Н.М. СТРАХОВ

ОСНОВЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

ЧАСТЬ

II

ГОСГЕОЛИЗДАТ

551.7
С-83

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СОЮЗА ССР

Н. М. СТРАХОВ

ОСНОВЫ ИСТОРИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Часть II

Э268
1948

Допущено
Министерством высшего образования
в качестве учебного пособия для вузов

ԳՐԱԴԱՐԱՆ

ГОСГЕОЛИЗДАТ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва 1948 Ленинград

Глава I

ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДЕВОНСКИЙ ПЕРИОД

1. Органический мир девонского периода и руководящие ископаемые

Табл. I, II, III

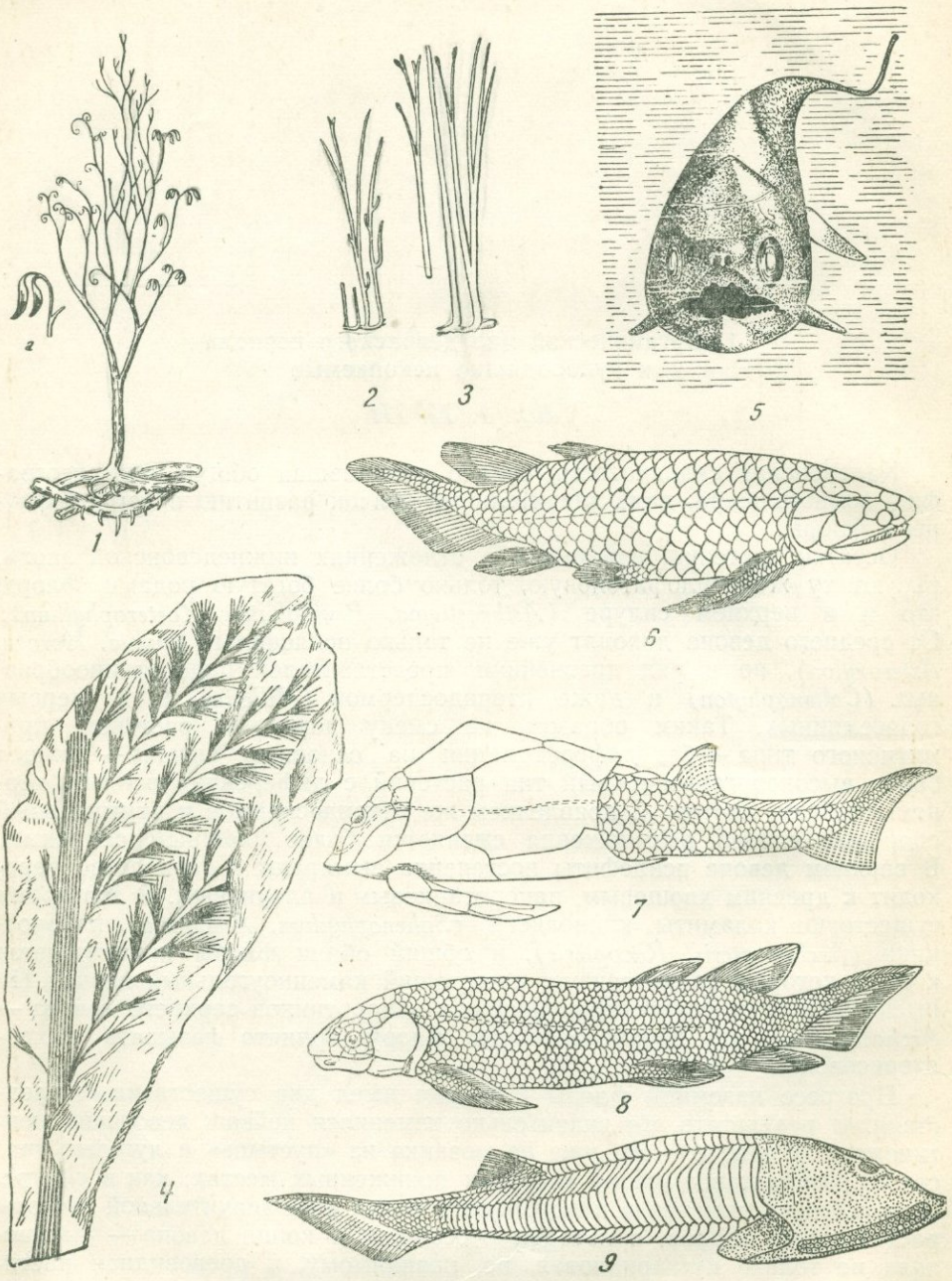
Каледонская складчатость, сильно изменившая общую палеогеографию земного шара, дала значительный толчок развитию наземной фауны и флоры.

Остатки растений, найденные в отложениях нижнедевонской эпохи, рисуют ту же псилофитоновую, только более богатую родами, флору, что и в верхнем силуре (*Arthrostigma, Psylophyton, Zosterophyllum*), От среднего девона доходят уже не только псилофиты (*Rhynia, Hornea, Asteroxylon*), но и ряд древнейших представителей папоротникообразных (*Calamophyton*) и даже птеридоспермов (*Milleria*), т. е. первых голосемянных. Таким образом, на смену наземных растений примитивного типа — без диференциации на основные органы — пришел более высокоорганизованный тип растений с диференцированным корнем, стеблем, листом. С появлением же птеридоспермов и примитивный споровый способ размножения сменяется более сложным семенным. В верхнем девоне псилофиты постепенно вымирают и господство переходит к древним хвощевым, папоротниковым и плауновым. В это время существуют каламиты, клинолисты (*Sphenophyllum, Annularia*), папоротники (*Archaeopteris, Rhacopteris*), и общий облик флоры приближается к тому, который характеризует следующий каменноугольный период. По имени одного из распространеннейших папоротников верхнего девона — *Archaeopteris* — эту верхнедевонскую флору принято называть археоптерисовой.

Прогресс наземной флоры в девоне имел два существенных следствия. В результате его значительно изменился пейзаж девонских континентов. В девоне — это уже не мозаика из «пустынь» и луговых участков, располагавшихся во влажных пониженных местах, как в силуре. Во влажных климатах в девоне существовал уже значительной густоты растительный покров, в котором — особенно в конце девона — участвовала не только кустарниковая, но, повидимому, и древовидная растительность. Другим следствием прогресса сухопутной флоры является участие растений в породообразовании: первые, правда весьма маломощные, прослои углей относятся к девонскому периоду.

Изучение пространственного распределения остатков наземной девонской флоры позволяет вскрыть характерную ее черту: поразительное однообразие состава на самых удаленных друг от друга участках

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ДЕВОНСКОГО ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА



1 — Psylophyton; *2* — Rhynia; *3* — Hornea; *4* — Archaeopteris; *5* — Coccosteus; *6* — Holoptychius; *7* — Pterichtys; *8* — Dipterus; *9* — Cephalaspis

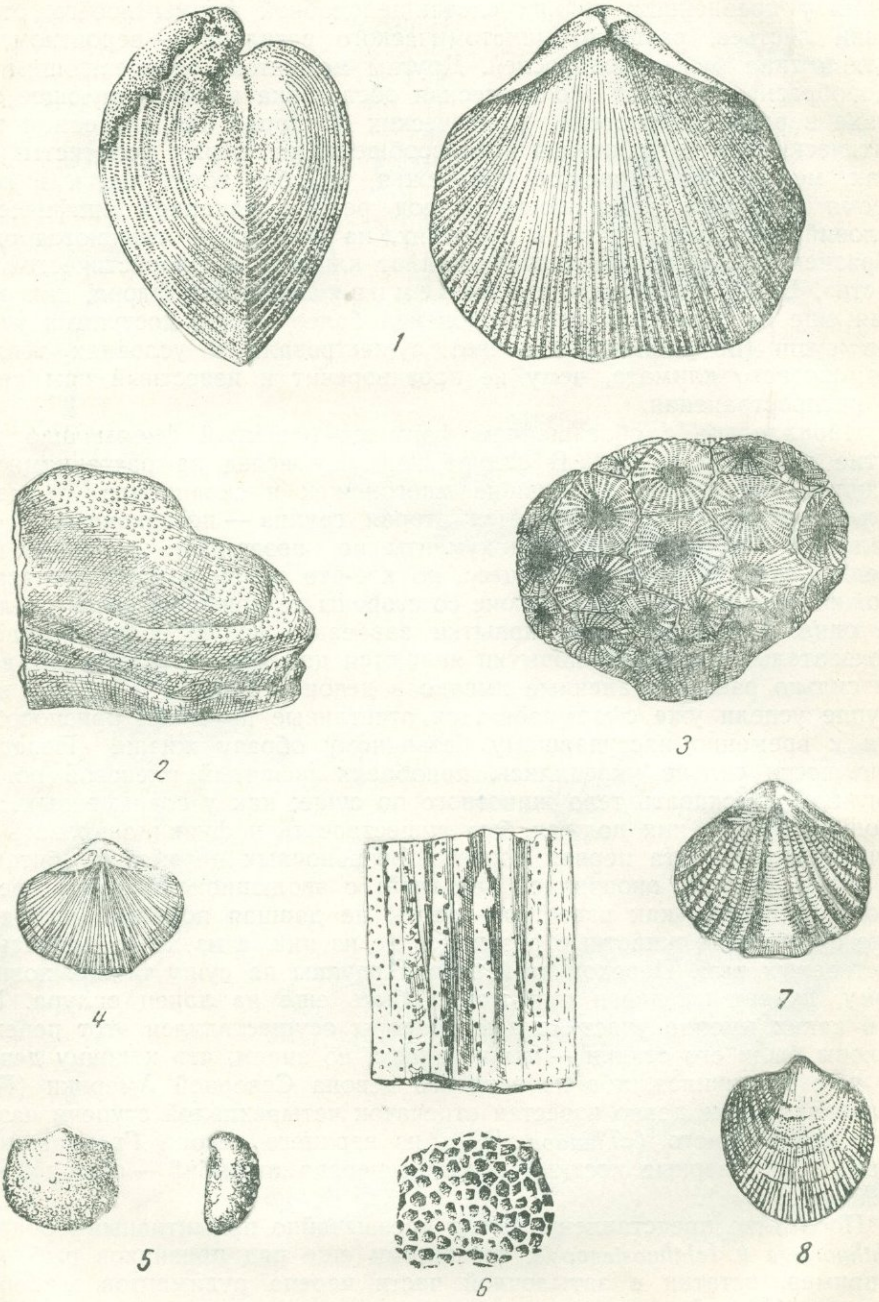
земной коры — в Шотландии, Норвегии, Чехии, Германии, Азиатской части СССР, Китае, Канаде. «Это однообразие,— пишет А. Н. Криштофович [17] — с одной стороны, является следствием генетической близости этих молодых форм к своим предкам, что выражается в сохранении у древнейших из них слоевищеподобной формы побега, отсутствии листьев, развитии дихотомического ветвления — вероятном наследии типа бурых водорослей. Другим моментом, определяющим это однообразие, является экологическая обстановка и доминирующее значение в развитии растений эдафических факторов над значением климатических, ввиду обитания этих сообществ на сырых болотистых местах, может быть морского побережья, подобно тому, как и в наше время растения, развивающиеся под резким влиянием эдафических условий,— на солончаках, в пустынях, на болотах,— отличаются однообразием габитуса, вне зависимости от климата и флористической области». Весьма возможно, что наземная девонская флора, как стоящая еще на первых ступенях одоления более трудно доступных участков суши (по климату и почве), существовала в условиях теплого безморозного климата, чему не противоречит и известный нам ареал ее распространения.

Параллельно с обогащением формами наземной флоры шло развитие наземной фауны. В силуре на сушу вслед за растениями потянулись членистоногие, давшие многоножек и скорпионов. В девоне к членистоногим присоединяется вторая группа — позвоночные. К сожалению, сохранившиеся документы не позволяют детально проследить этот важнейший процесс, но кое-что о нем мы все же знаем. Можно утверждать, что в девоне со стороны позвоночных была сделана не одна, а минимум две попытки завоевать новую среду обитания. Доказательством одной попытки являются двоякодышащие рыбы, весьма сильно распространенные именно в девоне (*Dipterus* и др.). В этой группе успели уже сформироваться отчетливые признаки приспособления к временно наступавшему безводному образу жизни. Передние конечности сильно укрепились, приобрели развитый плечевой пояс и могли перетаскивать тело животного по суше; как у современных двоякодышащих, у них должен был существовать и функционировать легочный мешок. Эта первая попытка позвоночных перейти к обитанию на суше, однако, окончилась неудачей: с эволюционной точки зрения двоякодышащие, как известно,— ветвь, не давшая побегов; последующие сухопутные животные развились не из них, а из другой группы — кистеперых рыб. Переход этой второй группы на сушу также, повидимому, падает на девон или может быть еще на конец силура. Как и в каких именно участках земной коры осуществлялся этот переход, каковы были его стадии — мы не знаем, но знаем, что к концу девона он уже закончился, ибо из верхнего девона Северной Америки (Пенсильвания) уже давно известен отпечаток четырехпалой ступни наземного позвоночного (*«Thinopus»*[1]), а из верхнего девона Гренландии — первые достоверные костные остатки: черепа амфибий — стегоцефалов (*Ichthyostegidae*).

Последние представлены двумя чрезвычайно примитивными родами: *Ichthyostega* и *Ichthyostegopsis*, имеющими еще ряд признаков рыб, как, например, остатки в затылочной части черепа рудиментов жаберной крышки (operculum) и расположение наружных носовых отверстий не на верхней, а на нижней части рыла. Областью, где происходил переход кистеперых рыб на сушу, были, надо думать, полупустынные участки,

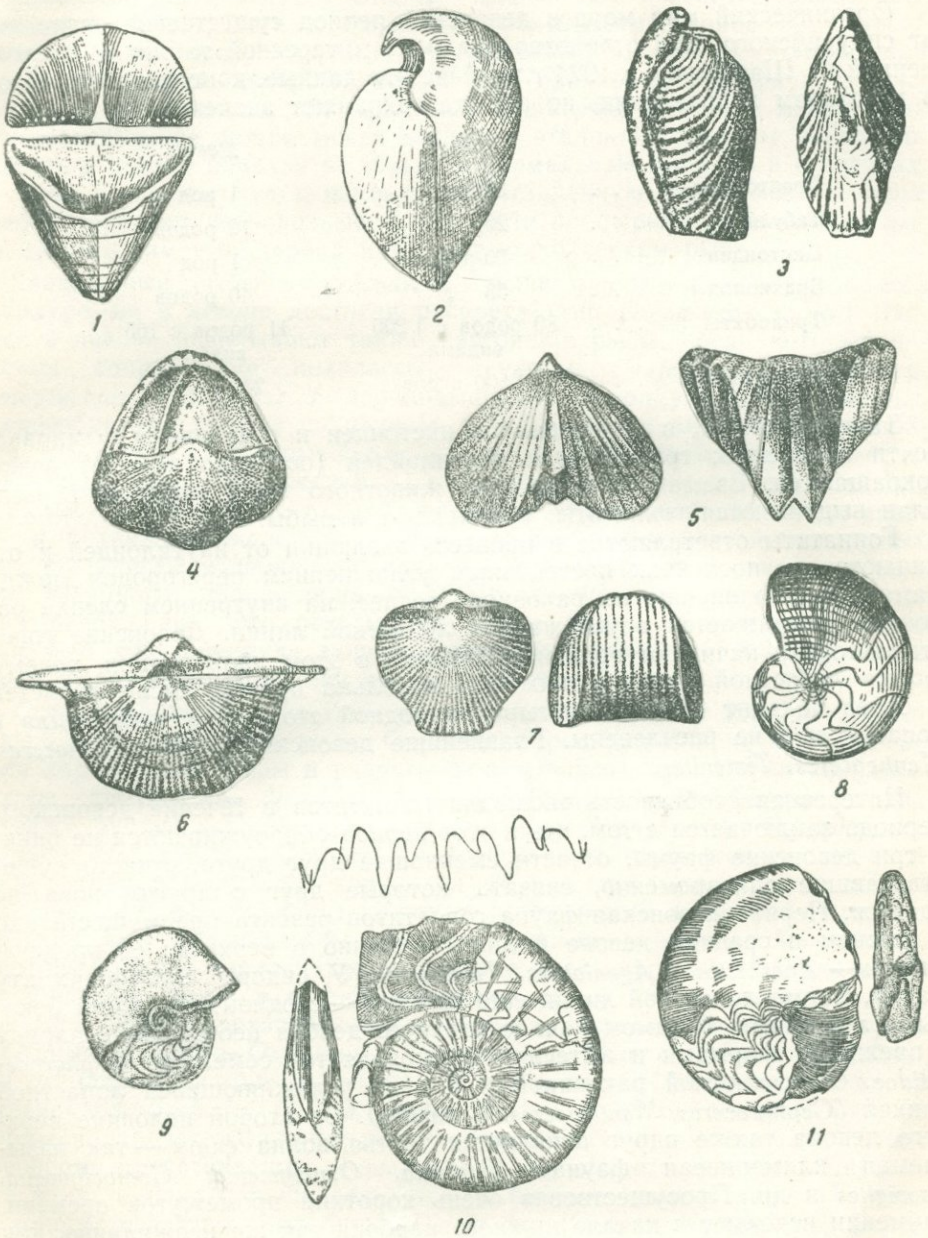
[1] Достоверность принадлежности этого отпечатка именно наземным позвоночным в последнее время, впрочем, оспаривается.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ДЕВОНСКОГО ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА



1 — Pentamerus baschkiricus; *2* — Alveolites suborbicularis; *3* — Cyathophyllum hexagonum; *4* — Spirifer anossofi; *5* — Productella subaculeata; *6* — Favosites goldfussi; *7* — Spirifer undifer; *8* — Atrypa reticularis

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ДЕВОНСКОГО ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА



1 — Calceola sandalina; *2* — Stringocephalus; *3* — Karpinskya; *4* — Spirifer archiaci; *5* — Rhynchonella livonica; *6* — Spirifer disjunctus; *7* — Rhynchonella cuboides; *8* — Tornoceras simplex; *9* — Manticoceras intumescens; *10* — Clymenia; *11* — Timanites;

усеянные рядом болот, озер, лагун и подвергавшиеся частому высыханию. Эти пересыхания лагун, повидимому, и дали толчок к тому, что в процессе естественного отбора стали выживать формы, переносившие все более и более длительное высыхание бассейна и, так сказать, постепенно отрывавшиеся от воды.

Органический мир моря в девонский период существенно отличался от силурийского. Это отчетливо видно из интересной таблички, составленной Ф. Шаффером в 1924 г.; сейчас эти данные, конечно, нуждаются в некотором исправлении, но все же сохраняют значение.

	Силур	*Девон*
Граптолиты	32 рода	1 род
Табуляты	22 „	12 родов
Цистоидеи	50 родов	1 род
Брахиоподы	58 „	40 родов
Трилобиты	80 родов с 1 200 видами	11 родов с 105 видами
Наутилоидеи	1 500 видов	230 видов

Таким образом, в конце силура цистоидеи и граптолиты вымирают почти полностью; трилобиты и наутилоидеи (особенно первые) резко сокращаются. Взамен их в составе животного мира моря на первый план выдвигаются гониатиты, брахиоподы и рыбы.

Гониатиты ответвляются в процессе эволюции от наутилоидей и отличаются от последних постепенным усложнением перегородок между камерами, что внешне на раковине (точнее, на внутреннем слепке раковины) выражается в усложнении лопастной линии. Девонские гониатиты только начинают эволюционировать в этом направлении, почему форма лопастной линии у них еще довольно проста: число лопастей и седел доходит всего до четырех на одной стороне, а сами седла и лопасти еще не расчленены. Главнейшие девонские роды — *Tornoceras, Manticoceras, Timanites*.

Интересная особенность эволюции гониатитов в течение девонского периода заключается в том, что в этот период обнаруживаются не одна, а три девонские фауны, отчасти сменившие друг друга, отчасти существовавшие одновременно, связать которые друг с другом пока не удается. Первая девонская фауна гониатитов развита преимущественно в нижнем и среднем девоне и лишь частично в верхнем; ее представители — *Anarcestes, Agoniatites, Tornoceras*. У видов, слагающих эту фауну, форма лопастной линии еще простая — с одной или двумя боковыми лопастями. В самом начале верхнего девона неожиданно, наряду с прежними формами и вытесняя их, появляется семейство *Gephyroceratidae*, с инволютной раковиной и быстро усложняющейся лопастной линией *(Gephyroceras, Manticoceras, Timanites)*. Во второй половине верхнего девона также вдруг появляется третья волна форм — так называемая климениевая фауна — *Clymenia, Oxyclymenia, Gonioclymenia, Laevigites* и др. Просуществовав очень короткий промежуток времени, климении исчезают в начале нижнего карбона так же неожиданно, как и появляются. Это типичная криптогенная фауна, о которой упоминалось в гл. II (часть I). Одновременно с климениями живут гониатитовые роды *Cheiloceras, Prolobites, Wocklumeria* и др.

Брахиоподы в девонский период становятся едва ли не господствующей группой среди донных форм и во всяком случае образуют главнейшую подавляющую массу ракушечных известняков того времени. Наиболее распространены в девоне: *Spirifer*, давший ряд руко-

водящих форм для всех отделов девона, *Cyrtina, Rhynchonella,* (также много стратиграфических важных форм), *Uncites, Terebratula, Strophalosia,* первые представители продуктид (*Productus*), *Pentamerus, Rensselaria, Stringocephalus, Athyris, Karpinskya.* Из беззамковых брахиопод продолжают жить *Lingula, Discina, Crania.* Как известно, брахиоподы являются обычно, хотя и не всегда, обитателями морей нормальной солености. С этой стороны чрезвычайно интересны наблюдения Д. В. Нализкина, который, изучая ряд брахиоподовых фаун девона, пришел к заключению, что некоторые виды рода *Spirifer* в девоне, как и в последующее время, могли выносить отклоняющуюся от нормы соленость и потому обитали не только в нормальном море, но и в лагунах.

Третью характерную и обильно представленную группу водных форм девона образуют позвоночные, в частности панцырные и настоящие рыбы, почему сам этот период называют часто «веком рыб».

Панцырные рыбы (*Ostracodermi*) были значительно развиты еще в силуре, но в девоне достигли расцвета (тип *Drepanaspis* и др.) Расцвет в девоне испытывают также настоящие рыбы, среди которых известны современные подклассы: акуловых, *Teleostomi* (например, *Holoptychius, Osteolepis*) и двоякодышащих. Наряду с ними имелись и своеобразные группы панцырных рыб, близких к акулам, как, например, *Pterichthys,* из группы *Antiarchi.* Повидимому, все эти панцыреносцы вели придонный образ жизни. Очень своеобразен чисто девонский род *Coccosteus.* Несмотря на наличие панцыря, это было, повидимому, сильное и подвижное животное. Главнейшие находки костей панцырных рыб, кистеперых и двоякодышащих приурочены большею частью к толщам лагунного типа, и лишь акуловые встречаются в нормально морских отложениях. Это показывает, что в девоне значительная часть этих рыб уже покинула море и перешла к обитанию в прибрежных водах, реках и лагунах, как это наблюдается и теперь.

Остальные типы в составе морской фауны девона играли сравнительно второстепенную роль. Фораминиферы, радиолярии и губки не дали характерных форм и развиты относительно мало. Среди кораллов важны табуляты — *Alveolites, Favosites, Pleurodictyum, Aulopora* и др., а также ругозы — *Cyathophyllum* (*caespitosum, hexagonum*), *Cystiphyllum, Calceola, Heliophyllum.* Широко распространены строматопоры. В типе эхинодермат развиваются криноидеи (*Ctenocrinus, Cupressocrinus, Eucalyptocrinus, Taxocrinus*), часто принимающие участие в постройке рифов. Морские ежи представлены древними ежами (*Eocidaris, Xenocidaris*), у которых общее число рядов в панцыре превышает 20. Мшанки играют большую роль в рифообразовании; среди них появляется род *Fenestella,* особенно развившийся в карбоне. Наутилоидеи представлены прежними родами — *Orthoceras, Phragmoceras, Gomphoceras, Cyrtoceras.* Также мало меняются двустворки и гастроподы. Среди первых часто встречаются *Buchiola, Nucula, Leda, Avicula* — мелкие тонкостворчатые формы, приуроченные к илистым грунтам; в известняках часто *Megalodus.* Птероподы представлены *Tentaculites* и *Styliola*; эти формы планктонные и часто переполняют глинистые и битуминозные осадки. Из членистоногих известны трилобиты (*Dalmanites, Bronteus, Homalonotus, Lichas Calymene* и др.) и низшие раки — филлоподы и остракоды; последние массами обитают в бассейнах аномальной солености (*Leperditia, Entomis, Cythere*).

