieur a rudistes des Carpatides de la Serbie orientale.—«Глас. Прир. Музеја Белграду», 1970, AB 25, c. 35—39.
149. *Monseur G., Pel J.* Peef facies dolomitization and stratufified minéralization.—«Miner. depozita» 1972, N 1, p. 89—99.
150. *Moryc W.* Trias Przedsozka Karpat Sredkowych.—«Rocz. Pol. Tow. geol.», 1971, 41, N 3, p. 419—486.
151. *Mostler H.* Zur Gliedderung der Permoskuth— Schichtfoge im Raume zwischen Wörgl und Hochlilzem (Tirol).—«Verh. Geol. Bundesanst.», 1972, N 1, p. 155—162.
152. *Mostler H.* Die Permoskythische Transgressions Serie der Gailtaler Alpen.—«Verb. G. 71, Bundsast.», 1972, N 1, p. 143—149.
153. *Meyrs J. B.* Permian patch reefs in Tinlau mountains, west Texas.—«Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1972, 56, N 3, p. 494—502.
154. *Neumann-Mahlkau P.* Sedimentation und Paläogeographie zur Leit

Gedinne-Transgression am Massiv von Stavelot-Venn.—«Geol. Mitt.», 1968, 9, N 4, p. 311—356.

155. *Norford B. S., Macqueen R. W.* Lower paleozoic Franklin Mountain and Mount Kindle formations, District of Mackenzie; Then type Sections ons. and regional developmen.—«Pap. Geol. Surv. Can.», N 34, vi, 33 pp.

156. *Parkin J.* Silurian rocks of Inishvikilane, Blasket, Islands, Co Korry.—«Sci. Proc. Rou. Dublin Soc.» 1974, 5, N 17, p. 277—291.

157. *Podemski M.* Szary spagawiec w okolicy Nowej Soli.—«Kart. geol.», 1970, 14, N 2, S. 291—302.

158. *Sakač K., Cušić I., Scavincar B.* Age of the clastic and evaporite deposits in the environs of Drinš (Dalmatia).—«Bull. sci. konc. Acad. ski at artz. PSF», 1970, v. A-15, N 9, p. 312—313.

159. *Scoffin T. R.* The conditions of growth of the Wenlock reefs of Sropshire (England).—«Sedimentology», 1971, N 3-a, p. 173—219.

160. *Skjerlie F. J.* Sedimentasjon og tektoniks utvikling i kvamshestens devonfelt, Vest-Norge.—«Nord. geol. unders», 1971, N 270, p. 77—108.

161. *Skinner P.* Plaster rock map-area. New Bransuik.—«Pap. Geol. Surv. Can.», 1971, Part A, p. 13—16.

162. *Solar Y., Jose R.* Estudio geologico de la Azalar (Cuence Cantabrica oriental).—«Bol. geol. y minero», 1970, 82, N 5, p. 406—428.

163. *Spjeldnaes N.* The Eocambrian in Norway.—«Geol. Rundschau Internat. Zeitschrift für Ferdinand enke Veelag», Stuttgart, Band 54, Helt 1, 1965.

164. *Suarez V. L.* Ei Leias de Asturias.—«Senin estratigr», 1969, N 4, p. 41—46.

165. *Suveizdis P. J.* Zur Entwicklung des terrigeneen Unterperus in Süddighen Baltikum.—«J. Angew. Geol.», 1970, 16, N 5, p. 248—251.

166. *Tamin G.* L'ordovician de la Sierra Morena orientale (Espagne).—«Compt. rend. 94 Congr. nat. Soc. savant Pau, 1969, sec. geol» t. 2, Paris, 1971, p. 275—292.

167. *Thompson A. M.* Geochemistry ol color genesis in red-bed sequence. Suniata and Bald Engle Farmations, Pensylvania.—«J. Sedimeht Petrol», 1970, 40, N 2, p. 599—615.

168. *Thompson D. B.* Sedimentation of the Trassik (Scythian) Red Robble Sandstones in the Cheshire Basin and its margins.—«Geol. J.» 1970, 7, N 1, p. 183—261.

169. *Tomczykowa E., Tomcczyk T.* Now dane o stratygrafii Sylugy w Zachodniej Mongolii.—«Bull. Inst. Geol.», 1970, N 226, p. 465—482.

170. *Toutin N., Lefranc J. Ph.* Le Turonion du Nord du Tadémalt (Sahara, Central Algérie). Eshude stratigraphiquo et sedimentologique.—«Bull. Soc. Geol. France», 1970, 12, N 3, p. 435—446.

171. *Turner J. C. M.* Estratigrafia de la comaca de Santa Catalina (Provincia de Jujuy).—«Acta geol. lilloana», 1966, N 8, p. 33—47.

172. *Walker P. G.* Nondeltaic depositional environments in the Catskilenian wedge (Upper Devonian) of Central Penssylvania.—«Bull. Geol. Soc. Amer.», 1971, 82, N 5, p. 1300—1326.

173. *Waugh B.* Petrology, provenance and silica diagenesis of the Penrith Sandstone (Lower Permian)of nordwest England.—«J. Sediment Petrol», 1970, 40, N 4, p. 1226—1240.

174. *Wolpensinger U.* Der Dinkerberg der Geologische Aufbau des Dinkelberges.—«Stalactite», 1969, 18, N 2, p. 54—77.

175. *Zelichowski A. M.* Wyniki wiercenia Lublin 1g-1.—«Prz. geol.», 1972, p. 2—8.

176. *Zelman J.* Geologicky vyvoj Chile.—«Acta geol. et geogr. Unuv. Comen. geol.», 1970, N 19, p. 213—214.