В пространственном размещении морской фауны выделяются две провинции — европейская и американская.

«Первая из них,— пишет А. А. Борисяк [6],— имеет чрезвычайно широкие границы, распространяясь, кроме Европы, также на моря,

покрывавшие Азию, Австралию и частью Северную Америку (восточное ее побережье); на этом колоссальном пространстве наблюдаются некоторые различия фаун, но они не настолько значительны, чтобы можно было говорить о разных зоологических провинциях. Так, имеются своеобразные формы в русском девонском море сравнительно с западноевропейским (*Spirifer anossofi, Rhynchonella meyendorfii* и др.); точно так же сибирское девонское море характеризуется присутствием *Spirifer chechiel* и т. д., но главнейшие руководящие формы повсюду остаются одними и теми же. Между прочим, этой области принадлежит фауна климений, внезапно появляющаяся в конце девонского периода и так же внезапно вымирающая».

«Фауна тихоокеанской зоогеографической области, наиболее хорошо изученная в Северной Америке, повидимому, появилась в Южной Америке и, может быть, в южной Африке, где постепенно развились своеобразные характеризующие ее формы и откуда в известные моменты они появлялись также и в море Северной Америки (брахиоподы *Tropidoleptus carinatus* и *Leptocoelia flabellites*). В северной Африке и в Бразилии фауна представляет смешанный тип, указывая на существование здесь сообщения Тетиса с американскими морями».

Отложения девонской системы принято делить на три отдела: нижний, средний и верхний девон, а каждый отдел—на два яруса. Руководящими формами для каждого из этих подразделений являются следующие формы:

	Европейские подразделения	*Американские подразделения*[1]
Верхний девон	Фаменский ярус *Cheiloceras, Woclumeria, Spirifer archiaci, Clymenia, Laevigites*	Свита Брэдфорд
	Франский ярус *Spirifer disjunctus, Tornoceras simplex, Manticoceras intumescens, Rhynchonella cuboides, Rh. livonica, Spirifer tanaicus*	Свита Хемунг Свита Портэдж Свита Дженеси
Средний девон	Живетский ярус *Stringocephalus burtini, Pentamerus baschkiricus, Uncites griphus, Anarcestes, Aphyllites inconstans*	Свита Гамильтон
	Эйфельский ярус *Calceola sandalina, Spirifer cultrijugatus Cyrtina heteroclyta Spirifer undifer, Sp. speciosus*	Свита Онондага
Нижний девон	Кобленцский ярус *Karpinskya, Pentamerus sieberi,*	Свита Орискани
	Жединский ярус *Spirifer primaevus, Sp arduennensis, Rensselaria, Sp. paradoxus*	Свита Гельдерберг

2. Геосинклинальная зона Западной Европы

Девонские отложения геосинклинальных зон Старого света известны на тех же крупных участках, что и осадки кембро-силура: в Западной Европе и северной Африке, на Урале, в Казахстане, на Салаире, в Тяньшанских дугах, Гималаях, Индо-Китае, Австралии. Между этими большими областями обнаруживается много отдельных разроз-

[1] Разработаны для Аппалачской геосинклинали и смежных частей платформы.

ненных выходов девона (Альпы, Босфор, Закавказье и т. д.), доказывающих, что и на промежуточных площадях девонские осадки широко развиты.

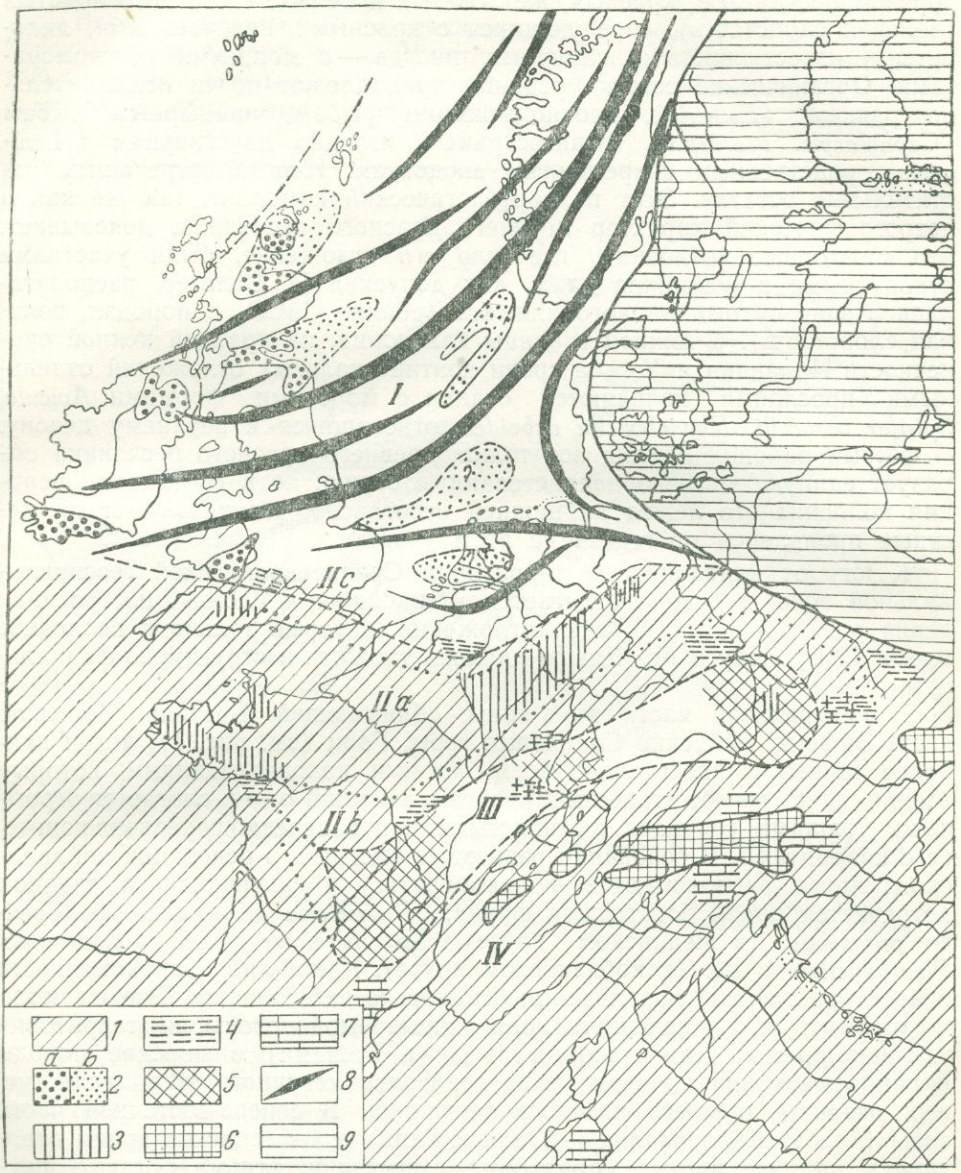


Рис. 1. Структурно-фациальные зоны Западной Европы в девоне

1—море; *2*—красноцветные континентальные отложения: *a*—достоверно известные, *b*—предполагаемые, *3*—разрез девона полный; *4*—область трансгрессии средне- и верхнедевонского моря; *5*—молданубская зона; *6*—позитивные ядра в Средиземноморской области; *7*—согласное налегание девона на силур; *8*—цепи каледонид; *9*—Русская платформа. Крестиками обозначены эффузивные породы.

I—каледониды; II—Среднеевропейская негативная зона: *a*—ее центр, *b*, *c*—периферия; III—Молданубская глыба; IV—Южноевропейская негативная зона

В области Грампианских каледонид, только что сформированных в конце силура, осадконакопление, как видно на карте (рис. 1), локализуется в весьма немногих ограниченных участках, расположенных в Ирландии и Англии. Это были, очевидно, межгорные котловины,

в которые сносился с соседних гор обломочный материал. Осадки девона известны здесь под названием Old Red Sandstone — древний красный песчаник — и слагаются мощными, в тысячи метров, толщами главным образом песчаников, красных, желтоватых и белых, часто косослоистых (эоловая слоистость), чередующихся с красными, зеленоватыми, лиловатыми известковистыми сланцами, иногда — с мощными конгломератами. Органические остатки редки и принадлежат почти исключительно рачкам (*Estheria*), двоякодышащим рыбам, панцырным рыбам (*Cephalaspis, Pteraspis*), гигантостракам, изредка двустворкам (*Amnigenia*), родственным современным анодонтам. Иногда встречаются растительные остатки. Этот палеонтологический комплекс, так же как и петрографический характер древнего красного песчаника, доказывает, что межгорные котловины, где шло его отложение, были участками сухопутными и возможно даже, как допускал И. Вальтер, располагались в зоне сухого жаркого климата (обилие $CaCO_3$ в породах, эоловая слоистость). У южной границы каледонид, на крайней южной оконечности Ирландии и Уэльса среди континентальных отложений отдельными прослоями появляются осадки с морскими формами *Avicula, Spirifer verneuili, Rhynchonella cuboides*, относящиеся к верхнему девону. В южных районах Англии вся толща древнего красного песчаника образует единую согласно напластованную серию; но в Шотландии верхняя половина его лежит на нижней несогласно, что указывает на местные проявления орогенеза на этом участке.

К югу от каледонид на территории Среднеевропейской геосинклинальной зоны в девоне отлагается мощнейшая и сложно построенная серия разнообразных морских отложений, которые только в последнее время С. Бубнову и М. Жинью удалось уложить в структурно фациальную схему.

В центральной части этой зоны, обнимающей Бретань, большую часть Эйфеля, Рейнские Сланцевые горы, Гарц (см. рис. 1), девон наиболее мощен и представлен всеми своими подразделениями, которые именно здесь имеют эталонные разрезы. Нижний отдел слагается огромными толщами граувакк и глинистых сланцев, нередко переслаивающихся с кварцитами. В основании разреза, а иногда и в основании кобленцского яруса располагаются конгломераты. В граувакках и сланцах встречается порой богатейшая фауна: *Rensselaria* (брахиопода), *Spirifer primaevus* (в жединском ярусе), *Sp. herciniae, Sp. arduennensis, Pleurodyctium* и др. (в кобленцском ярусе). Какой-либо закономерности в пространственной локализации осадков не наблюдается. Все же можно отметить, что у северного края описываемой полосы, на территории так называемой Динантской мульды (в Бельгии) в морские породы вклиниваются два красноцветных горизонта лагунного типа аналогичных осадкам древнего красного песчаника. В северо-восточной части зоны (хребет Келлервальд — Южный Гарц) в кобленцское время отлагаются мощные чистые коралловые известняки, весьма богатые фауной, с крупными гастроподами из семейства *Capulidae (Platyceras. Platyostoma)*; эта фауна, резко отличающаяся от фауны обломочных фаций, издавна известна под названием герцинской; обломочная же фация и ее фауна получили название рейнских.

По северной и южной периферии Среднеевропейской полосы (см. рис. 1, *II в* и *II с*) нижнедевонские отложения отсутствуют.

В среднем девоне осадконакопление резко меняется. В зоне трансгрессии, на севере Эйфельского массива, на юге Бретани, в Вогезах, Тюрингии, Судетах отлагаются типично мелководные песчаники и сланцы, частью же известняки с богатой фауной (*Atrypa desquamata*

Sp. speciosus, Uncites gryphus, Murchisonia, Megalodus, Anarcestes и др.), иногда органогенные; в Судетах с ними связываются интенсивные эффузии. В центральной полосе Среднеевропейской зоны — особенно на территории южной части Эйфельского массива и Рейнских Сланцевых Гор — намечается несколько обособленных структурно-фациальных полос. Вдоль так называемого синклинория Эйфеля и Зауэрланда и в Хесском синклинории (рис. 2) отлагаются глубоководные тентакулитовые сланцы: черные глины, несколько обогащенные органическим веществом, с обильными раковинами птеропод (*Styliola* и *Tentaculites*),

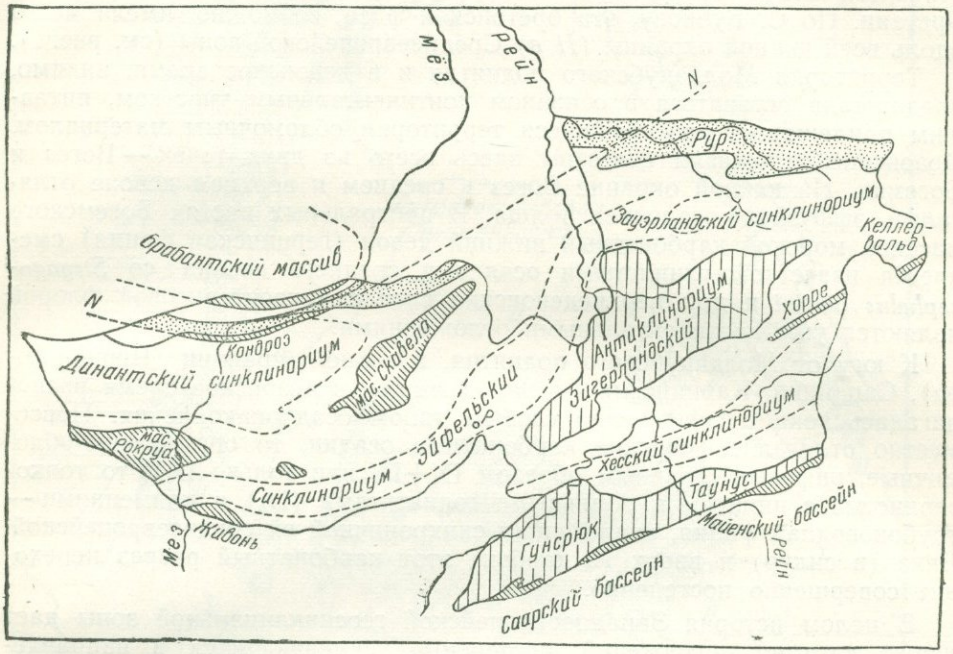


Рис. 2. Основные структурные зоны Рейнского сланцевого массива и Эйфеля (по М. Жинью)

Точки—угленосные бассейны. Частая косая штриховка (слева направо)—массивы, сложенные кембрием и силуром. Редкая вертикальная штриховка—отложения девона в составе крупных антиклинориев. *NN*—линия, к северу от которой живетский ярус располагается трансгрессивно на осадках кембрия и силура

но без донной фауны. На площади промежуточного между синклинориями Зигерландского блока тентакулитовые сланцы сменяются мелководными рифогенными известняками и вулканическими туфами и лавами. На запад в Арморикапском (Бретанском) массиве прослеживаются глинистые сланцы, аналогичные тентакулитовым. Восточнее, в Гарце, разрез представлен глинисто-эффузивной фацией. В целом в распределении пород D_2 бросается в глаза, что мощные и глубоководные фации совпадают с современными синклинориями, мелководные же и менее мощные — с антиклинориями или так называемыми «блоками». Это совпадение доказывает, что в срединной части Среднеевропейской полосы уже в D_2 начали в основных чертах (в виде подводного рельефа) вырисовываться контуры современной тектонической герцинской структуры. Этот процесс сопровождался вулканизмом, сосредоточенным на склонах позитивных структур к негативным.

В верхнедевонское время повсеместно наблюдается обеднение осадков терригенным материалом и преобладание глинистых известняков

с пиритом и с почти чисто гониатитовой фауной, весьма обильной видами (*Gephyroceras, Prolobites. Platyclymenia, Cheiloceras*). Западноевропейские геологи рассматривают эти гониатитовые известняки как глубоководную фацию. Мелководные кораллово-брахиоподовые отложения сохраняются лишь кое-где на Зигерландском блоке и на Эйфельском массиве, главным образом в зоне девонской трансгрессии. Очевидно, вся Среднеевропейская зона в это время испытывала глубокое погружение.

Существенно, что к верхнему девону (точнее к фаменскому веку) относится слабо выраженное складкообразование по южной окраине Бретани. По С. Бубнову, эта бретонская фаза, возможно, имела место вдоль всей южной окраины (*II в*) Среднеевропейской зоны (см. рис. 1).

Территория Молданубского поднятия и в девонское время, видимо, продолжала оставаться в основном континентальным участком, питавшим прилежащие прогибавшиеся территории обломочным материалом. Девонские отложения известны здесь всего из двух точек — Вогез и Богемии. На южной окраине Вогез в среднем и верхнем девоне отлагалась эффузивно-осадочная толща. В центральных частях Богемского массива морской карбонатный нижний девон (герцинская фация) сменяется известково-глинистыми осадками среднего девона со *Stryngocephalus burtini* и др.; верхнедевонские слои с археоптерисовой флорой являются уже континентальными отложениями.

К югу от Молданубского поднятия, в южной Франции (Черная гора), Сардинии, Карнийских Альпах, Штирии, в девонское время располагалась зона с совершенно особым типом осадконакопления. Повсеместно отлагались морские карбонатные осадки, то органогенно-обломочные, рифовые (главным образом D_1+D_2 или только D_2), то тонкозернистые с пиритом и обильными гониатитами (D_3) и климениями — глубоководная фация, аналогичная синхроничной ей среднеевропейской. Вниз (в силур) и вверх (в карбон) этот карбонатный разрез переходит совершенно постепенно.

В целом история Западноевропейской геосинклинальной зоны дает ясную картину погружений, постепенно усиливающихся в направлении к верхнему девону. Палеогеографически же эта область — особенно в нижне- и среднедевонскую эпоху — представляла собой типично геосинклинальный островной район, вначале с очень резко выраженным рельефом островов (преобладание обломочных осадков), позже со значительно сгладившимся (сильное развитие карбонатных пород).

3. Урало-Тяньшанская геосинклинальная область

Еще более интересна и сложна девонская история Урало-Сибирской геосинклинальной зоны. Мы рассмотрим отдельно западную (Урало-Тяньшанскую) ее часть, где каледонского складкообразования практически не было, срединную Казахстано-Алтайскую полосу с ослабленным каледонским орогенезом и восточную полосу Саяно-Прибайкальских каледонид.

Как видно из карты (рис. 3), в девонское время на площади Урало-Тяньшанской полосы намечаются три участка со значительно различным осадконакоплением. Первый охватывает южную часть западного склона Урала, южные дуги Тянь-Шаня и, возможно, участки, погребенные ныне под песками Кара-Кумов и Кызыл-Кумов. В течение всей эпохи девона здесь накопляются чрезвычайно мощные толщи почти исключительно карбонатных пород — известняков с обильной фауной брахиопод (*Karpinskya, Stryngocephalus burtini, Spirifer disjunctus* и т. д.),

кораллов (*Calceola sandalina, Cyathophyllum*), криноидей, мшанок и т. д. Такой состав девонской толщи свидетельствует, что южная часть Урало-Тяньшанской полосы в девонское время была покрыта чрезвычайно

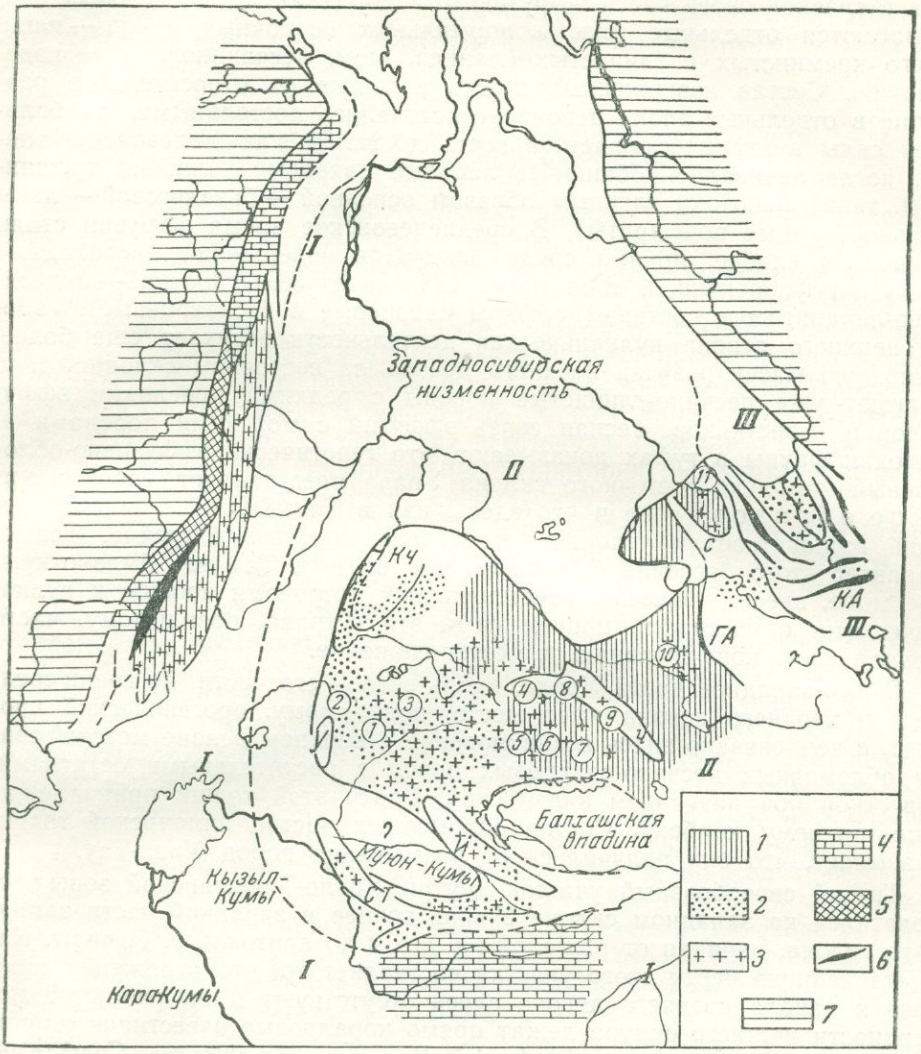


Рис. 3. Структурно-фациальная карта Урало-Сибирской геосинклинальной зоны в девоне

1—разрез девона в морской фации, главным образом глинисто-песчаной; *2*—разрез девона главным образом в континентальной красноцветной фации; в Центральном Казахстане в D_2^3—известняки; *3*—эффузивные накопления; *4*—разрез девона главным образом в карбонатной фации; *5*—неполный разрез девона; D_1—отсутствует; D_2+_3—морская карбонатная фация; *6*—горообразование на Урале в начале D_3 и отложения зилаирской толщи; *7*—платформы.

I—I—Урало-Тяньшанская полоса с очень слабым проявлением каледонского орогенеза; *II—II*—Казахстано-Алтайская полоса со значительным проявлением каледонского орогенеза; *III—III*—Саяно-Байкальские каледониды (западная их оконечность).

Антиклинории: *Кч*—Кокчетавский, *У*—Улутауский, *И*—Чу-Илийский, *Ст*—Северотяньшанский, *Ч*—Чингизтауский, *С*—Салаирский, *ГА*—Горноалтайский, *КА*—Каледонские складки Саян.

Цифры в кружках показывают местоположение разрезов, изображенных на рис. 4

устойчивым бассейном, повидимому, неглубоким и теплым (Д. В. Наливкин), с совершенно нормальной соленостью и открытым, т. е. лишенным сколько-нибудь заметного количества островов. Бассейн этот

был унаследован еще от конца силура и без заметных изменений дожил до каменноугольного периода.

Второй участок располагается на восточном склоне Урала. Здесь к девону относится колоссальная (до 5000—7000 *м*) толща, сложенная в главной своей части эффузивными породами, среди которых располагаются отдельные пласты нормальных осадочных пород — чаще всего кремнистых и глинистых сланцев, яшм, песчаников, реже известняков. Состав изверженных пород, а также их относительное развитие в отдельные эпохи девона не оставались постоянными. Наибольшей силы вулканическая деятельность достигала в нижнедевонскую эпоху, когда изливались обширные лавовые покровы (излияния трещинного типа) и потоки главным образом основной — базальтовой — лавы (разнообразные порфириты). В среднедевонское время эффузии стали несколько слабее, причем среди продуктов изверженний преобладают туфы и туфобрекчии, а сама магма становится более кислой — андезитово-липаритового состава (порфиры кварцевые и бескварцевые). В эпоху верхнего девона вулканическая деятельность затухает еще более. Основную массу разреза верхнего девона на восточном склоне Урала слагают уже песчано-глинистые породы с редкими прослоями эффузивов и известняков. Тесная связь эффузий с морскими породами и находки фауны в туфах доказывают, что генетически эффузивно-обломочный комплекс восточного склона Урала представляет собой морское образование и что здесь, как в Тянь-Шане, в течение девона господствовали условия устойчивого морского бассейна. Только характер этого бассейна был иным, чем на юге. Там это было открытое море, здесь — бассейн, изобиловавший островами вообще и вулканическими в частности, причем сами эти острова, повидимому, часто меняли свою конфигурацию и местоположение.

В юго-западной части Урала, вдоль осевой его части, на грани среднего и верхнего девона имел место, повидимому, орогенический процесс, с чем связано здесь возникновение в верхнем девоне мощной свиты обломочных песчано-сланцевых пород с растительными остатками, известной под названием зилаирской. Верхи этой толщи принадлежат уже нижнему карбону. Состав обломочных частиц зилаирской толщи указывает, что они получились от размывания пород Урал-Тау.

Третий своеобразный участок внутри Урало-Тяньшанской зоны располагался на западном склоне Урала, точнее в западной части западного склона, начиная от р. Белой на юге и до притоков р. Печоры. Характернейшую черту этого участка составляет то, что отложения нижнего и начала среднего девона здесь отсутствуют и на размытой поверхности нижнего силура лежат прямо коралловые известняки живетского яруса со *Stryngocephalus burtini, Pentamerus baschkiricus, Cyathophyllum* и т. д. Выше них, отделяясь местами поверхностью размыва, следуют известняки, частью кораллово-брахиоподовые, частью гониатитовые, верхнего девона со *Spirifer anossofi, Tornoceras simplex, Manticoceras intumescens* и др. (франский ярус) и *Clymenia* (фаменский ярус). Среди пород этой толщи отметим своеобразную доманиковую фацию темных битуминозных известняков, кремней, глинистых сланцев и мергелей с гониатитами и птероподами, располагающуюся в основании франского яруса. Иногда среди известняков встречаются горючие сланцы. Эта фация интересна тем, что с нею, возможно, связывается генезис уральской нефти. В целом девонская история западного склона Урала сложнее истории двух ранее описанных участков. В течение D_1+D_2— это континентальный район. Море появляется здесь лишь к концу среднего девона, появившись же, устойчиво существуют до конца периода.

Взяв всю Урало-Тяньшанскую полосу в целом, можно сказать, что в течение всего девонского периода подавляющая часть полосы представляла собой устойчивый морской бассейн, непрерывно существовавший и накоплявший колоссальные толщи осадков. Лишь относительно незначительный участок его — западный склон Урала — в течение первой половины девона был сухопутным, но во второй половине и он покрывается водой.

4. Казахстано-Алтайская геосинклинальная область и Саяно-Байкальские каледониды

На площади Казахстано-Алтайской полосы в результате каледонской складчатости, как мы знаем, выделились участки позитивного характера (обширные антиклинории) и между ними территории негативного синклинального характера (рис. 4). К числу первых относятся: Кокчетавский участок, северные дуги Тянь-Шаня и, возможно, их продолжение в хребет Улу-Тау; Чу-Илийские горы; антиклинорий Чингиз-Тау с хребтами Акбас-Тау, Аркалык и, возможно, его продолжение в горы Ор-Тау; наконец, Горный Алтай. Между ними лежит на западе огромная Центральноказахстанская негативная площадь и на востоке — Калбинско-Кузнецкая синклинальная территория. Осадконакопление на указанных двух типах структур существенно различно.

Инв. № 8563

Девон Центральноказахстанской негативной зоны отличается огромными мощностями — 1000—3000 *м* на северо-западе и до 6000 *м* на юго-востоке. При этом на западе и северо-западе зоны главную часть разреза девона образуют красноцветные континентальные породы — конгломераты, песчаники, сланцы, и лишь самые верхи девона (фаменский ярус) слагаются известняками со *Spirifer calcaratus, Sp. sulcifer* и другими формами. Известняковые толщи достигают порой больших мощностей, но обычно их мощность составляет 300—400 *м*. В средних частях негативной зоны (Караганда, горы Ор-Тау, Беркуты, Успенский рудник) состав девона иной. В основании его располагается морская песчано-сланцевая толща с фауной кобленцского яруса, перекрываемая мощными рассланцованными порфирами. Выше, отделяясь угловым несогласием, идет еще более мощная эффузивно-осадочная свита, пестрой окраски, образованная порфиритами, их туфами и прослоями конгломератов и песчаников, возникшими главным образом за счет перемыва эффузий. В этой свите местами встречена эйфельская фауна, но чаще породы немые и сформировались в значительной мере в континентальных условиях, в обстановке весьма расчлененного рельефа. По возрасту эффузивно-осадочную толщу относят к $D_2-D_3^1$ (франский век). Верх разреза образуют известняки со *Spirifer calcaratus* и другими формами, а также с климениями фаменского яруса. На крайнем юго-востоке негативной площади (к северу от оз. Балхаш) разрез достигает максимальной мощности, но слагается по преимуществу осадочными породами: серыми песчаниками, глинистыми сланцами с пачками известняков; фауна, обнаруженная в разных местах толщи, дает возможность выделить все ярусы девона, начиная с кобленцского. Таким образом, на юго-востоке разрез девона переходит в мощную согласно напластованную и чисто морскую обломочную толщу.

Сходный принципиально тип, но с еще большим развитием морских фаций, повторяется на Алтайско-Кузнецкой негативной площади. В Рудном Алтае мощность разреза достигает 7000 *м*, в Кузнецкой котловине—3000 *м*. В обоих случаях отлагаются эффузивно-обломочные свиты, но на Алтае эффузии особенно мощны и с ними переслаиваются

ГРАНИГИ

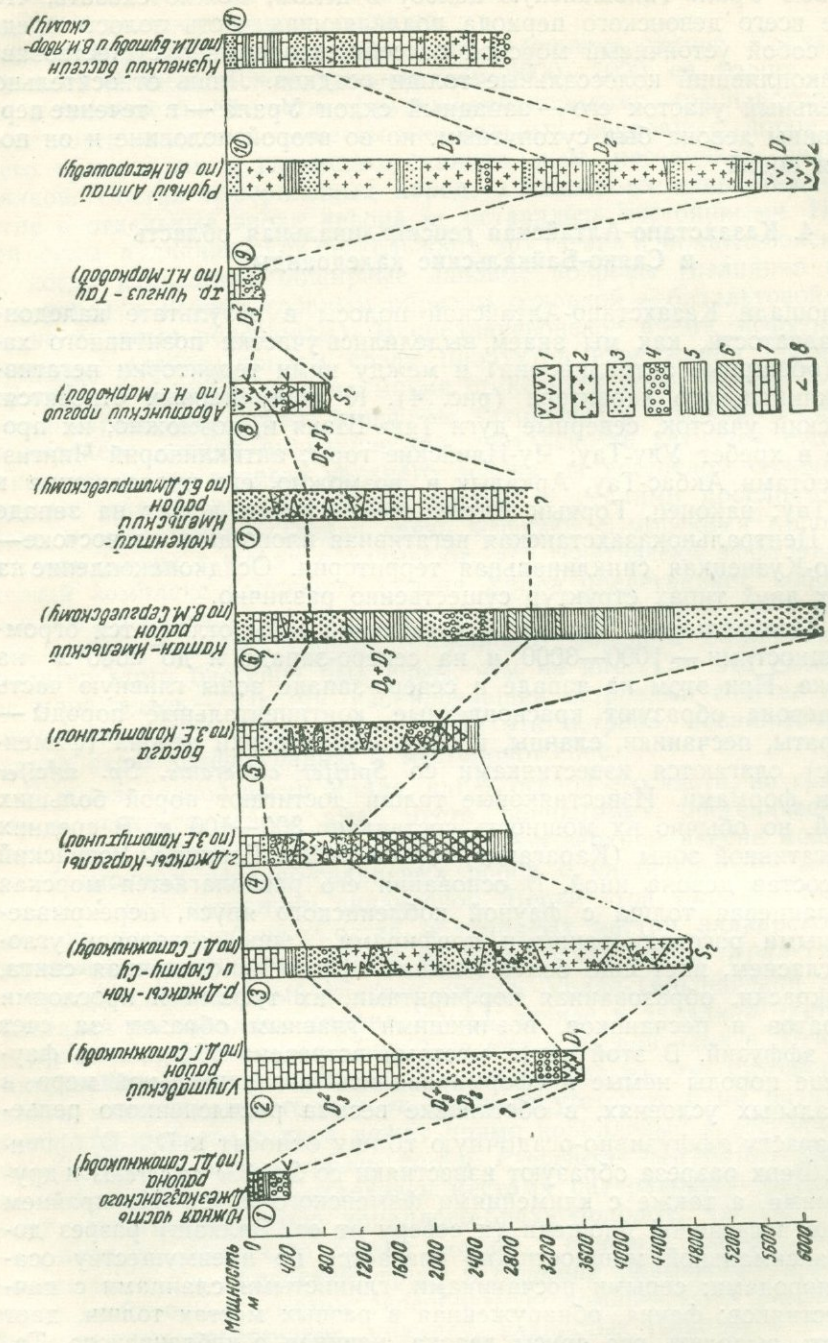


Рис. 4. Строение девонских отложений Казахстано-Алтайской полосы

1—альбитофиры; *2*—основные и средние эффузии; *3*—песчаники, главным образом континентальные красноцветные; *4*—конгломераты; *5*—глинистые сланцы; *6*—кремнисто-яшмовые отложения; *7*—известняки; *8*—угловое несогласие.
Местоположение разрезов см. на рис. 3

исключительно обломочные осадочные породы — конгломераты, песчаники, глинистые сланцы; в Кузнецкой же котловине напряженность вулканизма слабее, а среди морских осадочных пород большим развитием пользуются известняки; здесь же (особенно в основании и наверху разреза) встречаются красноцветные немые песчано-глинистые осадки — возможно, континентальные.

Существенно иначе выглядят осадки девона на перечисленных выше позитивных участках, в Кокчетавских и Чу-Илийских горах, Чингиз-Тау и др. Девон сохраняется на них лишь ничтожными по площади клочками, обрывками, выражен почти исключительно в континентальной фации красноцветных песчаников и глин, обычно маломощен (не свыше 1000 *м*, часто меньше), эффузий содержит мало, а очень часто не содержит вообще. На Чингиз-Тау отмечаются внутридевонские несогласия, точная дата которых, однако, не установлена.

Описанные особенности девонского разреза Казахстано-Алтайской зоны позволяют представлять себе эту область, как типичную территорию геосинклинального островного моря, где позитивные участки (Чингиз-Тау, Чу-Илийские горы, Горный Алтай, северные дуги Тянь-Шаня и т. д.) являлись поднятиями, гористыми островами, мало погружавшимися, сильно денудируемыми; негативные же сильно прогибавшиеся площади были по большей части морскими водоемами или низменными континентами (особенно в западной части), аккумулировавшими сбрасываемый с гористых островов обломочный материал. Многим участкам негативных зон был присущ сильный вулканизм, служивший весьма существенным источником формирования новых толщ. К концу девона, в фаменский век, усиливаются погружения, различия в рельефе сглаживаются, море покрывает максимальную за все время девона площадь и отлагает главным образом карбонатные осадки с брахиоподами и гониатитами.

Существенно, что между D_1 и D_2 в центральной части Казахстана и в хребте Чингиз-Тау имело место локальное складкообразование (гора Ор-Тау — Успенский рудник). Оно повторялось кое-где и на границе D_2—D_3 и в самом конце D_3.

Что касается Саяно-Байкальских каледонид, то на подавляющей части их в девонское время никакого вообще осадконакопления не шло, но господствовал размыв и снос материала. Осадки формировались лишь в двух крупных межгорных котловинах: Минусинской и Тувинской, причем в обоих случаях они имеют огромную мощность (например, в первой из них 4000—4300 *м*). В обоих случаях разрез представлен почти исключительно континентальными красноцветными песчано-глинистыми породами с растительными остатками; только в начале D_2 в Минусинскую котловину на краткое время заходил язык моря и отложил около 200 *м* глинистых известняков с однообразной скудной фауной брахиопод (*Spirifer chechiel* и др.). Таким образом палеогеография Саяно-Байкальских каледонид в девоне близко напоминала палеогеографию каледонид Европейских, Грампианских.

5. Геосинклинальные участки юго-востока Азии и Австралии

В отличие от описанных до сих пор площадей, девонские отложения юго-восточной части геосинклинальной зоны Евразии и Австралии известны обрывками, часто не охарактеризованы палеонтологически и не дают такой цельной картины, как в Западной Европе или Урало-Сибирской области (рис. 5).

В Гималаях (Кашмир и область Спити) к девону относят мощную, от 300 до 1000 *м*, толщу немых белых кварцитов (кварциты Muth), согласно налегающих на верхнесилурийские отложения и перекрываемых нижним карбоном; это, возможно, континентальные образования, связанные с присутствием на соседней территории крупного поднятия.

В Бирме нижний девон неизвестен; среднедевонские отложения слагаются рифогенными известняками с богатой фауной кораллов

(*Calceola sandalina, Cyathophyllum, Pachypora* и др.), криноидей, двустворок, брахиопод (*Pentamerus, Chonetes, Spirifer*), головоногих и др., верхний девон представлен глинисто-сланцевой свитой (*Wetwin-slates*) с *Lingula, Athyris, Chonetes* и др., содержащей подчиненные прослои коралловых известняков и немых доломитов.

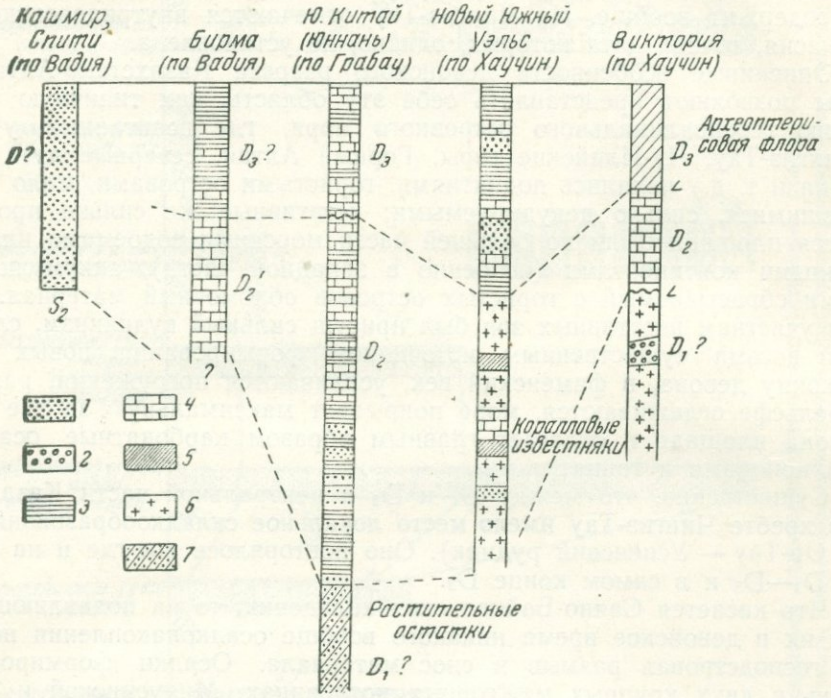


Рис. 5. Девонские отложения юго-востока Азии и Австралии

1—песчаники; *2*—конгломераты; *3*—глинистые сланцы; *4*—известняки; *5*—кремнисто-яшмовые отложения; *6*—эффузивные породы (лавы и туфы); *7*—континентальные песчано-глинистые отложения с растительными остатками

В Китае девонские отложения развиты в южной его части, тогда как на площади центрального и восточного Китая они отсутствуют. Наиболее полный разрез имеется в провинции Юннань. Нижний девон образован красноцветной песчано-глинистой свитой с редкими растительными остатками (*Arthrostigma gracile*) и костями рыб. Среднедевонские осадки морские и огромной мощности (до 3000 *м*), внизу песчано-сланцевые, вверху главным образом известняковые с *Calceola sandalina* и другими кораллами (как в бирманском разрезе); вверху они сменяются брахиоподовыми известняками со *Stryngocephalus burtini, Atrypa, Athyris* и др. Верхний девон также преимущественно карбонатный. В соседних провинциях нижнедевонские отложения не известны вовсе и на силур ложатся прямо эйфельские породы, либо даже прямо осадки верхнего девона. Среднедевонские породы, преимущественно в карбонатной фации, известны из провинции Сечуань, Ган-Су, частью Кванг-Си; верхнедевонские распространены шире и выходят, кроме того, в провинции Шенси, Хунань, Гуань-Дунь. Таким образом, в Китае ясно обозначается средне- и верхнедевонская трансгрессия моря.

Судя по несогласному залеганию карбона на девоне в хребте Циньлинь и соседних с ним районах (провинция Сечуань, Ган-Су), самый конец девона ознаменовался в Китае горообразованием (бретонская фаза). Распространение этой фазы не установлено, но, возможно, значительно.

6. Общие черты девонской истории геосинклиналей Старого света

Окидывая девонскую историю геосинклинальной площади Евразии и Австралии общим взглядом, нетрудно видеть, что, несмотря на ее очень большую сложность, повсеместно проступает явственная тенденция к общим погружениям и трансгрессии моря. В Западной Европе, в Бельгии, а также в Вогезах, Тюрингии, Судетах, это выражается в трансгрессивном залегании средне- и верхнедевонских отложений на каледонских складках; на Урале — в среднедевонской трансгрессии вдоль западного склона; в Казахстане — в трансгрессии фаменского моря, перекрывшего своими известковыми осадками большую часть геосинклинальной территории; в Китае — в повсеместном трансгрессивном залегании средне- и верхнедевонских отложений. Как видим, в самых разнообразных частях геосинклинальной зоны, ныне нам доступных, имеет место средне-верхнедевонская трансгрессия. Примечательно, что трансгрессия эта охватила исключительно зоны с ослабленным проявлением каледонского орогенеза, либо даже области без сколько-нибудь уловимых следов его (западный склон Урала). Площади каледонид собственно остались в девоне вне сферы трансгрессии: сюда проникли лишь небольшие языки моря в южной Англии и особенно в Минусинской котловине. Но это были кратковременные ингрессии, не менявшие общего континентального режима только что сформированных складчатых сооружений.

Наряду с общей тенденцией к погружению, в девонской истории евразийских геосинклинальных площадей проступает и другая характерная черта: неоднократное повторение складкообразовательных движений — обычно незначительных, местных, вызвавших появление ряда несогласий внутри девонских отложений. Эти движения приурочиваются то к границе нижнего и среднего девона (центральная часть Казахстана, хребет Чингиз-Тау), то к границе среднего и верхнего девона (Южный Урал, Чингиз-Тау, штат Виктория), то к концу верхнего девона (Бретань, Центральный Казахстан, Китай, Австралия). Ни каждый в отдельности, ни все вместе, отмеченные орогенезы не создали сколько-нибудь крупных и устойчивых складчатых структур, подобных зонам каледонид, но являлись первыми, начальными фазами герцинского складкообразования.

Что касается палеогеографии и характера осадконакопления на геосинклинальных площадях Евразии, то они совершенно отвечают тому типу геосинклинального режима, какой был обрисован в предыдущей главе: то же преобладание обломочных осадков, обилие эффузий и связанных с ними кремнистых толщ, огромные мощности осадков и, следовательно, режим островного моря с резко подвижным дном.

7. Русская платформа

Девонские отложения на Русской платформе, в противоположность отложениям кембро-силура пользуются весьма обширным распространением. Они выходят в Прибалтике, в Курской и Воронежской областях, на Тимане и известны, по данным буровых скважин, в Москве, на Самарской Луке и в Заволжье. При этом различные горизонты девона имеют на площади платформы неодинаковое развитие, что естественно, свидетельствует о значительной изменчивости палеогеографии (рис. 6).

Нижнедевонские отложения на площади Русской платформы до сих пор не обнаружены и, повидимому, отсутствуют совсем. В это время Русская платформа представляла собой очевидно континент, где преобладали процессы эрозии и выноса обломочного материала.

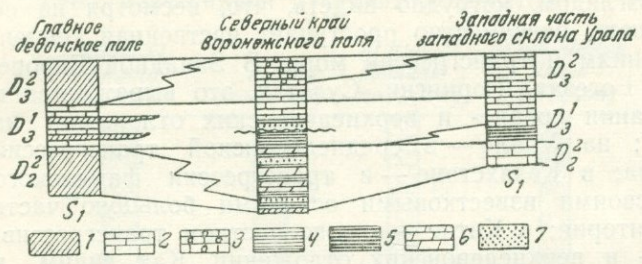


Рис. 6. Девонские отложения Русской платформы

1—красноцветные песчано-глинистые отложения, главным образом континентальные и лагунные; *2*—известняки с брахиоподами, кораллами и другой фауной—мелководная фация; *3*—доломиты с включениями и прослоями гипса; *4*—доманиковая фация (относительно глубоководная); *5*—глины с двустворками, брахиоподами и другой фауной; *6*—мергели с аналогичной фауной; *7*—песчаники (большей частью морские)

Отложения среднего девона (рисунок 7) известны во многих местах: на так называемом Главном поле, располагающемся к югу от Финского залива, на площади Эстонии, Латвии, и Литвы; на так называемом Воронежском поле, в Курской и Воронежской областях; на территории Тимана и Заволжья, где обнаружены глубокими буровыми скважинами нефтяных организаций у гг. Сызрань, Вожгалы и Туймазы. Состав девонских отложений в перечисленных районах неодинаков. В Главном девонском поле отложения D_2 слагаются довольно значительной (до 90 *м*) толщей красных, желтых, белых песчаников и глин с прослоями мергелей; местами они засолонены. Во всех породах этой толщи морская фауна отсутствует, растительные же остатки и остатки животных пресноводного типа (рачки — *Estheria,* рыбы —кистеперые и двоякодыщащие) обильны. Эта красноцветная толща является, несомненно, континентальным, частью озерным и лагунным, частью речным образованием. Источником обломочного материала являлись, повидимому, каледониды Грампианской горной цепи. Близкие условия наблюдались в Подмосковье,

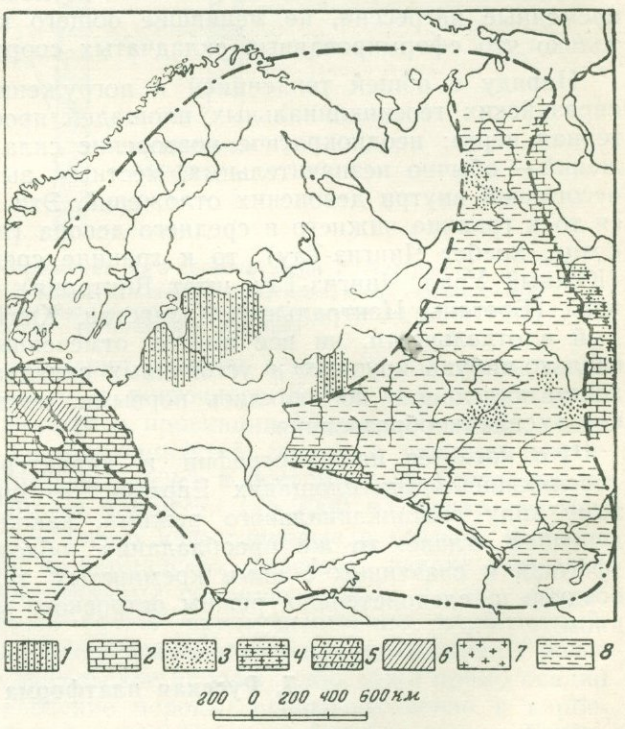


Рис. 7. Осадки среднего девона на Русской платформе

1—красноцветные лагунно-континентальные отложения; *2*—известняки органогенно-обломочные (брахиоподово-коралловые); *3*—песчаники; *4*—эффузивно-обломочная свита восточного склона Урала; *5*—серые; глины и мергели с прослоями песчаников; *6*—глинистые сланцы *7*—эффузивы; *8*—море

где скважиной в г. Москве вскрыта мощная толща немых серых и зеленоватых глин и песков, с прослоями ангидритов.

В Воронежском поле на докембрии, выполняя эрозионные впадины его рельефа, располагаются красноцветные континентальные глины, пески и брекчии. Выше следуют серые глины, мергели, известняки и пески со *Stryngocephalus burtini, Atrypa,* кораллами, указывающими, что слои эти являются морским образованием и относятся к самым верхним горизонтам среднего девона (живетский ярус).

В восточной половине Русской платформы морские среднедевонские осадки — обычно известняки с *Pentamerus* и другой фауной — встречены скважиной у Новохоперска и всеми глубокими скважинами Заволжья; в основании их здесь лежат нефтеносные пески. На южном Тимане обнаружены нефтеносные песчаники и глины с морскими птероподами *(Tentaculites)*. Здесь среди осадочных пород встречены прослои лав и туфов.

Из приведенных фактов следует, что в среднедевонскую эпоху восточная половина платформы погружается и заливается морем, в западной же континентальные условия еще удерживаются, но преобладают процессы не размыва, а аккумуляции.

Верхнедевонские осадки (рис. 8) известны в тех же местах, что и среднедевонские, но в иной фации. Франский ярус почти всюду слагается морскими породами. В Главном девонском поле и под Москвой они представлены преимущественно известняками и доломитами с фауной кораллов (*Favosites, Cyathophyllum*), брахиопод (*Spirifer disjunctus, Atrypa* и многие другие), головоногих *(Orthoceras* и др.). Среди этих органогенных пород попадаются лишь отдельные прослои красноцветных песчаников и глин. В Воронежском поле к франскому ярусу относятся синевато-серые глины и мергели с богатой и разнообразной фауной трилобитов, фораминифер, брахиопод (*Spirifer disjunctus* и др.) и головоногих. В Заволжье преобладают известняки, к основанию же франского яруса приурочена доманиковая фация: черные, обогащенные органическим веществом мергели и известняки с фауной пелеципод, *Lingula* и птеропод. То же и на Тимане. Все сказанное свидетельствует о том, что в франский век прогибания продолжаются и платформа уже в большей своей части оказывается ниже уровня моря.

К сожалению, скудость данных не позволяет нарисовать более или менее точные границы эпиконтинентального верхнедевонского бассейна. Приблизительные границы его даны на прилагаемом рисунке (см. рис. 8). Море покрывало всю платформу, исключая области Балтийского щита и Азовско-Подольского массива. Наличие суши в первой области доказывается тем, что по периферии ее от оз. Ладожского до Белого моря протягивается узкая полоса континентальных верхнедевонских красноцветных пород (красные песчаники и глинистые сланцы); своеобразная континентальная же толща найдена недавно во внутренних частях Кольского полуострова (Ловозерские тундры), где представлена кварцитами и туфами с прослоями лав и с растительными отпечатками. О существовании континента в области Азовско-Подольского щита можно догадываться по отсутствию на территории его всяких следов D_3^1 вообще и по наличию в непосредственном соседстве с ним в Донбассе континентальной осадочно-вулканогенной свиты. Судя по обильной и разнообразной фауне,— особенно начала франского яруса,— платформенное море было совершенно нормальной солености и свободно сообщалось с океаном. Наличие кораллов и водорослей указывает на незначительную глубину бассейна и на теплоту его воды, а появление в разрезе перерывов или же прослоев красноцветных континентальных пород — на то, что очертания бассейна были изменчивы.

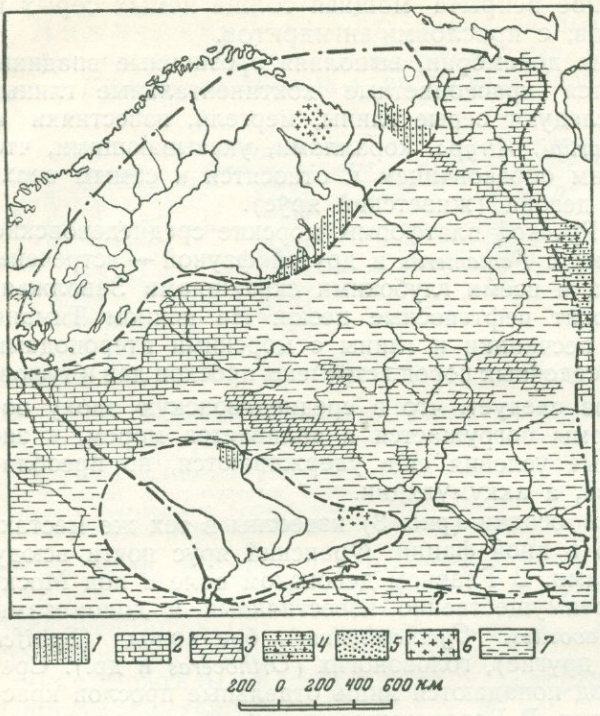


Рис. 8. Осадки франского века (D^1_3) на Русской платформе

1—красноцветные континентально-лагунные осадки; *2*—преимущественно известняки с фауной брахиопод и кораллов; *3*—главным образом глинисто-мергельные осадки с брахиоподовой фауной; *4*—эффузивно-обломочная толща восточного склона Урала; *5*—континентальные отложения; *6*—эффузии; *7*—море

Среди водной глади неоднократно то появлялись, то исчезали более или менее крупные острова.

Вторая половина верхнего девона (фаменский век) приносит новые значительные изменения палеогеографии (рис. 9). В Главном девон-

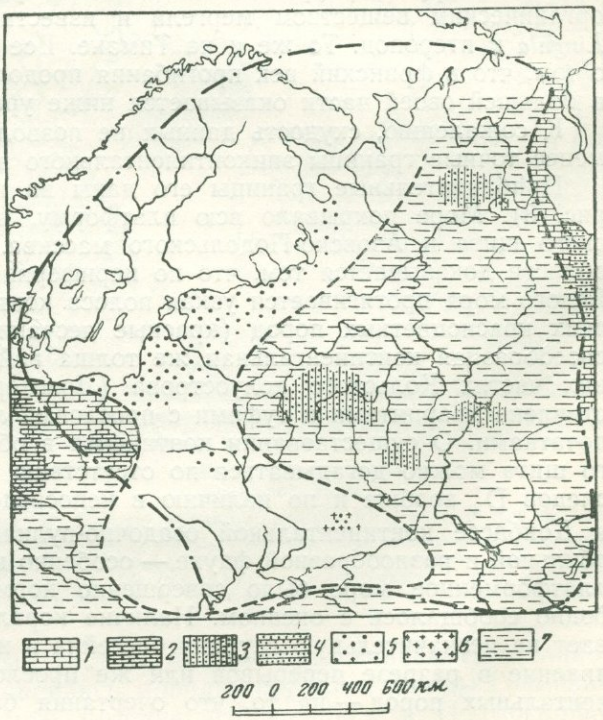


Рис. 9. Осадки фаменского века (D^2_3) на Русской платформе

1—известняки с нормально-морской фауной (главным образом брахиопод и гониатитов); *2*—гониатитовые известняки; *3*—доломиты с бедной фауной (пелециподы, наутилоидеи) и гипсы (лагунная фация); *4*—песчано-глинистые морские отложения: *5*—красноцветные песчано-глинистые континентально-лагунные осадки с фауной рачков, панцырных рыб, двоякодышащих и т.д.; *6*—эффузивы; *7*—море (в данном случае лагунного типа

ском поле в это время на смену известнякам вновь приходят отложения красноцветных песков и глин совершенно того же типа, как среднедевонские; море покидает эту площадь, и она вновь превращается в низменный континент. Восточнее, в Подмосковье и в Заволжье, бо́льшую нижнюю часть фаменского яруса слагают известняки с морской фауной брахиопод *(Spirifer archiaci)*, головоногих и т. д. В верхних горизонтах известняки вытесняются доломитами, а среди последних в ряде мест (Москва, Тульский район, Самарская Лука, Заволжье) начинают попадаться то микроскопические включения гипса, то целые пласты его в десятки метров мощностью. Одновременно и фауна в доломитах становится очень бедной, угнетенной, появляются во множестве остракоды, вытесняющие нормальные морские формы. Все указывает, что к концу верхнего девона морской бассейн платформы сокращается в размерах и теряет свой нормальный режим. Повидимому, он мелеет, разбивается на лагуны, а в последних начинается испарение воды и осолонение, что в одних местах приводит лишь к обеднению фауны, в других же — к вымиранию ее и осаждению гипса.

В целом девонская история Русской платформы дает картину непрерывных погружений от начала D_2 до франского века включительно, когда эти погружения достигают максимума; в конце периода погружения сменяются движениями обратного порядка.

8. Сибирская и Китайская платформы

В противоположность Русской платформе, осадки девона на Сибирской платформе пользуются незначительным распространением. На восточном ее участке и на большой части юго-западного никаких следов девонских отложений не сохранились. Незначительные площади девонских пород давно известны по рекам Бахте и Курейке, а также в Канском районе, но представлены исключительно континентальными красноцветными фациями до 1000 *м* мощности, с остатками пресноводных рыб *Angarichthys*. Морские отложения среднего и верхнего девона, представленные главным образом известняками, обнаружены несколько лет тому назад по низовьям Средней и Нижней Тунгузок. Они свидетельствуют, что в средне- и верхнедевонские эпохи указанные площади были покрыты морскими водами. Установить очертания и размеры этого бассейна пока невозможно. Но несомненно, что трансгрессия пришла с северо-запада из Урало-Алтайской геосинклинали через современные низовья Енисея. Красноцветные породы Курейки и Бахты это только западное континентальное обрамление моря Сибирской платформы. (Открытие девонских морских отложений на Сибирской платформе было сделано уже после того, как палеогеографические карты (в приложении) к этой книге были отпечатаны и потому соответствующие исправления на них должны быть сделаны читателем). В общем история Сибирской платформы в девоне близко напоминает историю платформы Русской и отличается главным образом меньшими размерами морской трансгрессии.

Девонские отложения на Китайской платформе неизвестны вовсе, из чего можно заключить о господствовавшем тогда на ней континентальном режиме.

9. Гондванская глыба

На Гондванской глыбе девонские отложения развиты несколько шире сравнительно с кембро-силурийскими и известны в морской и в континентальной фациях.

В Южной Америке девонские отложения выстилают Амазонскую

мульду. Слагаются они песками и частью глинами с трилобитами (*Phacops, Dalmanites, Homalonotus* и др.), брахиоподами, конуляриями; палеонтологически установлены нижний и средний девон, но вероятно наличие и верхнего девона. Помимо Амазонской мульды, нижнедевонские конгломераты и пески усгановлены также по южной окраине глыбы в юго-западной Бразилии.

Значительную территорию занимают девонские отложения также в северной Африке, где на плато Туарег нижний и средний отделы образованы песками с трилобитами *Homalonotus*, брахиоподами *Tropidoleptus* и другими формами, верхний — мергелями со *Spirifer verneuili. Rhynchonella, Productella, Atrypa*. Песчаные отложения, лежащие горизонтально, тянутся и далее на юг, до берегов Гвинейского залива, но фауны в них нет и, возможно, они являются уже континентальными образованиями.

На юге Африки, в Трансваале, к девону относится спокойно залегающая толща лагунных отложений: конгломератов и немых песчаников с косой слоистостью, волноприбойными знаками (так называемая свита Уотерберг); в этой свите, в восточной части области ее распространения, появляются прослои известняков с остатками рыб.

В Австралии на плато Кимберлей установлены массивные верхнедевонские известняки с *Rhynchonella cuboides, Rh. pugnus, Gonioclymenia* и др.

Судя по изложенным данным, Гондванская глыба в девоне характеризовалась той же в общем палеогеографией, что и в кембро-силуре. Ее бо́льшая центральная часть представляла собой огромный континентальный массив, края же местами заливались морем, особенно в западной, африкано-южноамериканской трети. Характерно, что фауна этих краевых западногондванских морей имеет много общих форм, точно так же, как фауна геосинклинальных морей, окаймлявших Гондванскую глыбу с юга (Аргентина, Капские горы).

10. Северная Америка

Девонские отложения в Северной Америке принадлежат к числу наиболее изученных отложений этого континента.

Как видно из палеогеографической карты Ч. Шухерта (рис. 10), нижнедевонские морские отложения ограничиваются исключительно Кордильерской и Аппалачской геосинклиналями и образуют две узкие морские зоны, окаймляющие огромную континентальную площадь Североамериканской платформы. В среднедевонское время море значительно расширяется, особенно в Кордильерской геосинклинали, и на широком фронте трансгрессирует на западную часть платформы, образуя здесь широкий плоскодонный водоем. В начале верхнего девона (франский век) оно распространяется еще дальше, но к концу фаменского века покидает не только платформенную часть Северной Америки, но и почти всю площадь геосинклиналей. Таким образом, за девонское время Северная Америка переживает одно огромной длительности сложно построенное колебательное движение: вниз — вверх.

Осадочные комплексы, накопившиеся на площади Северной Америки за девонское время, распадаются на две группы. Западная обнимает Кордильеры и прилежащую часть платформы; восточная — Аппалачскую геосинклиналь и прилежащие к ней штаты Канады и США.

Наиболее мощные девонские отложения Кордильер известны из штата Невада (округ Эврека), где они достигают мощности 1500—2000 *м* и образованы известняками и известковистыми сланцами всех отделов девона. В долине р. Мекензи отложения среднего девона, лежащие трансгрессивно на более древних породах, слагаются также из-

вестняками, верхнедевонские отложения — черными глинистыми сланцами. В нижней части долины Мекензи средне- и верхнедевонские отложения постепенно утолщаются и переходят в чисто обломочные (песчано-глинистые).

В Аппалачской геосинклинали и прилежащих к ней штатах США строение девонских отложений много сложнее. Оно изображено на

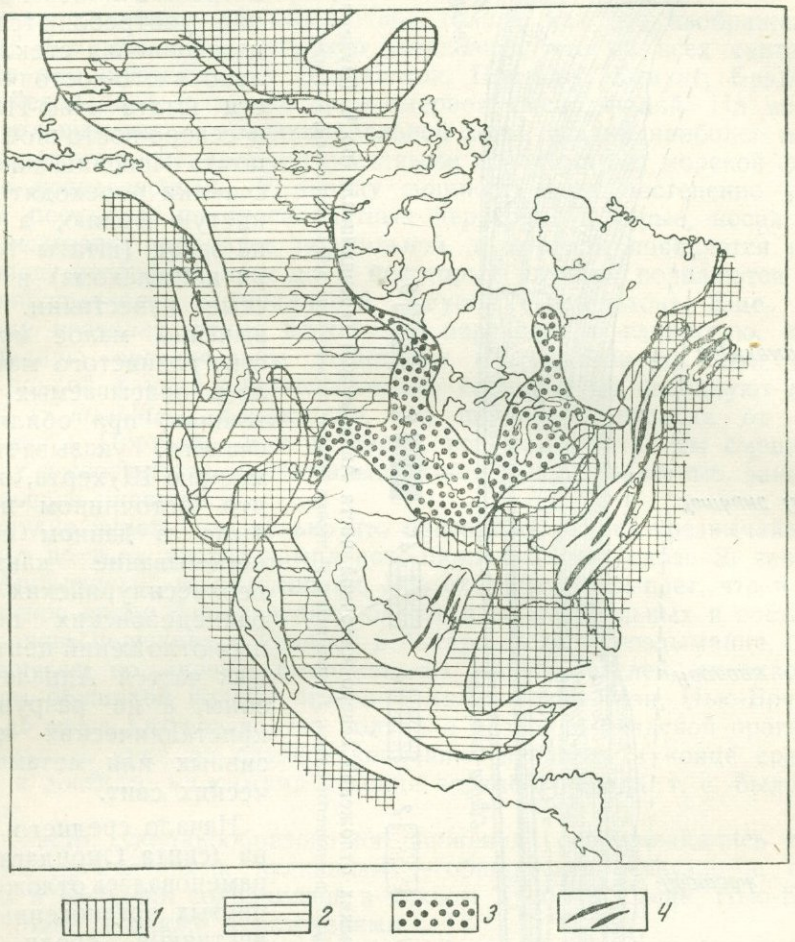


Рис. 10. Палеогеография Северной Америки в девонский период (по Ч. Шухерту)

1—нижнедевонская эпоха; *2*—конец среднедевонской эпохи; *3*—начало верхнедевонской эпохи; *4*—горы

рис. 11, дающем широтное сечение их от гор Кастхил на запад до оз. Эри. Гельдербергские отложения (D_1^1) ограничиваются только геосинклинальной полосой и слагаются известняками с *Gypidula* (брахиопода), *Spirifer concinnus* и другой фауной; известнякам подчинены лишь немногие прослои глинистых сланцев; мощность D_1^1 достигает 70—100 *м*.

Свита Орискани (D_1^2) на всем протяжении Аппалачской геосинклинали от Нью-Йорка до Алабамы представлена чистыми известково-кварцевыми песчаниками с обильной морской фауной (*Spirifer arenosus, Sp. murchisoni, Rensselaria ovoides* и др.). Мощность этой свиты обычно очень невелика — 25—35 *м* и лишь у восточной границы (т. е. собст-

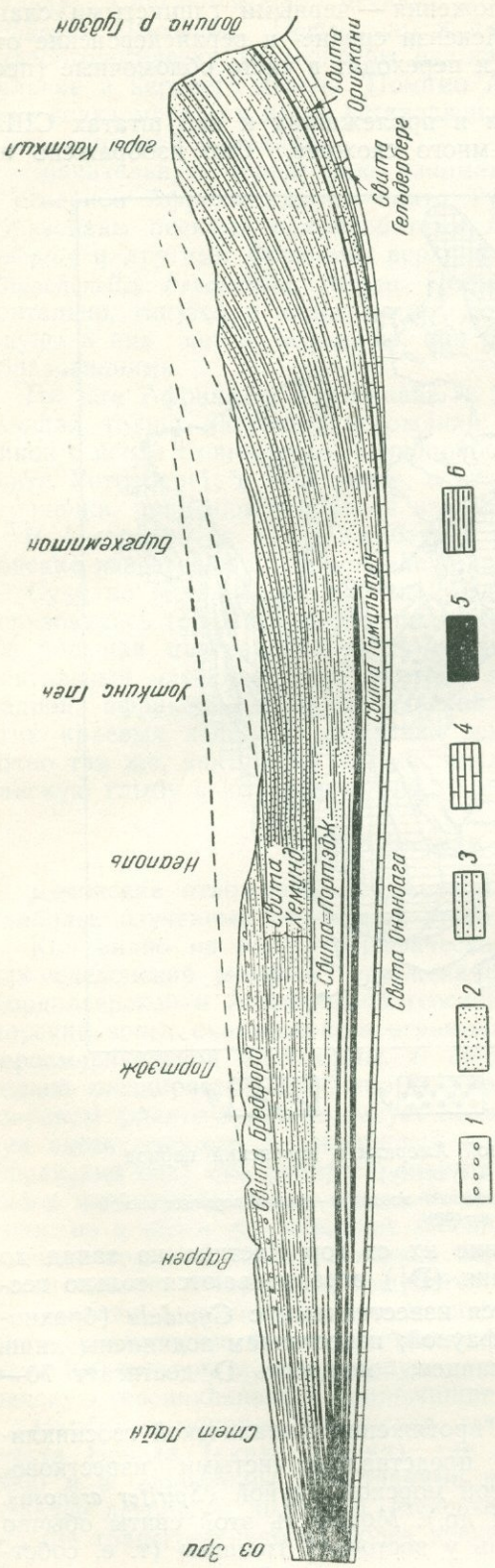


Рис. 11. Строение девонских отложений северо-восточной части Аппалачской геосинклинали (по Ч. Шухерту)

1—конгломераты; *2*—пески; *3*—песчанистые глины; *4*—известняки; *5*—черные богатые органические веществом глины; *6*—глины

венно в геосинклинали) достигает 60—100 *м*. Поразительно отсутствие в песчаниках глинистого материала, настолько, что когда эти песчаники выветрелы и лишены $CaCO_3$, они употребляются для изготовления стекла. Только в юго-восточной части штата Нью-Йорк и в северо-восточной части штата Пенсильвания песчаники переходят в глинистую фацию, а далее на запад (штаты Миссури и Оклахома) и в чистые известняки. Чрезвычайно малое количество глинистого материала в описываемых отложениях, при обилии песчаного, указывает, по мнению Шухерта, на то, что источником песков было в данном случае перемывание каких-то верхнесилурийских или раннедевонских песчанных отложений центральных частей Аппалачской зоны, а не разрушение кристаллических интрузивных или метаморфических свит.

Начало среднего девона (свита Онондага) ознаменовалась отложением чистых органогенных известняков, среди которых часты рифовые коралловые фации. Эти известняки мощностью от немногих метров до 30 *м* и более покрывают почти сплошь территорию от Гудзонова залива на севере до штата Онтарио на западе и отсюда протягиваются на юг в штаты Кентукки, Теннеси, и на запад до штата Оклахома. Лишь в восточной Пенсильвании известняки замещаются

сланцами. По обилию кораллов (*Favosites, Zaphrentis*), брахиопод, мшанок и т. д. эти рифы напоминают верхнесилурийские (ниагарские).

После онондагского века в Аппалачской геосинклинали происходят резкие изменения. Вместо маломощных главным образом карбонатных осадков начинают отлагаться мощные чисто терригенные песчано-глинистые породы, охватывающие вторую половину среднего девона (гамильтонский век) и всю верхнедевонскую эпоху.

Изучая строение этой обломочной толщи, как оно изображено на профиле (см. рис. 11), нетрудно установить, что во всех свитах, на которые она подразделена (Гамильтон, Портэдж, Хемунг, Брэдфорд) наблюдается одна и та же закономерная смена фаций. На востоке, в центральных частях геосинклинальной зоны, осадки наиболее мощны и образуются красноцветными песчаными породами без морской фауны, нередко косослоистыми. К западу мощность свит постепенно уменьшается, песчаники из красноцветных переходят в серые, косая слоистость исчезает, заменяясь нормальной, в породах появляется фауна брахиопод, пелеципод и т. д.; в некоторых случаях появляются даже известняковые слои с коралловой фауной (Гамильтон). Еще далее к западу песчаная фация постепенно переходит в глинистую, иногда обогащенную органическим веществом (битуминозную). Эти глины бедны донной фауной или не содержат ее вовсе, но изобилуют птероподами (*Tentaculites*). Характерно, что по мере перехода от свиты Гамильтон к Портэдж и т. д. вверх, все фации как бы смещаются к западу и соответственно песчаные, особенно красноцветные, занимают все большую площадь.

Нетрудно видеть, что только что описанный разрез чрезвычайно напоминает по типу разрез чамплейнско-цинциннатских слоев S_1 северной части Аппалачской геосинклинали. Это сходство указывает, что в верхнедевонское время Аппалачская область в ее центральных и восточных частях вновь переживала крупное и быстро шедшее воздымание, сопровождавшееся, по мнению американских исследователей, складкообразованием обширной полосы от Новой Англии через Мэн, Нью-Брунсвик на юг до мыса Гаттераса. Оно получило название акадской орогенической фазы и, судя по осадконакоплению, началось в конце среднего девона и достигло максимума в конце верхнего девона, т. е. было длительным.

В области складкообразования движения сопровождались значительными проявлениями вулканизма — обширными эффузиями, следы которых в изобилии сохранились в южном Квебеке, Гаспе, Нью-Брунсвике и Мэне, а также и интрузиями.

Таким образом, девонская история Северной Америки заключалась не только в обширном общем колебательном движении вниз — вверх, но также и в орогеническом процессе, сопровождавшем это колебание и достигшем максимума в эпоху общей регрессии конца D_3 на Североамериканском континенте.

11. Общие черты девонской палеогеографии и истории земной коры

Девонская история начинается ярко выраженной геократической фазой, напоминающей аналогичную фазу конца протерозоя. На грани силура и D_1 поднялись и освободились от воды все платформы. Море покинуло площади каледонид, а также многие участки ослабленного проявления каледонского орогенеза. Лишь на территории геосинклиналей, не затронутых складкообразованием, как Средиземноморская гео-

синклиналь (на юге Европы), Урал, Гималаи, Кордильеры, остались крупные площади морских водоемов. К концу нижнего девона море несколько увеличивается в размерах, но настолько ничтожно, что это нисколько не смягчает общего геократического характера нижнедевонской эпохи.

Новая волна широких погружений начинается лишь в среднедевонскую эпоху, причем проявляется на самых разнообразных участках (см. приложение II, карту 3). Ярче всего проступает она на Североамериканской и Русской платформах, где за короткий промежуток затопляются огромные площади. Значительно менее эффектна трансгрессия на Сибирской платформе и на Гондване и особенно в геосинклиналях, где прирост моря много меньше, но отмечается повсеместно: в Западной Европе (полосы *II b* и *II c*, см. рис. 1), на западном склоне Урала, в Минусинской котловине, на юге Китая. В франский век трансгрессия достигает своего максимума и на платформах (Североамериканской и Русской) и в геосинклиналях (прирост моря в Западной Европе, Южном Китае). В фаменский век обозначается уже отчетливая регрессия. Море постепенно ликвидируется на Русской платформе, разбиваясь на серию осолоненных лагун, и полностью уходит с Североамериканской и Сибирской платформ, а также из краевых частей Гондваны. В геосинклинальных зонах в конце верхнего девона картина сложнее. В Аппалачах, Бретани, кое-где в Казахстане, а также в Китае и в Австралии на конец девона падает бретонская фаза складчатости,— первая крупная орогеническая фаза герцинского этапа,— и с нею связывается регрессия моря в смятых полосах. Но в других местах (например, на большей части Казахстана) в фаменский век отмечается трансгрессия и море постепенно переходит в нижний карбон.

Рассматривая всю историю движений земной коры в течение девона в целом, можно сказать, что сиалическая оболочка за это время испытала одно крупное и сложно построенное колебательное движение: вниз — вверх; это восходящее движение конца D_3 осложнилось крупным бретонским орогенезом.

Нетрудно видеть, что по общему характеру эпейрогенеза девонский период сильно напоминает кембрий, в котором движения коры также складываются в единую крупную волну погружений ($Cm_1 + Cm_2$), а затем поднятий (см. часть I). Это сходство, однако, отнюдь не было тождеством. Отличия девонского эпейрогенеза от кембрийского заключаются прежде всего в иной пространственной локализации прогибаний и трансгрессий. В кембрии максимальные погружения испытывают Сибирская и Китайская платформы, минимальные — Русская и Североамериканская; в девоне локализация погружений прямо противоположная. Кроме того, в девоне в геосинклинальных районах из прогибаний выключаются площади каледонид, тогда как в кембрии они прогибались весьма интенсивно. Другим существенным отличием девонского периода от кембрийского является обилие местных и слабых проявлений орогенических подвижек в геосинклинальных зонах, вплетавшихся в общую кривую эпейрогенеза. На границе D_1—D_2 мы знаем их в Центральном Казахстане; во второй половине D_2 и в начале D_3 — на Урале (осевая часть хребта на юге) и местами в Казахстане (Чингиз-Тау, Сары-Су — Моинтинский водораздел); в конце D_3 — в Бретани, в Аппалачах, Китае, Австралии. В кембрии установлена лишь одна подвижка в Cm_3 — салаирская фаза. Является ли указанное различие реальным или же оно обусловлено лучшей сохранностью и лучшей изученностью девонских отложений сравнительно с кембрийскими — остается не вполне ясным.

Несколько слов о климатической зональности девона. Для всего лика Земли реконструировать ее пока нельзя, но для некоторых участков, например для северо-западной Евразии, удается на основании размещения фаций-индикаторов построить схему конкретного пролегания климатических полос. Для среднего и верхнего девона здесь намечается значительная аридная зона СЗ—ЮВ простирания, захватывающая центральную часть Русской платформы и уходящая отсюда в Среднюю Азию (см. рис. 41). В ее пределах в разное время наблюдается садка ангидритов, соли и доломитов. К северу пролегает полоса с углями, железными и бокситовыми рудами, свидетельствующими о влажном климате, и то же самое намечается для юга. Так как аридная зона располагается всегда между влажной тропической и влажной умеренной зонами, то естественно, что южную девонскую влажную полосу мы имеем право рассматривать как тропическую, северную — как умеренную. Прослеживание этих полос на других континентах, особенно на Гондванском, как указывалось, пока невозможно.

Глава II

ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ПЕРИОД

1. Органический мир и руководящие ископаемые каменноугольной системы

(Табл. IV, V, VI, VII, VIII, IX)

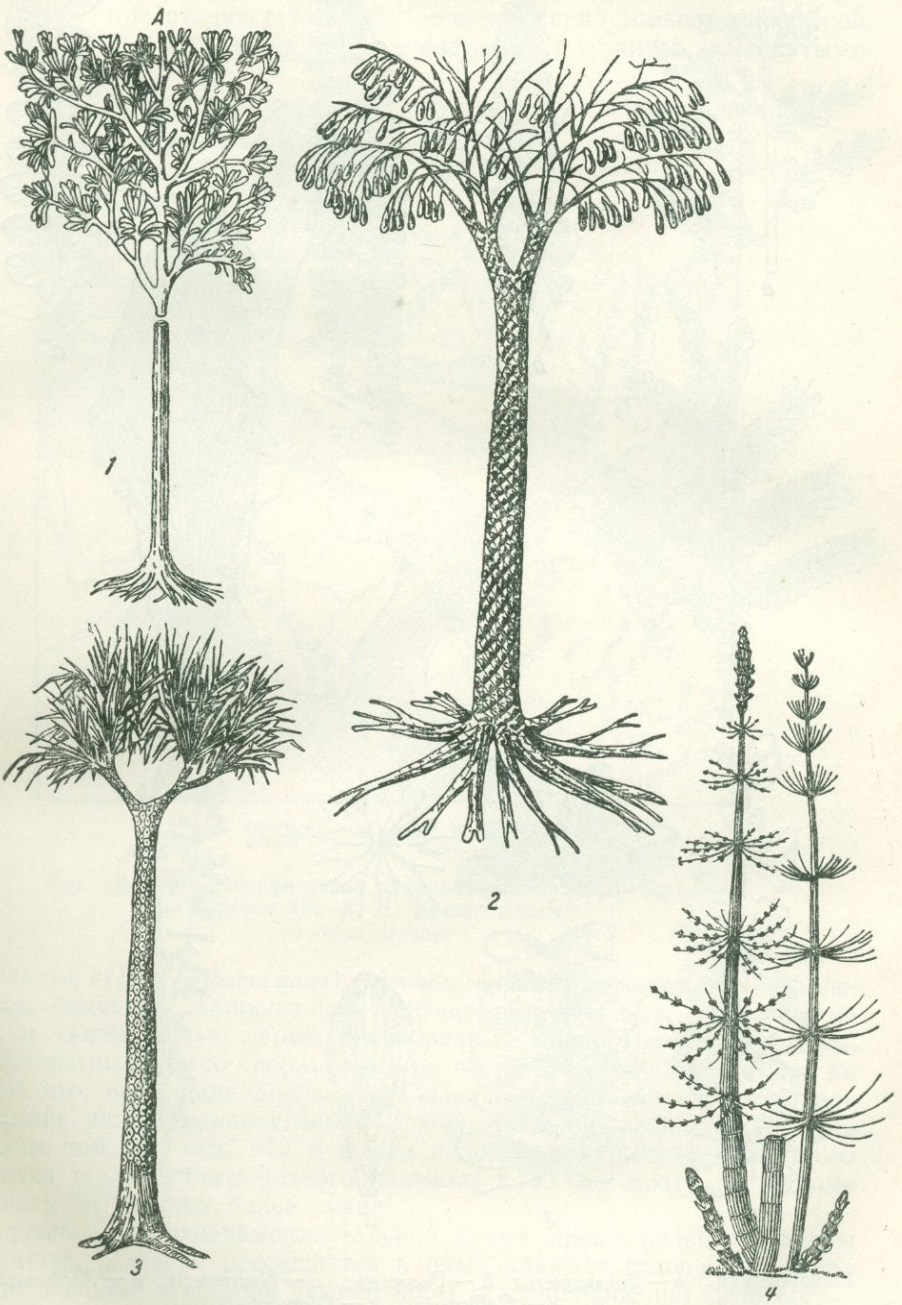
Наземная флора каменноугольного периода непосредственно развивается из флоры верхнего девона. Псилофиты исчезают, птеридофиты достигают своего расцвета и дают большое количество форм, часто крупных по размерам и древовидных. Таковы каламиты (*Calamites*) и клинолисты (*Sphenophyllum, Annularia*), огромные лепидодендроны (*Lepidodendron*) и сигиллярии (*Sigillaria*), родственные современным плауновым, и древовидные папоротники. Так как многие из родов *Pterydophyta* обнаруживают значительную изменчивость и дают большое число видов, то неудивительно, что в каменноугольное время эти растения, наряду с животными, начинают играть видную роль в стратиграфии. Значительно двинулось вперед и развитие семенных растений; в карбоне они представлены не только семенными папоротниками *Sphenopteris, Neuropteris, Lyginopteris, Alethopteris, Pecopteris* и т. п., но и более высокоорганизованной группой кордаитов (*Noeggerathiopsis, Cordaites*). Что касается количественных соотношений между *Pterydophyta* и семенными растениями, то вопрос этот в настоящее время не совсем ясен. Обычно принимается, что карбоновый период является еще эпохой отчетливо выраженного преобладания споровых растений над семенными, но такое представление не вполне безупречно. Листья семенных папоротников, лишенные плодоношений, не отличимы от ваий настоящих папоротников и легко могут быть приписаны (и прежде приписывались) именно этим папоротникам. Отсюда и возникла идея об исключительном преобладании в карбоне споровых растений над семенными. В действительности к каменноугольному периоду эпоха исключительного господства споровых растений, вероятно, уже окончилась (она была в S и D) и обе группы, возможно, были развиты в составе наземного растительного мира более или менее равномерно.

Обилие растительных остатков позволяет в настоящее время не только дать общую характеристику каменноугольной флоры, но и проследить за ходом ее развития и за особенностями ее пространственного распространения.

В девонское время состав наземной флоры отличался большим однообразием. В нижнекаменноугольную эпоху однообразие растительного покрова сохраняется еще в очень большой степени. «До сих пор,— пишет А. Н. Криштофович [1],— в составе нижнекаменноугольных флор

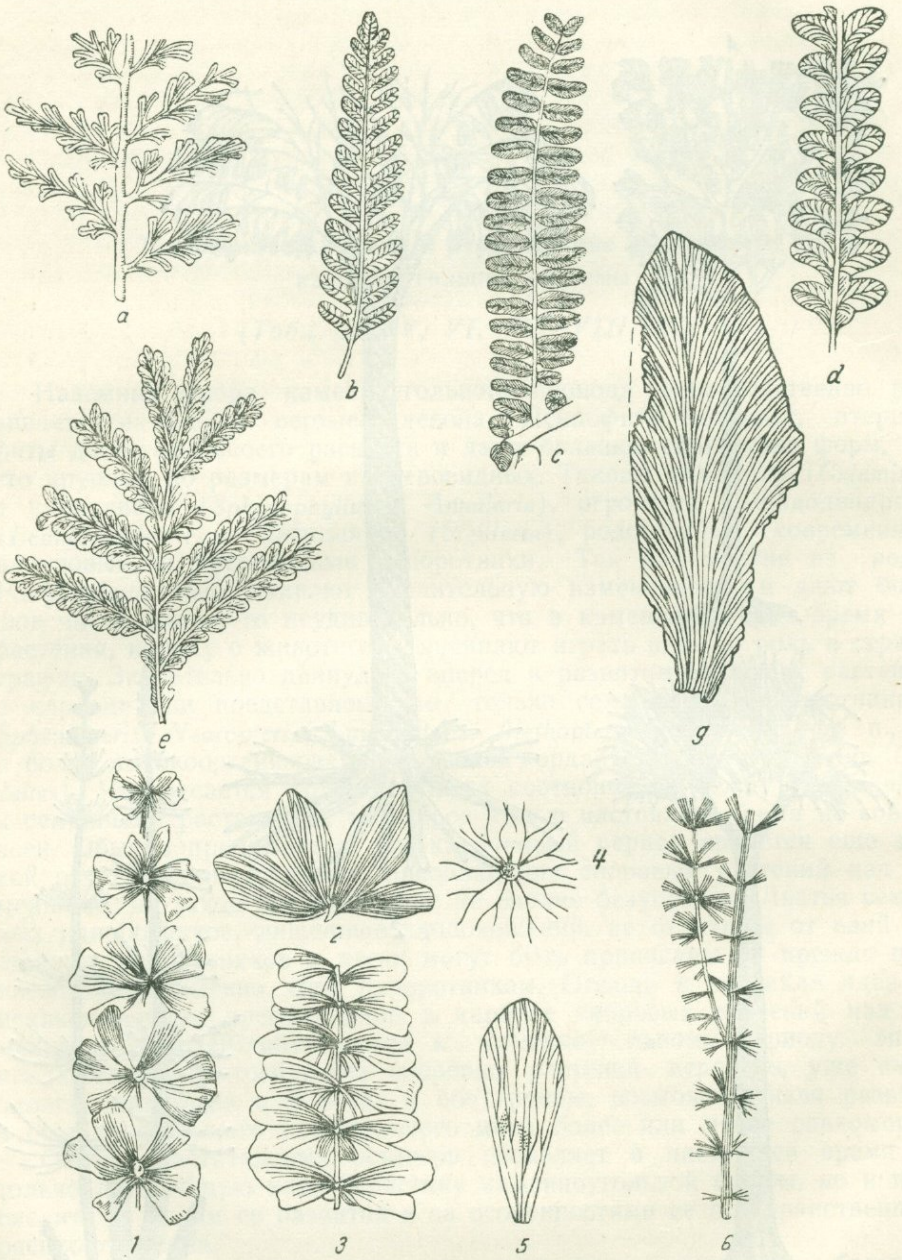
[1] Ботанико-географическая и климатическая зональность в конце палеозойской эры. Природа, № 3, 1937.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА



1 — Cordaites; *2* — Lepidodendron; *3* — Sigillaria; *4* — Cordaites

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА



Папоротники: *a* — Sphenopteris; *b* — Pecopteris; *c* — Neuropteris; *d* — Alethopteris; *e* — Callipteris; *g* — Glossopteris.

Клинолисты: (Sphenophyllum) *1*—*5* — типы листьев; *6*—участок стебля с боковой ветвью

земного шара не удалось уловить особенностей, которые дали бы нам возможность наметить какую-либо закономерность в распределении растений, признаки фитогеографических поясов или областей, подобных современным». «Поражает,— по словам Сьюорда [43],— общее однообразие характера растительности, следы которой мы видим в отложениях Шпицбергена, Северной Америки, Европы и Австралии». Из характерных представителей этой нижнекаменноугольной наземной флоры отметим многочисленные *Lepidodendron* с узкими вытянутыми

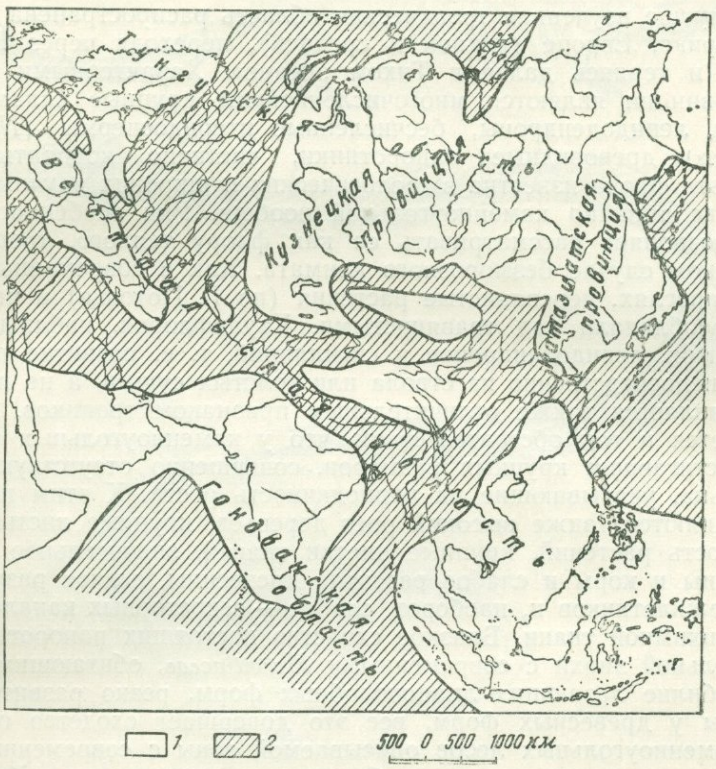


Рис. 12. Фитогеографические провинции Евразии в верхнем палеозое (по А. Н. Криштофовичу)
1 — суша; *2* — море

подушечками (*L. Veltheimianum*), *Archaeosigillaria, Asterocalamites, Sphenophyllum,* семенные папоротники *Heterangium, Adiantites,* первых кордаитов, а также целую серию своеобразных папоротников с вайями, часто безлистными, и со спорангиями не на нижней стороне листа, а на кончиках его; настоящие *Sigillaria* и *Calamites* еще редки. Значительное однообразие нижнекаменноугольной флоры было обусловлено, по всей видимости, тем, что она, как и флора девонская, существовала только в условиях теплого, безморозного климата, т. е. еще почти не распространялась на участки более сухие.

В средне- и верхнекаменноугольное время ареал развития флоры расширяется, растения расселяются в иные климатические пояса, и это приводит впервые в истории земной коры к возникновению фитогеографических провинций. Вопрос о количестве этих провинций и их качественном составе еще не вполне ясен, и среди палеоботаников нет единства во взглядах. Наиболее стройную и логически обоснованную

концепцию дал А. Н. Криштофович (1937 г.) в статье «Ботанико-географическая и климатическая зональность в конце палеозойской эры» [1].

Согласно этой концепции, «к середине каменноугольного периода на земле существовало три основных фитогеографических пояса, или области: 1) северная область тунгусской флоры, обнимавшая северную Европу и Азию..., 2) тропическая область (юг Европы и Азии)..., 3) южная область Гондванской флоры (южная Африка, Южная Америка, Австралия)» (рис. 12).

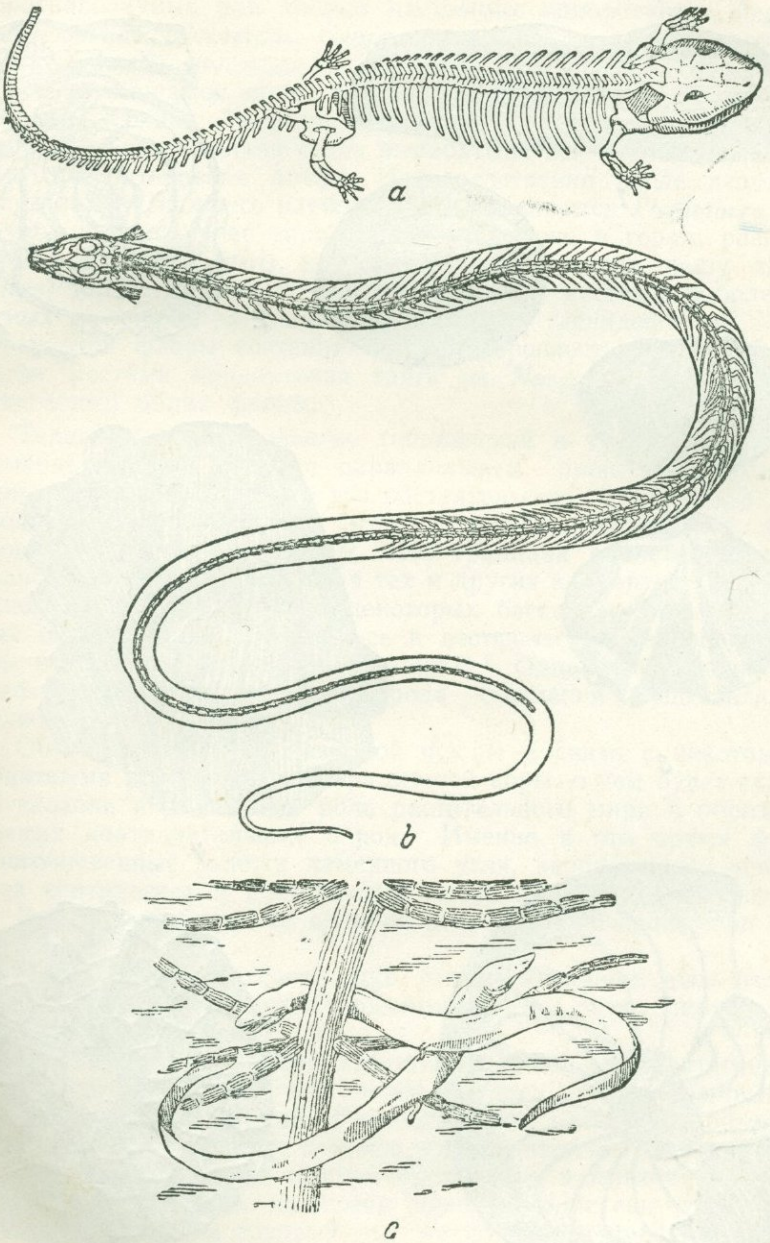
«Наилучше изученная тропическая область распространена в Северной Америке, Европе (южной и средней), переходя через Китай на Суматру и теряясь далее в Тихом океане». Характерными формами этой провинции являются многочисленнейшие крупные каламиты, сигиллярии, лепидодендроны, бесчисленные птеридоспермы *(Neuropteris, Alethopteris)*, древовидные папоротники, частично кордаиты и т. д. Именно эта флора известна в геологических и широких научных кругах в качестве типично каменноугольной вообще. Ряд особенностей этой флоры позволяет рассматривать ее как флору теплого, тропического и во всяком случае безморозного климата. Как в современных тропических зарослях, деревянистые растения (по Г. Потонье) в ней бесконечно преобладали над травянистыми. Каулифлория, наблюдающаяся у каламитов, лепидодендронов и сигиллярий, т. е. развитие плодущих органов непосредственно из ствола или толстых сучьев, а не на тонких ветвях, является также отличительным признаком тропиков. Это подтверждается и тем обстоятельством, что у каменноугольных растений, даже достигавших крупных размеров, совершенно отсутствуют годичные кольца, указывающие на периодичность роста. К этим признакам присоединяются также высокий рост деревьев, крупные листья, резкая волосистость растений, крупные клетки тканей, значительное развитие сердцевины и коры и слабое развитие древесины, резкое развитие системы межклетников и, наоборот, слабое — секреторных каналов, корки и склеренхимной ткани. Близкое сходство настоящих папоротников каменноугольной эпохи с современными *Marattiaceae*, обитающими в тропиках, обилие лазающих лианоподобных форм, резко развитые пневматофоры у древесных форм, все это довершает сходство средне- и верхнекаменноугольных лесов описываемой зоны с современными тропическими зарослями низинных болотистых пространств. «Мхи и лишайники,— пишет Сьюорд [43],— хотя мы и не имеем прямых указаний на их широкое распространение в то время, несомненно, существовали уже и в лесах карбона». Несомненно, обильно были развиты и грибы, неоднократно находимые в корнях кордаитов.

К северу и югу от тропической области располагались растительные комплексы существенно иного состава. По Криштофовичу, это была флора, «так же отличавшаяся от каламитов, сигиллярий, лепидодендронов и птеридоспермов тропической флоры, как современная ель, сосна, береза и ольха отличаются от диптерокарповых лесов, мангровых зарослей, кокосовых пальм и бананов тропиков».

«На обширном континенте Азии ее формирование происходило под влиянием тепло-умеренного и, может быть даже прохладного климата, вследствие чего у кордаитов появились даже годичные кольца, птеридоспермы и лепидофиты (т. е. сигиллярии и лепидодендроны) потеряли свое господствующее положение, а древние крупные каламиты выродились в сравнительно мелкие *Paracalamites, Phyllotheca,*

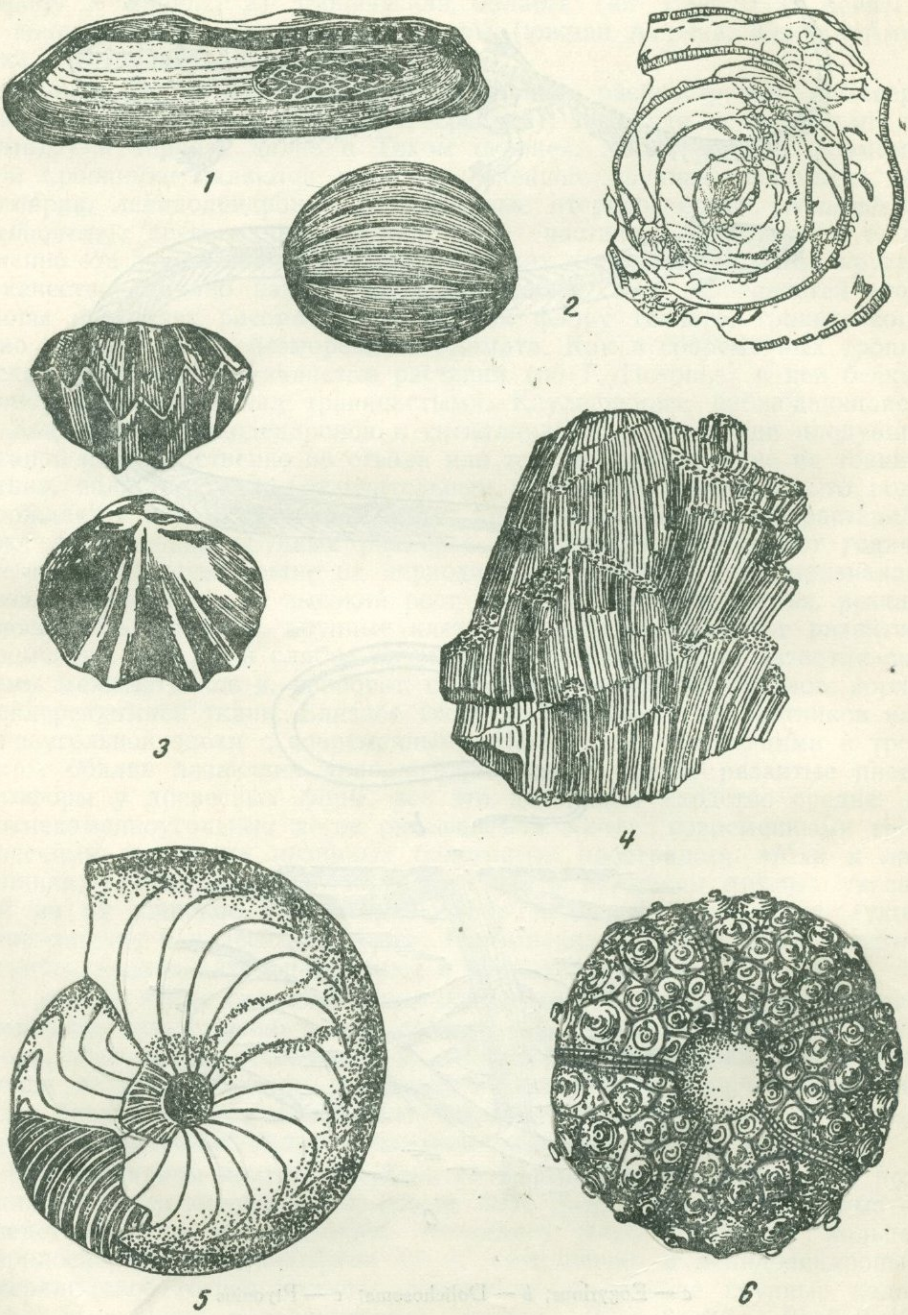
[1] Природа, № 3, 1937.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА



a — Eogyrinus; *b* — Dolichosoma; *c* — Ptyonius

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА



1 — Fusulina; *2* — Schwagerina (общий вид и поперечный разрез); *3* — Enteletes Lamarcki; *4* — Chaetetes; *5* — Glyphioceras sphaericus; *6* — Archaeocidaris

Lobatannularia и т. п. ...Немногочисленные лепидодендроны с узкими подушками и сигиллярии здесь быстро выродились и уступили место «кордаитовой тайге», являвшейся основной лесной формацией северной провинции»... «Кроме упомянутых хвощевых, кордаитов (*Noeggerathiopsis*), очень немногих дегенерирующих лепидофитов, ее составляли своеобразные гинкговые: *Psygmophyllum, Cinkgophyllum, Nephropsis,* папоротниковидные или частью настоящие папоротники: *Angaropteridium, Gondwanidium, Pecopteris, Gangamopteris, Sphenopteris* с остатками таких, как *Neuropteris,* являющихся выходцами из более южной зоны.

«В то же самое время далеко на юге, в южном полушарии (южная Африка, Южная Америка, Австралия)... из тех же самых нижнекаменноугольных предков стала вырабатываться характерная гондванская или глоссоптериевая флора. Непосредственно после лепидодендронов и сигиллярий нижнего карбона здесь появляются *Phyllotheca, Schizoneura,* возможно уже ранее зарождавшиеся высоко в горах; развились *Glossopteris* и *Ganganopteris,* как будто имитирующие нашу вахту (*Menyanthes*) или сабельник (*Comarum*), и только местами, в более благоприятных условиях, сохраняются последние лепидофиты». Характерную черту этой флоры составляет ее низкорослость, и только широкоразвитая местами кордаитовая тайга из *Noeggerathiopsis* нарушала этот угнетенный облик флоры.

Таким образом, развитие гондванской и тунгусской флор было в каменноугольном периоде параллельным процессом, происходило из одних и тех же корней, и это обстоятельство отразилось в значительно сходном облике этих двух умеренно климатических флор, разделенных тропической флорой Европы. «На границах областей, конечно, получались перекрытия, смещения тех и других элементов, что видно в Кайпинском бассейне Хэбея и некоторых бассейнах Маньчжурии, в которых одновременно проявлялись и вестфальские (европейские) *Neuropteris* и типичные ангарские элементы» [1]. Однако по условиям палеогеографии той эпохи подобного рода смешения осуществлялись лишь редко.

Обильное развитие наземной флоры в связи с некоторыми благоприятными условиями рельефа земной коры, о чем будет сказано ниже, обусловили выдающуюся роль растительного мира в образовании осадочных континентальных пород. Именно в это время формируются многочисленные залежи каменного угля, разбросанные решительно на всех континентах и достигающие часто огромных размеров.

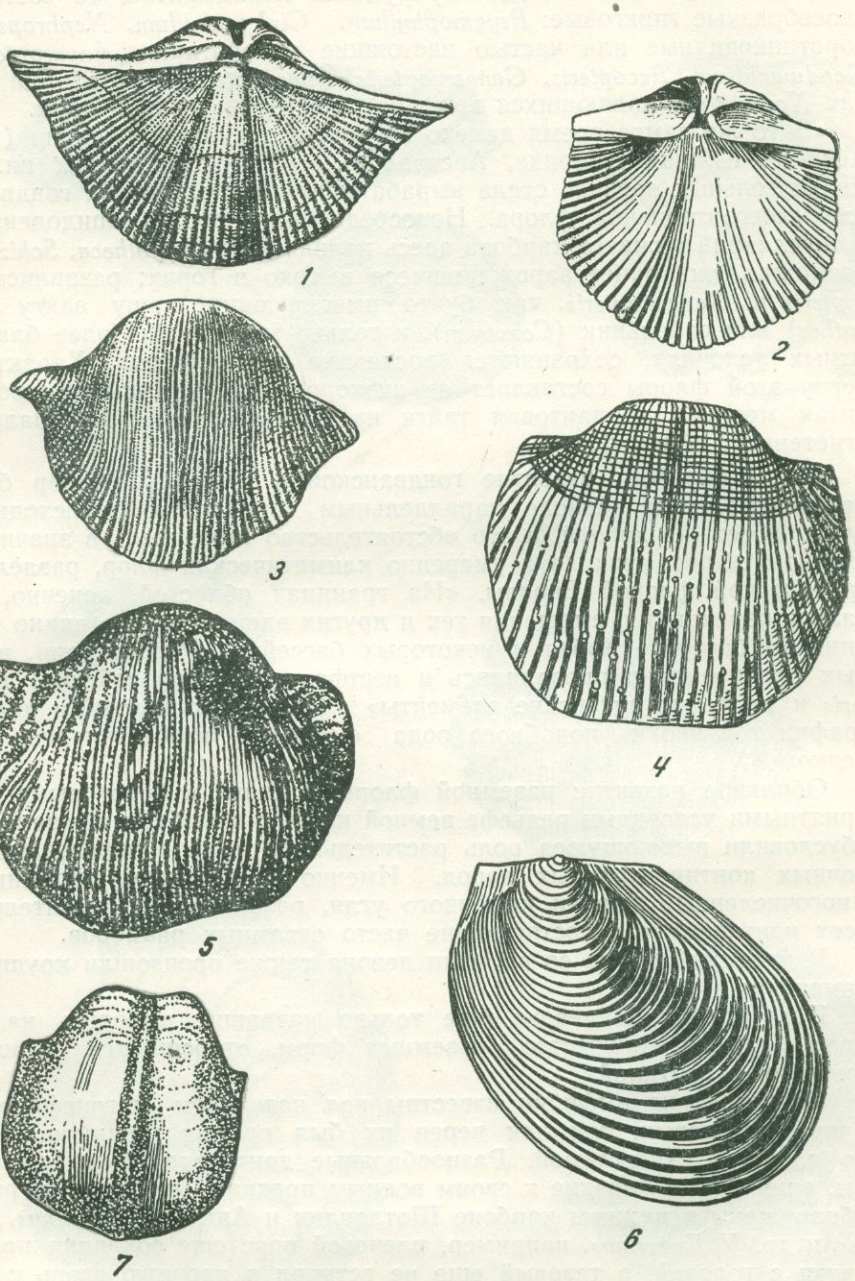
В наземной фауне со времени девона также произошли крупнейшие изменения.

Позвоночные, в девоне еще только начавшие выходить на сушу, дали большое количество наземных форм, относящихся к классам амфибий и рептилий.

Палеозойские амфибии известны под названием стегоцефалов или панцырноголовых, так как череп их был покрыт мощными костями со сложной скульптурой. Разнообразные тритоноподобные стегоцефалы, еще весьма близкие к своим водным предкам (кистеперым рыбам), обнаружены в нижнем карбоне Шотландии и Англии—*Eogyrinus, Loxomma* и др. У *Eogyrinus,* например, плечевой пояс еще сохранил признаки связи с головой, а тазовый еще не вступил в прочную связь с позвоночником. В верхнем карбоне Северной Америки и Канады найдены весьма своеобразные болотные фауны стегоцефалов с мелкими саламандрообразными формами (*Keraterpeton*) или же формами, имитирующими современных змей (*Dolichosoma, Ptyonius*).

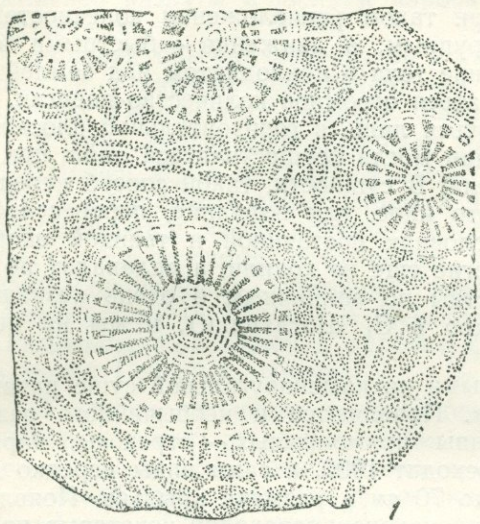
[1] А. Н. Криштофович. См. сноску на стр. 36.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА

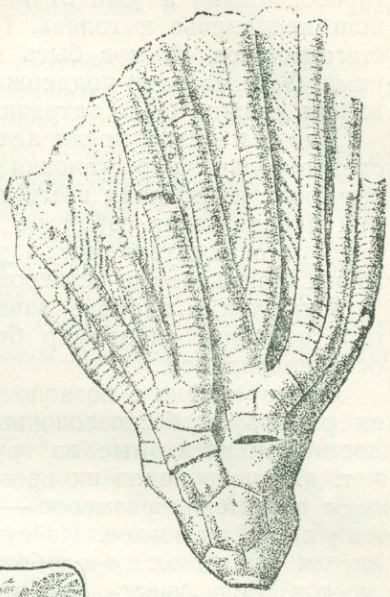


1 — Spirifer tornacensis; *2* — Choristites mosquensis; *3* — Productus giganteus; *4* — Productus semireticulatus; *5* — Productus cora; *6* — Posidonia; *7* — Productus mesolobus

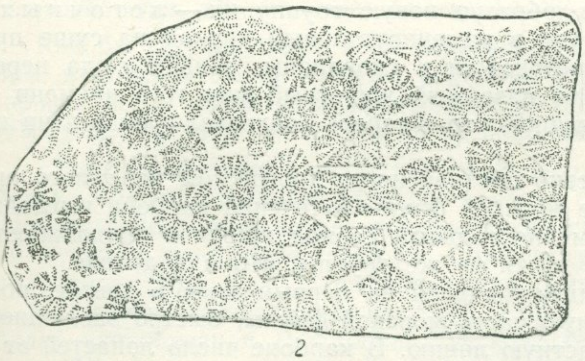
ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ КАМЕННОУГОЛЬНОГО ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА



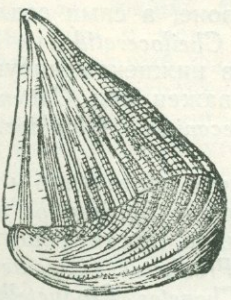
1



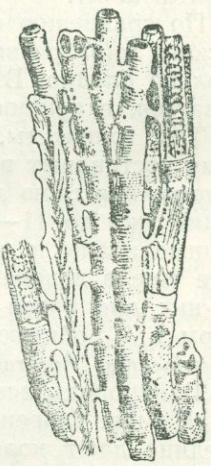
4



2



3



5

1 — Lonsdaleja; *2* — Lithostrotion; *3* — Syringothyris cuspidata; *4* — Poteriocrinus; *5* — Syringopora reticulata

Примитивность каменноугольных, а также и многих пермских амфибий, помимо анатомических особенностей, сказывалась в их своеобразной манере двигаться, далекой от современной и очень архаичной. Как показывает изучение суставных ямок плечевого и тазового поясов, плечо и бедро располагались перпендикулярно к средней линии тела, т. е. горизонтально, и уже от наружных концов их перпендикулярно вниз или предплечье и голень. При таком расположении конечностей шаг стегоцефалов не мог быть крупным, а движения — быстрыми и ловкими. Уже на одно поддержание тела в приподнятом над землей положении должно было затрачиваться огромное количество энергии.

Плечо и бедро могли качаться лишь в горизонтальной плоскости, и следовательно перестановка лап могла осуществляться лишь при змееобразных изгибаниях всего тела. В сущности, такой способ передвижения представляет собой не что иное, как плавание, перенесенное на сушу и осуществляемое в условиях постоянной и твердой опоры на грунт. Примитивные четвероногие еще не ходили, а «плавали» по суше.

Рептилии в карбоне известны по единичным и очень незначительным остаткам (например бедро в C_1 Шотландии), и мы на них не останавливаемся.

Одновременно с позвоночными на каменноугольной суше развивается ряд групп беспозвоночных. Появляются и необычайного развития достигают насекомые из группы прямокрылых — стрекозы, тараканы и т. д.; число видов их превосходит 1000, а сами виды нередко достигают гигантских размеров — до 70 *см* в размахе крыльев. Появляются паукообразные. На сушу, наконец переходят некоторые представители моллюсков, образуя новую группу их — легочных моллюсков. Если учесть, что в каменноугольный период на суше продолжают существовать многоножки и скорпионы, раньше сюда перебравшиеся, то окажется, что наземный животный мир того времени включал почти все те же группы, что и теперь (нехватало лишь птиц и млекопитающих).

По сравнению с резко обозначенным прогрессом наземного органического мира развитие морской фауны в течение карбона выглядит несколько бледно. В каменноугольный период живут и продолжают развиваться, в сущности, почти те же группы, что и в девоне.

Так, гониатиты, выдвинувшиеся на первый план в девоне, попрежнему составляют важную часть морской фауны, быстро эволюционируя и усложняя свою лопастную линию. В карбоне число лопастей от 4 доходит уже до 11—13 на каждой стороне, а сами седла образуют вторичные волны и нередко зазубрины. *Cheiloceratidae* и *Prolobitidae*, жившие еще в девоне, удерживаются и в нижнекаменноугольную эпоху,— из них для низов нижнего карбона важен род *Gattendorfia*. Из новых форм в C_1 обитают *Pericyclus*, *Prolecanites*, *Glyphioceras*, в C_2—C_3— *Gastrioceras*, *Anthracoceras*.

Брахиоподы все еще в изобилии, хотя постепенно и клонятся к упадку. Из них главенствующую роль играют *Spiriferidae* и *Productidae;* последние дают колоссальное число видов, достигающих иногда гигантских размеров — с детскую голову: *Productus (Gigantella) gigantea*. Наряду с ними широко развиты роды: *Chonetes*, *Productella* (C_1), *Strophalosia*, *Syringothyris*, *Reticularia*, *Martinia*, *Streptorhynchus*, *Enteletes*, *Meekella*, *Orthotetes*, *Schuchertella* и др. В Средиземноморской зоне, на востоке ее, появляются первые представители своеобразных *Richthofenia* и *Lyttonia*.

Фораминиферы в каменноугольную эпоху сильно развиваются и дают много крупных форм из семейства *Fusulinidae*, последние являются типично мелководными бентонными формами, скопляются массами и образуют часто мощные толщи известняков. Быстро эволюцио-

шируя, фораминиферы дают ряд руководящих форм — *Archaediscus* для C_1, *Triticites* и *Pseudofusulina* для C_3.

Кораллы попрежнему обильны, особенно четырехлучевые; в C_1 развиты *Lithostrotion, Caninia, Dibunophyllum,* важные для стратиграфии; они формируют часто крупные рифовые постройки. В группе табулят особенно развиты в нижнем карбоне *Michelinia,* в среднем — *Chaetetes, Syringopora.*

Мшанки обычно обильны во всем разрезе карбона, когда он представлен в карбонатной фации; они относятся главным образом к семейству *Fenestellidae: Fenestella, Reteporina, Hemitrypa, Polypora.*

В типе эхинодермат особенно развиты криноидеи, морские ежи и бластоидеи. Криноидеи (*Poteriocrinus, Cromyocrinus, Platycrinus* и др.) живут в прибрежных зонах, образуя здесь целые заросли; из их обломков слагаются часто крупные массы известняков; они ассоциируют здесь с водорослями, фузулинами, кораллами. Морские ежи представлены попрежнему древними ежами; из них собенно важны *Archaeocidaris* (в Европе) и *Melonites* в Северной Америке. Бластоидеи (*Pentremites*) достигают в карбоне своего расцвета, особенно обильны в морях Северной Америки.

В классе пелеципод развивается группа гетеродонтных, принадлежащая к семейству *Anthracosiidae: Carbonicola (Anthracosia) — Anthracomya, Palaeomutella;* они обитают преимущественно в солоноватоводных водоемах; среди морских форм встречаются *Pinna, Lucina, Posidonia, Eurydesma.* Среди гастропод обильны представители *Bellerophon, Omphalotrochus, Pleurotomaria, Straparollus, Euomphalus.*

Как бы уступая место всем перечисленным благоденствующим группам, в морской фауне карбона все реже и реже, одиночками и в виде мелких форм, попадаются граптолиты (1 род — *Dictyonema*), трилобиты (*Phillpsia*), гигантостраки; эти ветви доживают свои последние дни.

«Зоогеографические области в карбоне претерпевают большие изменения. В начале каменноугольного периода фауна мирового океана еще позволяет различить те две зоологические области, какие известны были в конце девонского периода: европейскую (*Spirifer tornacensis,* преобладание *Pericyclus*) и американскую (преобладание *Münsteroceras*); к концу же нижнекаменноугольной эпохи повсюду распространяется более однообразная (космополитическая) фауна гониатитов и брахиопод (*Glyphioceras striatum, Productus* (*Gigantella*) *giganteus.* Энергичные перемещения суши и моря в среднекаменноугольную эпоху обусловливают весьма сложный фациальный состав осадков и их фауны, который затрудняет разграничение областей, но, повидимому, фауна со *Spirifer mosquensis* имеет широкое распространение. Наконец, трансгрессия моря в верхнекаменноугольную эпоху снова обусловливает обширное распространение однообразной фауны (*Spirifer marcoui, Productus cora*), в особенности в северном полушарии (бореальная фауна). На юге Азии (Соляный кряж) и на востоке ее (Китай) в это время появляются первые представители совершенно новой (экваториальной или тихоокеанской) фауны (брахиоподы, близкие к *Lyttonia, Richthofenia*), которая более широкое распространение получает лишь в пермский период. Еще южнее, в Австралии, Новой Зеландии в это время существует южная (или австральная) фауна, по сравнению с северной заключающая много своеобразных форм (*Spirifer vespertilio, Martinia darwini, Leiomyalina, Eurydesma* и др.). Эти области, однако, не могут быть сопоставлены с климатическими особенностями различных поясов земной коры, так как распространение форм с массивным известковым скелетом, обычно связанных с условиями теплого климата,— какими

являются, например фузулины в каменноугольном море,— не приурочено определенно ни к одному из них» (А. А. Борисяк [6]).

Что касается подразделений каменноугольной системы, то в настоящее время они не являются общепринятыми. В Западной Европе и Северной Америке, где толща карбона в большинстве случаев отчетливо распадается на два комплекса, из которых нижний — морской, а верхний — континентальный, принято двучленное деление на нижний (C_1) — морской, и верхний (C_2) — континентальный отделы. В СССР, где морские осадки развиты широко во всем карбоне, общепринятым является подразделение на нижний — динантский (C_1), средний — московский (C_2) и верхний — уральский (C_3) отделы, причем C_2+C_3 русской стратиграфии соответствует C_2 западноевропейской.

Дальнейшие подразделения карбона в каждой из этих стран неодинаковы. Представление о них дает следующая таблица.

СССР и Азия	Западная Европа		Северная Америка		
			Аппалачская обл.		Центральные штаты
Верхний или Уральский отдел C_3	Верхний отдел	Стефанский ярус	Пенсильванский отдел	Слои Мононгхелла	Слои Миссури
				Слои Конимауг	
Средний или Московский отдел C_2		Вестфальский ярус		Слои Аллегани	Слои де Маун
		Намюрский ярус		Свита Поттсвилл	Слои Арканзас
Нижний отдел C_1 (расчленяется как в Западной Европе)	Нижний или динантский отдел	Визейский ярус	Миссисипский отдел	Слои Мауч-Ченк	Слои Честер
					Слои Сен-Луи
		Турнейский ярус		Слои Гринбрайер	Свита Осэдж
				Слои Поноко	Свита Киндерхук

Приводим некоторые из важнейших руководящих форм для различных подразделений морского европейского карбона:

Уральский отдел (C_3) *Productus cora, Fusulina verneuili, Spirifer marcoui, Gastrioceras, Anthracoceras*

Московский отдел (C_2) *Spirifer mosquensis, Productus semireticulatus, Archaeocidaris rossica, Enteletes lamarcki, Spirifer bisulcatus*

Динантский отдел (C_1)

2. Визейский ярус (Визе)

Prolecanites, Glyphioceras, Productus (Gigantella) giganteus, Pr. (Striatifera) striatus, Dibunophyllum, Lithostrotion, Caninia

1. Турнейский ярус (турне[1])

Spirifer tornacensis, Productus mesolobus, Pericyclus, Gattendorfia

[1] Нижние слои турнейского яруса часто выделяют под названием слоев этрёнь (Etroeungt); они содержат смешанную девоно-карбоновую фауну и в частности *Clymaclymenia camerata.*

2. Западноевропейская геосинклинальная зона

Каменноугольная история Западноевропейской геосинклинальной зоны отличается большой сложностью.

На рис. 13 представлены осадки нижнекаменноугольной эпохи.

Бросается в глаза, что морские отложения C_1 распространены значительно шире девонских и, в частности, занимают крупную площадь в Англии и Ирландии, т. е. на юго-западе каледонских складок. Таким образом, динантская эпоха в Западной Европе является эпохой значительной трансгрессии моря.

Литологически в осадконакоплении нижнего карбона выделяются две существенно различные зоны. В области трансгрессии нижнекаменноугольные отложения (см. рис. 13, b) слагаются почти целиком карбонатными органогенными породами, известняками и частью доломитами, содержащими обильную фауну кораллов, брахиопод (*Spirifer tornacensis* внизу и *Productus (Gigantella) giganteus* наверху) и частью гониатитов. Лишь в самом конце визе известняки вытесняются глинистыми осадками. Исключительное развитие органогенных, в частности коралловых, пород делает вероятным, что рассматриваемый участок моря отличался незначительной глубиной и вместе с тем отсутствием сколько-нибудь заметных островов, доставлявших обломочный материал; это была область хотя и мелкого, но открытого моря. К северу известняки выклиниваются и почти полностью замещаются песчаными породами; последние лишь в части своей заключают морскую фауну, частично же немы или содержат растительные остатки, местами гипсы, местами (в визе) угли и битуминозные сланцы. Это краевая лагунная фация динантского моря Англии. К югу, во всей огромной области, располагающейся вокруг Молданубского поднятия (Центральное Французское плато — Богемия) в эпоху C_1 отлагаются терригенные толщи, известные под общим названием кульма. Типичный разрез этой фации известен из восточной окраины Рейнских Сланцевых гор и Гарца. Нижнюю часть свиты образуют кремнистые сланцы с радиоляриями и прослоями эффузивных пород; выше залегают глинистые посидониевые сланцы с многочисленными тонкостворчатыми *Posidonia becheri* и другими мелкими пелециподами (*Pecten*), брахиоподами (*Chonetes*), гониатитами (*Glyphioceras sphaericum, Pronorites* и др), *Orthoceras* и трилобитами (*Phillipsia*). Кверху глинистые сланцы сменяются граувакками, чем выше, тем все более грубозернистыми, с редкими морскими формами и растительными остатками (*Asterocalamites scrobiculatus, Lepidodendron Veltheimianum*. На северной и восточной окраинах Центрально-европейской (Молданубской) глыбы (поднятия), а также в Бретани, осадки фации кульма обогащаются грубообломочным материалом (граувакки, конгломераты), особенно в Тюрингии и Силезии, причем слои с растительными остатками встречаются не только наверху, но и в средних и нижних частях его разреза. Такая локализация грубозернистых фаций явно указывает, что главным источником терригенного материала в нижнекаменноугольное время было Центральноевропейское поднятие. Очевидно, орогеническая бретонская фаза, имевшая место на границе D_3—C_1, омолодила рельеф и вызвала усиленную денудацию. Возможно также, что поднятие глыбы и омоложение были подготовительной ступенью к новым чрезвычайно резким орогеническим процессам, которые произошли в Западноевропейской геосинклинальной зоне в конце динантской эпохи.

Этот новый орогенез получил от Г. Штилле наименование судетской фазы. Он охватил Судеты, Саксонские Рудные горы, Тюрингию, Воге-

зы, Шварцвальд, Западные Альпы, а также территорию Центрального Французского плато, Арморикапского массива, Восточных Альп и Пиренеев. Более северная и более южная полосы судетским орогенезом затронуты не были.

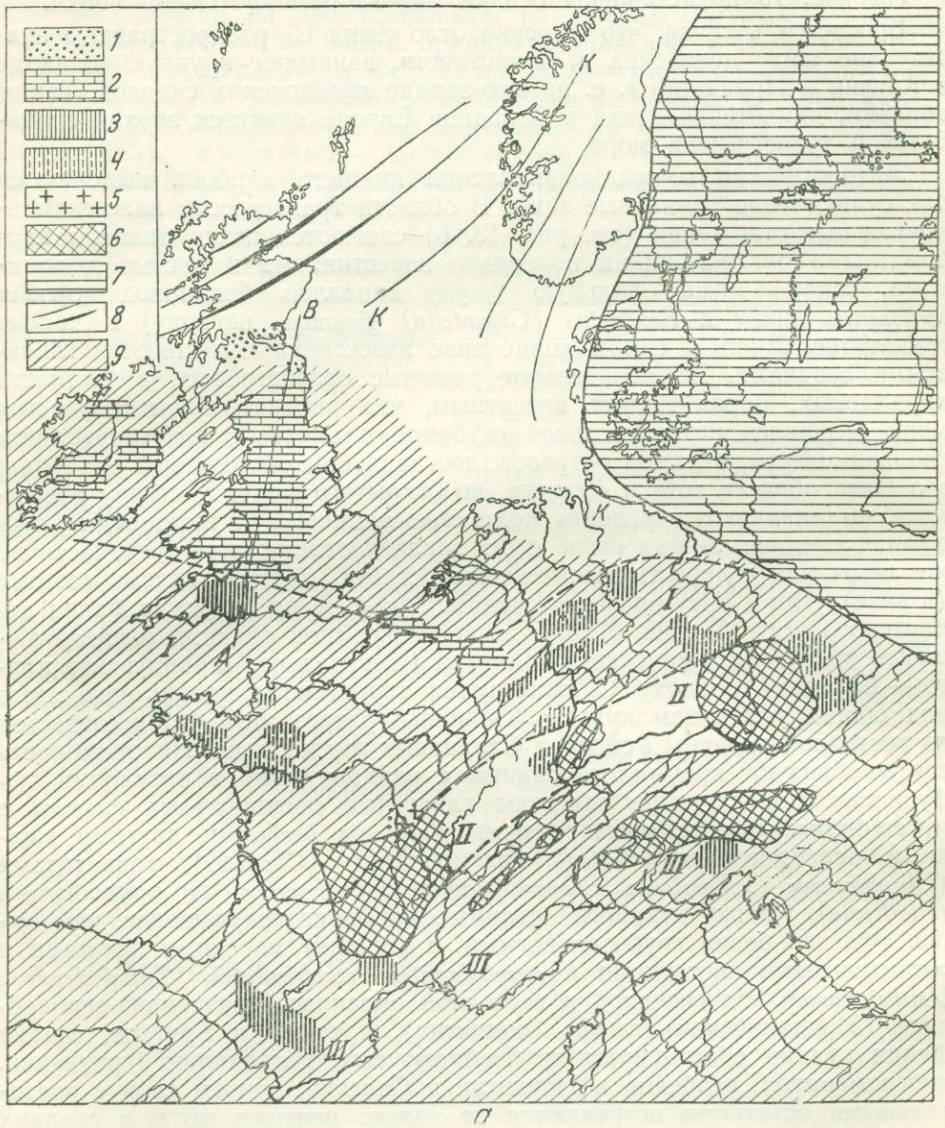
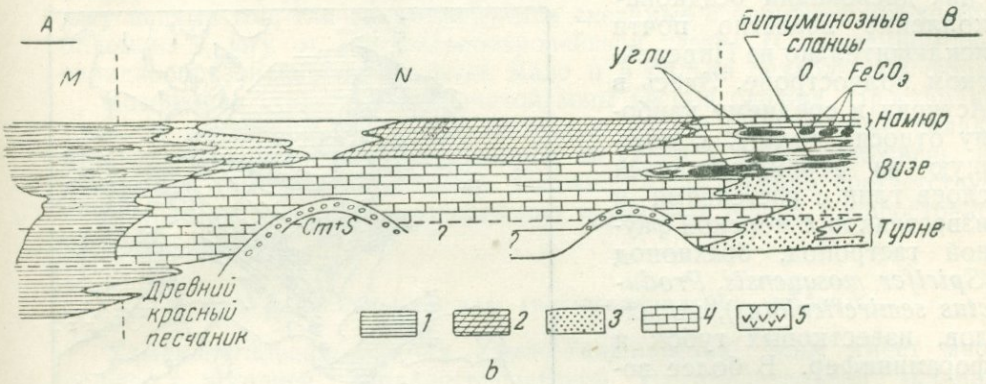


Рис. 13. Фации нижнего карбона Западной Европы
а — структурно-фациальные зоны

1—лагунные фации по северной окраине нижнекаменноугольного бассейна; *2*—известняковая фация; *3*—кульмская фация в нормальном развитии, главным образом глинисто-сланцевая; *4*—кульмская фация, главным образом песчано-конгломератовые накопления, порой с растительными остатками; *5*—эффузии; *6*—древние ядра—позитивные элементы; *7*—русская платформа; *8*—каледонские горные сооружения; *9*—море. *К—К*—каледониды. *I—I*—среднеевропейская негативная зона; *II—II*—Молдануб ская глыба или Центральноевропейское поднятие; *III—III*—Южноевропейская негативная зона; *А—В*—местоположение профиля на карте

Горообразование судетской фазы отразилось на осадконакоплении московского века чрезвычайно резко (рис. 14). На площади Западной Европы теперь различаются три резко различные полосы. В области

только что происшедшего орогенеза осадкообразования либо совсем нет (Центральное Французское плато, Альпы), либо накопляются исключительно континентальные песчано-конгломератовые и сланцевые толщи большой мощности с углями лимнического типа (в Вогезах, Саксонии, Верхней и Нижней Силезии). Эти толщи представляют, несомненно, выполнения тех многочисленных межгорных котловин, которые естественны в молодой еще формирующейся горной стране.



Профиль к рисунку 13

в — строение нижнекарбоновых отложений на территории южной части каледонид (по М. Жинью)

1 — глины; *2* — глины с прослоями известняков; *3* — лагунные песчано-глинистые отложения; *4* — известняки; *5* — гипсы.

M — область развития фации кульма (Корнуэлс. Герцинская геосинклиналь); *N* — область нормально-морской карбонатной фации; *O* — область лагунных фаций

Севернее, в южной и средней Англии, северной Франции, Бельгии, западной Германии в начале среднего карбона еще удерживаются морские условия и отлагаются мощные слои грубообломочных морских осадков, названных в Англии жерновыми песчаниками. Но затем и здесь возникают продуктивные угленосные толщи, в виде почти непрерывной цепи паралических каменноугольных бассейнов. Продуктивные толщи сложены обычно песчаниками и глинистыми сланцами, которым подчинены многочисленные прослои каменного угля, и — на отдельных горизонтах — прослои с морской фауной (двустворки, гониатиты). Геоморфологически эти паралические угленосные бассейны были связаны с обширной низменной предгорной впадиной — передовым прогибом, располагавшимся между только что сформированной горной цепью и ранее возникшими каледонскими складчатыми структурами и отчасти на территории последних — по южной их окраине. В силу своего положения — на краю молодой горной цепи — передовой прогиб, естественно, стал вместилищем огромных масс обломочного материала, выбрасываемого денудацией подымающейся структуры, причем в отличие от последней находился в состоянии непрерывного погружения. Самое погружение, однако, протекало, как показал М. Прюво, неравномерно — то ускоренно, то замедленно. При ускоренном прогибании предгорная депрессия уходила под уровень моря и повсеместно отлагались глинистые сланцы или глинистые известняки с морской фауной. При замедленном погружении мелкое море заполнялось выброшенным с гор обломочным материалом, возникали огромные заболоченные прибрежные пространства, заселенные лепидодендронами, сигиллариями, каламитами и другими растениями, и образовывались колоссальные торфяники, давшие пласты угля. Этим пластам угля свойственна обычно не-

большая мощность (0,1—1,6 *м*), но зато они выдерживаются на колоссальных пространствах. Угленакопление среднего карбона создало практически почти всю ту массу углей, какой располагает Западная Европа (Англия, Франция, Бельгия). Мощность продуктивных толщ обычно огромна и измеряется 2500—3000 *м*; из них на долю углей приходится от 1 до 2%; остальное — «пустые» обломочные породы.

К югу от области судетских дислокаций осадконакопление известно почти исключительно на Пиренейском полуострове. Здесь в Астурии к среднему карбону относят толщу, состоящую из перемежающихся слоев глин с растениями и известняков с морской фауной гастропод, брахиопод (*Spirifer mosquensis, Productus semireticulatus*), кораллов, известковых губок и фораминифер. В более восточных частях геосинклинальной зоны средний карбон пока установлен лишь в Сардинии, где представлен известняками.

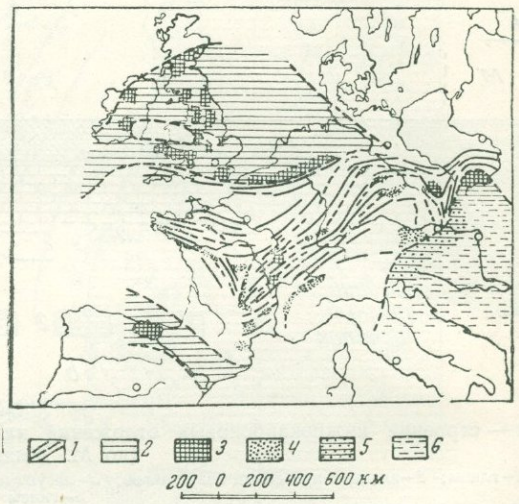


Рис. 14. Структурно-фациальные зоны Западной Европы в среднекаменноугольную эпоху (по С. Бубнову)

1—растущие складчатые сооружения; *2*—область накопления паралических угленосных свит в предгорном прогибе и на южной окраине каледонид; *3*—важнейшие каменноугольные бассейны; *4*—лимнические угленосные отложения межгорных котловин; *5*—прибрежно-морские фации; *6*—предполагаемое распространение моря

На границе московской и уральской эпох вновь разыгрываются орогенические процессы, объединяемые в астурийскую фазу герцинской складчатости. В это время была сильнейшим образом дислоцирована с опрокидыванием складок и образованием надвигов, идущих к северу, в направлении на платформу, вся территория среднекаменноугольного предгорного прогиба, т. е. юг Англии, северная Франция, Бельгия. Одновременно была смята область Пиринейского полуострова.

Астурийский орогенез внес новые изменения в осадконакопление Западной Европы. На площади только что смятой никакой седиментации вообще не идет и в соответствии с этим уральские отложения здесь целиком отсутствуют. Это область денудации. Южнее в полосе судетской складчатости осадкообразование в межгорных котловинах идет весьма оживленно и в больших размерах, но отлагаются исключительно континентальные угленосные лимнические свиты. Угольные бассейны этого времени находятся в области Центрального Французского плато, Вогез, окрестностей Саарбрюкена, в Тюрингии, Саксонии и Силезии; в трех последних пунктах угленосная толща верхнего карбона является продолжением такой же толщи среднего карбона. На крайнем юге Европы осадкообразование идет уже не только в континентальных, но и в морских условиях. Так, в Испании (Астурия) к верхнему каменноугольному отделу относятся конгломераты и песчаники с растительными остатками. То же в Сардинии. В Восточных Альпах верхний карбон представлен известняками с фузулинами и швагеринами; на южном склоне Карпат — вновь континентальной продуктив-

ной толщей, а на Балканах — фузулиновыми и швагериновыми известняками (Далмация, Евбея, Кос, Хиос и др.).

Такова каменноугольная история Западноевропейской орогенической зоны. Начинаясь обширными погружениями в нижнем карбоне, она продолжается серией горообразовательных актов, которые сминают в складки сначала центральную часть зоны (судетская фаза), а затем передовой прогиб (астурийская фаза) и превращают территорию в обширную складчатую горную страну со значительными котловинами между цепями гор, где аккумулируются сносимые с окружающих хребтов обломки. К югу от Центральноевропейской глыбы (Средиземноморье) складкообразование проявляется мало и в сильно ослабленной форме.

Возникшая структура складчатой зоны весьма сложна. Простирания складок изменчивы, образуют выпуклую на юг дугу, а сами складки чрезвычайно интенсивны, опрокинуты на север и часто осложнены надвигами в том же направлении. Сложности дислокации соответствуют обширные интрузии преимущественно гранитных пород, распространенные повсеместно.

3. Урало-Тяньшанская геосинклинальная область

Каменноугольная история Урало-Тяньшанской зоны имеет много общего с историей Западноевропейской геосинклинальной площади (рис. 15). В Южнотяньшанских дугах и в южной половине западного склона Урала, вплоть до хребта Кара-Тау[1] турне слагается сплошь карбонатными породами, известняками и доломитами, местами с обильной фауной (*Spirifer tornacensis* и другие брахиоподы), местами немыми; мощность их колеблется от 100 до нескольких сот метров. Такой состав отложений доказывает, что в турнейское время на описанной площади продолжают устойчиво сохраняться условия открытого, вероятно, неглубокого и теплого безостровного моря. К северу от хребта Кара-Тау в течение почти всего турне также отлагаются известняки, до 200 *м* мощности, местами с богатой фауной кораллов и брахиопод (*Spirifer tornacensis*). Но в конце турне они сменяются континентальной угленосной толщей, состоящей из слоев песчаников, глин и углей. Наиболее значительной мощности (300 *м*) эта толща достигает в Кизеловском районе Северного Урала, где с ней связано крупное месторождение каменных углей. Таким образом, в северной части западного склона Урала в конце турне морской режим уступает место условиям заболоченной континентальной низины. На восточном склоне Урала, исключая район, непосредственно прилегающий к р. Урал, турне полностью слагается угленосной толщей паралического типа.

«Можно предполагать,— пишет И. Е. Горский[2],— что... образование этой угленосной толщи происходило в области мелководной, с участками суши, причем распределение суши и моря не оставалось постоянным на сколько-нибудь продолжительный срок; острова (где происходило накопление углей) скрывались под водой и, обратно, участки дна выходили на дневную поверхность и подвергались действию агентов денудации. При этом происходило разрушение ранее отложенных осадков и снос их в новые места». В бассейне р. Урал накопление осадочных пород осложнялось вулканической деятельностью (вначале основные, затем кислые породы).

Совершенно иными чертами отличаются палеогеография и осадконакопление визе. Лишь в самом начале его на западном склоне Север-

[1] К югу от Уфимского плато.

[2] Объяснительная записка к геологической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000.

ного Урала еще удерживаются континентальные отложения и заканчивается формирование кизеловской угленосной толщи. На всей же остальной части Урало-Тяньшанской зоны, уже с начала визе отлагаются чрезвычайно однообразные осадки — светлые, серые, плотные известняки с фауной брахиопод (*Productus giganteus, Pr. striatus* и др.), кораллов, местами гониатитов. Иначе говоря, вновь на всей площади Урало-Тяньшанской зоны устанавливается однообразный морской режим — открытое, безостровное, вероятно, неглубокое море. В сущности, впервые за всю палеозойскую историю мы встречаемся с таким одно-

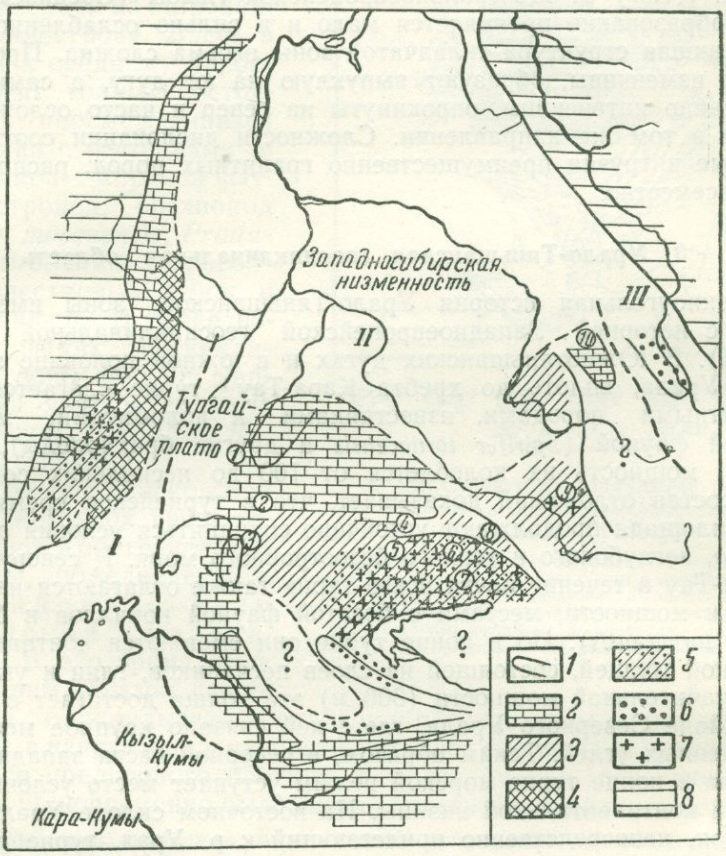


Рис. 15. Структурно-фациальные зоны Урало-Сибирской области в нижнетурнейское время

I, II, III — обозначения зон (см. рис. 3).

1—антиклинории (их перечень см. на рис. 3); *2*—разрез турне—известняковый; *3*—разрез турне—глинисто-сланцевый; *4*—турне выражен угленосной толщей паралического типа; *5*—турне слагается песчано-сланцевой толщей; *6*—красноцветные континентальные отложения, условно относимые к турне; *7*—эффузии; *8*—платформы. Цифры в кружках показывают местоположение разрезов, изображенных на рис. 18

образием осадков в этой зоне. Вместе с тем, это первый момент, когда на территории ее почти совершенно затухает вулканическая деятельность. Мощность известняковых толщ визе на Урале варьирует от 150—200 до 1200 *м* (на восточном склоне); в Тянь-Шане они достигают 1000 *м* и более.

В средне- и верхнекаменноугольное время однообразие осадконакопления, установившееся было в визе, нарушается, но распределение фаций подчиняется уже иной закономерности, чем раньше.

Среднекаменноугольные породы развиты на восточном и на западном склонах Урала (рис. 16).

На западе это известняки с более или менее богатой фауной кораллов, брахиопод (*Spirifer mosquensis*), на востоке — пестрая толща быстро выклинивающихся известняков, песчаников, глин и конгломератов, также обычно с морской фауной. Такой состав осадков доказывает, что в среднекаменноугольную эпоху море сохраняется еще на всей площади Урала. Но на западе оно, как в визе, открытого безостровного типа. На востоке же, несомненно, усложнено большим архипелагом

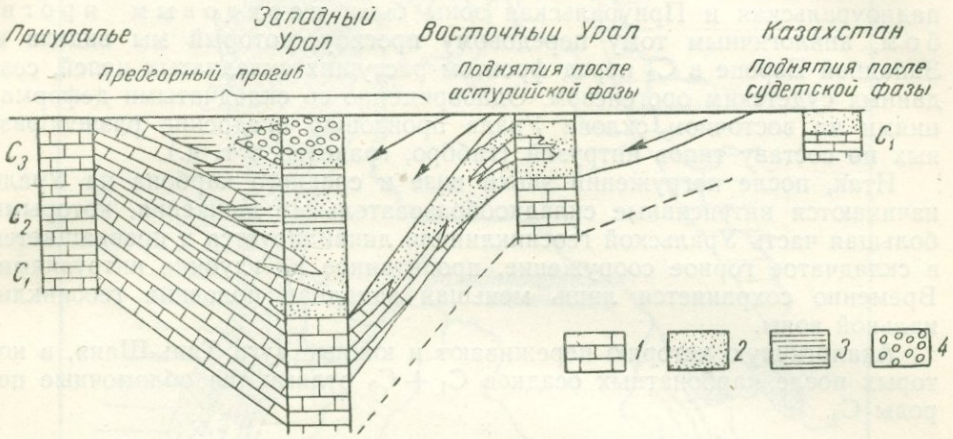


Рис. 16. Строение средне- и верхнекаменноугольных отложений Южного Урала
1—известняки; *2*—пески; *3*—глины; *4*—конгломераты; стрелки показывают направление сноса с поднимающихся горных цепей

островов, то подымавшихся, то погружавшихся и доставлявших при своем разрушении много обломочного материала — ясное указание на начало новых восходящих движений в этой части Урала.

Верхнекаменноугольные отложения имеются только на западном склоне Урала и в Приуралье, на восточном же склоне полностью отсутствуют. Как видно на профиле, в Приуралье C_3 слагается сплошь известняками с весьма богатой фауной фузулин, брахиопод (*Productus cora* и масса других), кораллов, мшанок, гониатитов, губок, наутилоидей и даже трилобитов. На западном же склоне Урала известняки отсутствуют почти совсем. Взамен их отлагается изменчивая по составу обломочная толща, главным членом которой в одних местах являются песчаники, глины и конгломераты большой мощности (до 2000 *м*), в других же — маломощные глинистые и кремнистые породы. Известняки появляются среди этих пород лишь на немногих горизонтах и к тому же пластами небольшой мощности. Интересен состав верхнекаменноугольных западноуральских песчаников и глин. Анализ показывает, что они образованы сплошь из крупных, мелких и мельчайших обломков пород восточного склона Урала: кремнистых сланцев, порфиритов, гранита, габбро и пр. Фаунистически песчаники и глины почти всегда немы и только в редких случаях содержат фауну аммоней и пелеципод; наоборот, остатки растений довольно часты и представлены тонко перетертым растительным мусором.

Описанный состав верхнекаменноугольного отдела раскрывает палеогеографию Урала того времени. Западный склон, как и в предыдущие эпохи, покрыт морем и продолжает прогибаться и, может быть, даже более интенсивно, чем прежде. Восточный склон Урала, напротив,

становится областью значительных восходящих движений земной коры, ареной усиленной эрозионной деятельности и зоной выноса обломочного материала, который в огромной мере сносится, между прочим, на запад и образует здесь терригенные породы верхнего карбона. Так как в ряде мест Южного Урала (Актюбинская область) терригенные породы C_3 налегают на подстилающие породы с угловым несогласием, то восходящие движения восточного склона Урала относятся, очевидно, к орогенической фазе конца C_2 — начала C_3 и являлись поднятиями формирующейся складчатой области. По отношению к растущим структурам восточного Урала, Западноуральская и Приуральская зоны были передовым прогибом, аналогичным тому передовому прогибу, который мы видели в Западной Европе в C_2 перед фронтом растущих складчатых цепей, созданных судетским орогенезом. Одновременно со складчатыми деформациями на восточном склоне Урала произошло внедрение разнообразных по составу типов интрузий (габбро, гранитов и т. д.).

Итак, после погружений эпохи визе и среднего карбона на Урале начинаются интенсивные складкообразовательные движения, которыми большая часть Уральской геосинклинали ликвидируется и превращается в складчатое горное сооружение, пропитанное на глубине интрузиями. Временно сохраняется лишь меньшая западная половина геосинклинальной зоны.

Аналогичную историю переживают и южные дуги Тянь-Шаня, в которых после карбонатных осадков $C_1 + C_2$ отлагаются обломочные породы C_3.

4. Казахская степь, Алтай и Салаиро-Саянская область

Каменноугольные отложения восточной половины Урало-Сибирской геосинклинальной области изучены с гораздо меньшей подробностью, да и сохранились, повидимому, в меньшей степени, чем на Урале (рис. 15, 17, 18).

Тектоническое расчленение территории в нижнекаменноугольную эпоху было в основных чертах тем же, что и в девоне. Кокчетавский район, северные дуги Тянь-Шаня, Чу-Илийский хребет, Чингизский антиклинорий с его продолжением на запад, а также Горный Алтай были, как и в девонский период, позитивными участками, а между ними располагались огромные и, вероятно, сложно построенные Центральноказахстанская и Алтайско-Кузнецкая депрессии. Состав каменноугольных отложений в этих структурах весьма изменчив, особенно в нижнем карбоне.

На западе Центральноказахстанской депрессии турне слагается по большей части известняками от 250 до 500 *м* мощностью, с брахиоподами, кораллами и прочей фауной; по южной окраине Джезказганского района эта существенно карбонатная фация переходит в еще более мощную известняково-сланцевую. Визейские слои представлены песчано-глинистыми осадками, среди которых известняки встречаются лишь отдельными прослоями: в фауне зафиксированы кораллы, брахиоподы (*Productus giganteus Pr. striatus*) и другие формы. Верхняя граница визе расплывчата, неопределенна и проходит где-то внутри песчано-глинистой толщи, продолжавшей отлагаться еще в C_2 и C_3.

В восточной половине Центральноказахстанской депрессии, обнимающей территории к северо-западу и северу от Балхаша, к нижнекаменноугольной эпохе относятся колоссальные, до 4000—4500 *м* мощностью, свиты преимущественно эффузивных пород — альбитофиров,

кварцевых порфиров, порфиритов; среди них в подчиненном количестве залегают песчаники, конгломераты, глинистые и кремнистые сланцы, порой известняки с фауной, указывающей на турнейский и визейский возраст пород. В Карагандинской котловине и соседних с ней участках турне сложен преимущественно песчаниками и глинистыми сланцами с горизонтом известняков в основании. Верхи турне и весь визе образованы угленосной толщей паралического типа. Морская фауна встре-

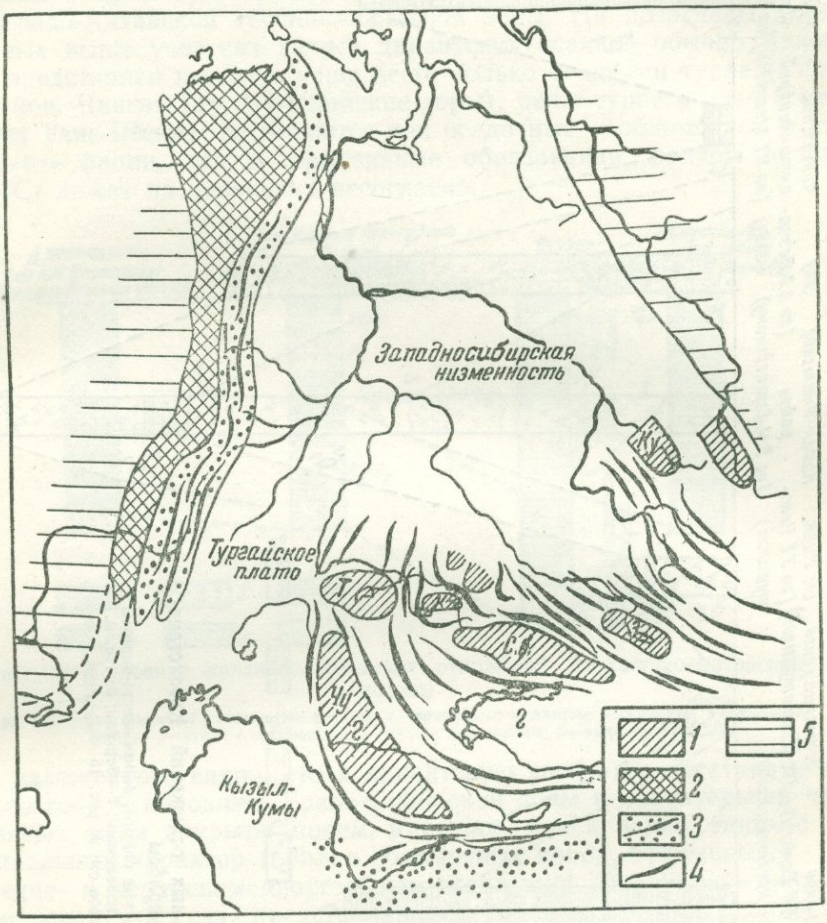


Рис. 17 Структурно-фациальные зоны Урало-Сибирской геосинклинали в средне- и верхнекаменноугольную эпоху

1—межгорные депрессии (синклинории): *Т*—Тенизская, *Чу*—Чуйская, *К*—Карагандинская, *С.б.*—Северобалхашская, *З*—Зайсанская, *Ку*—Кузнецкая; *2*—Предуральский прогиб, располагающийся на площади частью Уральской геосинклинали (ее западного края), частью Русской платформы (ее восточной кромки); *3*—в среднем карбоне—терригенные фации, в.C_3—складкообразование; *4*—складкообразование во второй половине C_1; *5*—платформы

чается лишь в нижних частях ее, выше же фаунистические остатки принадлежат исключительно солоноватоводным двустворкам и остракодам, и вся толща чем выше, тем больше приобретает характер чисто континентального образования. В Алтайской полосе — от хребта Калбы через Рудный Алтай к г. Колывани — к нижнему карбону относится огромная (до 3000 *м*) толща почти исключительно глинисто-сланцевых пород, лишь на отдельных горизонтах прослоенных известняками и внизу — линзами вулканических пород. В Кузнецкой котловине нижняя

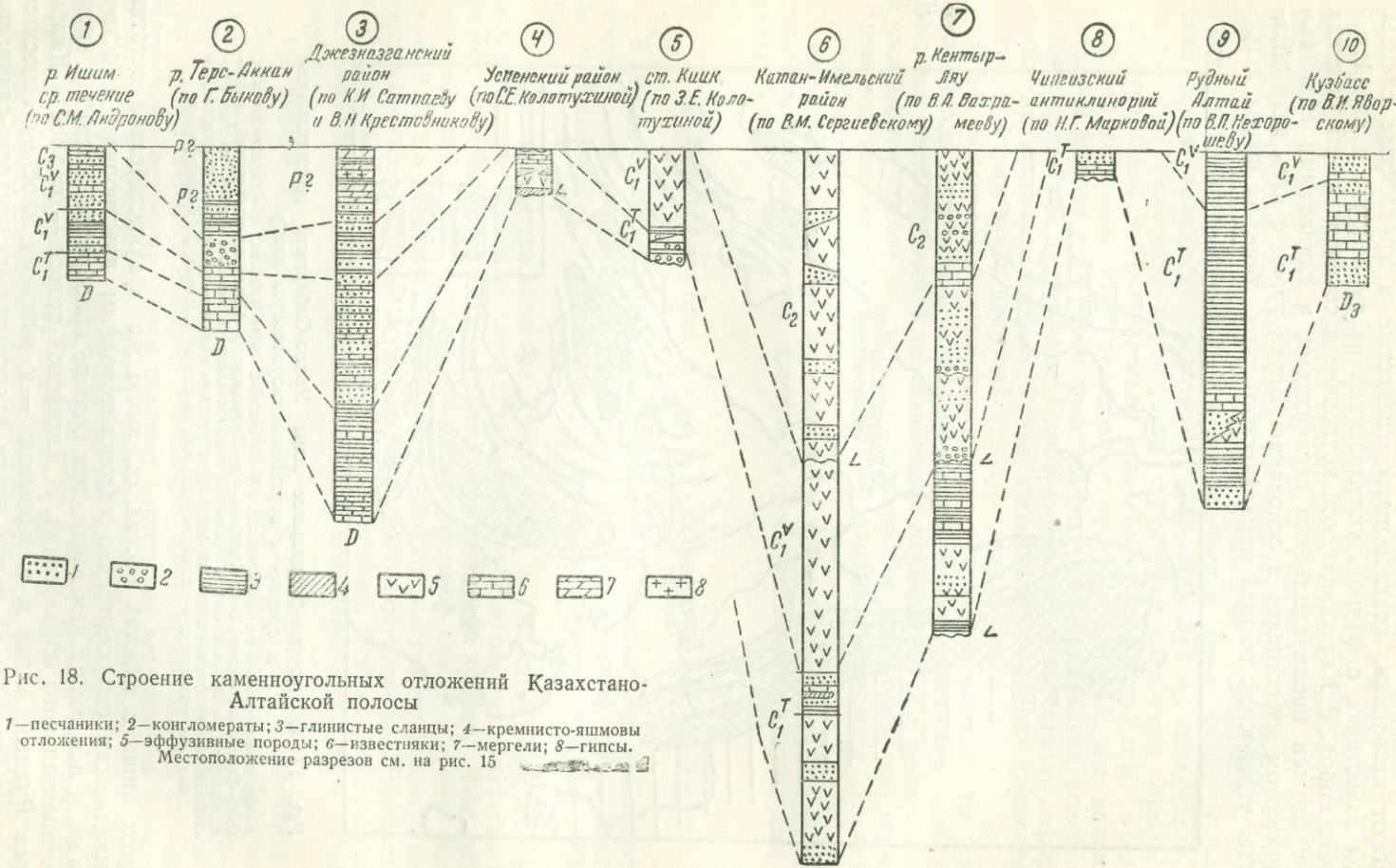


Рис. 18. Строение каменноугольных отложений Казахстано-Алтайской полосы

1—песчаники; *2*—конгломераты; *3*—глинистые сланцы; *4*—кремнисто-яшмовы отложения; *5*—эффузивные породы; *6*—известняки; *7*—мергели; *8*—гипсы. Местоположение разрезов см. на рис. 15

часть турне, до 500 *м* мощностью, сложена преимущественно известняками с фауной брахиопод, кораллов и других групп; верхняя часть турне и визе представлены песчано-глинистыми породами с редкими пропластками известняков; эти породы также содержат морскую фауну. На крайнем востоке — в обособленной Минусинской котловине — в динантскую эпоху формируется континентальная песчаниковая свита (1500 *м*).

Таковы осадки C_1 в крупных негативных областях восточной половины Урало-Алтайской геосинклинальной зоны. На позитивных, перечисленных выше участках разрез динантских осадков обычно маломощен и представлен неполно, чаще всего только осадками турне (Успенский район, Чингиз-Тау, Чу-Илийские горы), реже турне и визе (северные дуги Тянь-Шаня); встречаются как осадочные — обломочные и карбонатные — фации, так и эффузивные образования, причем нередко осадки C_1 лежат на девонских несогласно.

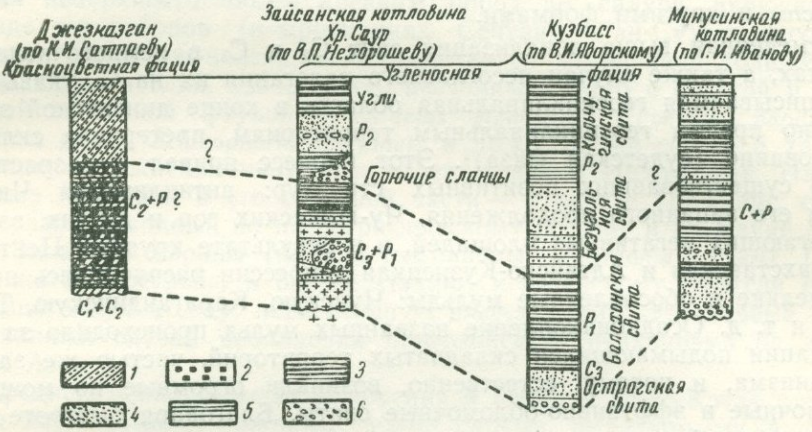


Рис. 19. Строение верхнепалеозойских отложений Казахстано-Алтайской полосы

Красноцветная фация: *1*—глинистые сланцы; *2* – аркозовые медистые песчаники. Угленосная фация: *3*—угли; *4*—песчаники; *5*—глинистые сланцы; 6—конгломераты

Из изложенного видно, что в динантскую эпоху все негативные площади восточной половины Урало-Сибирской зоны и значительная часть позитивных были покрыты морем, имевшим, как и ранее, типично геосинклинальный характер (обилие обломочных пород, эффузивы).

Средне- и верхнекаменноугольные отложения сохранились лишь на ограниченных участках, представляющих собой отдельные изолированные мульды внутри Центральноказахстанской и Алтайско-Кузнецкой негативных площадей девоно-динантского времени. Такими мульдами являются на западе Тенизская и Чуйская, в центре — Карагандинская, Северобалхашская, Зайсанская, на востоке — Кузнецкая (рис. 19).

В Чуйской котловине осадки конца карбона представлены красными и зелеными, часто меденосными песчаниками, нередко аркозовыми, с прослоями зеленых глин и красных мергелей; на севере, у Джезказгана, их мощность 1100 *м*, южнее — до 2500 *м*. Морской фауны эти породы не содержат совсем, но растительные отпечатки в них встречаются (*Calamites, Phyllotheca*). Возраст пород ближе неопределим; условно их относят к C_2+C_3. Аналогичные породы известны по окраинам Тенизской мульды и, несомненно, выстилают ее. В Северобалхашской мульде к среднему (и частью верхнему) карбону относится мощная (от 1500 до 3500 *м*), местами несогласно лежащая на породах нижнего карбона эффузивно-осадочная толща, главным членом которой

являются покровы и туфы порфиритов, туфобрекчии и лавы порфиров; между ними встречаются песчаники, конгломераты, иногда прослои известняков. В осадочных породах обнаруживаются то растительные остатки, то морская фауна; последняя указывает, что в Северобалхашской мульде в эпоху C_2—и, может быть, в верхнем карбоне,— сохранялся еще морской режим. Продолжение этой морской осадочно-вулканогенной фации находится в хребте Джунгарском Алатау, где уже давно известны толщи туфов и лав порфиров и порфиритов, переслоенных обломочными и карбонатными породами с богатой фауной фузулин, швагерин, брахиопод (*Productus cora* и др.). Вулканогенные осадки, но без морских горизонтов, известны из Зайсанской котловины, а также из некоторых мест Алтая, где они сохранились обрывками. На подстилающих породах эти свиты располагаются несогласно. На территории Кузнецкой котловины в верхнем карбоне возникла острогская песчаниковая свита с мощным конгломератом в основании; в некоторых прослоях внизу свиты содержится морская фауна со *Spirifer*, *Productus* и другими формами.

Отмеченная выше локализация свит C_2 и C_3 в немногочисленных мульдах, а также случаи несогласного налегания их на C_1 указывают, что описываемая геосинклинальная область в конце динантской эпохи, подобно прочим геосинклинальным территориям, претерпела складкообразование (судетская фаза)[1]. Этот процесс привел к разрастанию ранее существовавших позитивных структур: антиклинория Чингиз-Тау и его западного продолжения, Чу-Илийских гор и других, за счет прилегающих негативных площадей, и в результате крупные Центральноказахстанская и Алтайско-Кузнецкая депрессии расчленились на более мелкие и обособленные мульды: Чуйскую, Карагандинскую, Тенизскую и т. д. Осадконакопление названных мульд происходило за счет денудации подымающихся складчатых территорий, частью же за счет вулканизма, и потому, естественно, возникли огромные по мощности обломочные и эффузивно-обломочные свиты. Благодаря быстроте седиментации и общему поднятию территорий, связанному со складкообразованием, Казахская степь, Алтай и Кузнецкая котловина превратились в эпоху C_2 в основном в континентальные площади и лишь в Северобалхашскую котловину из Китая через Джунгарский Алатау заходили языки моря. В Кузнецкую котловину в уральскую эпоху также временами заходило море, но, видимо, уже с севера (А. Н. Мазарович). Этой стадией разрастающихся общих поднятий и заканчивается каменноугольный период на территории Центрального Казахстана и Алтая. Завершение складкообразования и полная ликвидация здесь геосинклинальных условий происходит в перми.

5. Гималаи, Китай, Индо-Китай

В карбоновой истории юго-восточной части Средиземноморской геосинклинальной зоны в развитии карбона намечаются существенные отличия.

Нижне- и среднекаменноугольные отложения наиболее полно представлены в области Гималаев (Кашмир, Спити). Здесь на континентальной толще девонских кварцитов (свита Muth) согласно располагается серия Липак, образованная известняками с прослоями белых и серых кварцитов, общей мощностью до 600 *м*. В известняках встречается обильная фауна брахиопод (*Syringothyris cysnidata, Productus semireticulatus, Spirifer chonetes* и др.), пелеципод (*Aviculopecten, Conocar-*

[1] Судя по осадкам, орогенические процессы начались уже с начала визе, но наивысшая точка их развития падает на конец C_1.

dium), ортоцератид, указывающая на турнейский и визейский возраст отложений. Выше следует толща перемежающихся глинистых сланцев и кварцитов, до 500 *м* мощностью, объединяемая в свиту По. Из органических остатков в ней наиболее часты мшанки *Fenestella*, отчего вся толща получила название фенестелловых глин. Весьма многочисленны брахиоподы из родов *Syringothyris, Aulosteges, Spirifer* и др., но представлены они главным образом местными формами, в других местах не встречающимися. Возраст фенестелловых глин считается среднекаменноугольным.

В Китае нижнекаменноугольные отложения широко распространены, но представлены лишь визейским ярусом; отложения турне не установлены и, возможно, отсутствуют вообще, что стоит в связи с проявлением здесь бретонской фазы орогенеза. Повсеместно — в хребтах Куэнь-Лунь, Нань-Шань, в провинциях Сечуань, Юннань, Гуанси и в других местах — визейские слои лежат трансгрессивно на резко размытой поверхности более древних пород до силура включительно, в ряде же районов (в провинциях Сечуань, Ган-Су) и несогласно с ними. Петрографически визе представлен изменчивой толщей переслаивающихся глин, известняков, песчаников часто с богатой и характерной визейской фауной (*Productus giganteus, Chonetes papilionacea. Martinia glaber, Schizophoria resupinata* и др.). Тот же состав и характер сохраняют нижнекаменноугольные отложения в Индо-Китае. На полуострове Малакка, в его северной части — в округе Паталанг, обнаружен разрез, сходный по петрографическому составу и по фауне с кульмом Западной Европы (кремнистые сланцы с *Posidonia becheri*). На юге того же полуострова, в округе Паханг, к визейскому времени относят вулканогенную толщу, переслоенную известняками. Это первый зафиксированный случай проявления палеозойского вулканизма на юго-востоке Азии.

Среднекаменноугольные отложения в Китае и Индо-Китае представлены лишь самыми нижними своими слоями, выделяемыми А. Грабау в особый тайюанский ярус. Его осадки распространены шире динантских, и именно на тайюанское время, по мнению названного ученого падает максимум трансгрессии, начавшейся в визе. Литологически породы C_2 продолжают разрез C_1: в более северных округах Китая — это переслои мощных карбонатных и глинистых осадков; в Южном Китае и Индо-Китае — чисто карбонатные свиты. Фаунистически у тайюанских пород также много общего с динантскими осадками. Характернейшей формой тайюанского яруса является *Spirifer bisulcatus* — родоначальная форма *Spirifer mosquensis* (Грабау), с которым ассоциируются *Enteletes lamarcki, Spirifer duplicostata, Productus punctatus, Pr. scabriculus* и многочисленные фузулины.

После отложения тайюанских слоев юго-восточная часть Средиземноморской орогенической зоны захватывается резким складкообразованием, по времени приблизительно отвечающим западно-европейской судетской фазе складчатости в ее позднем проявлении. По сводкам В. Тинга (1929 г.) и Б. Вадиа (1933 г) складкообразовательные движения проявились в центральной части Гималаев (захватив также и хребет Пир-Панджал к северу от Индийской платформы), в хребте Куэнь-Лунь и его продолжении —в цепях Нань-Шаня, в областях Ган-Су, Сечуань, Гуанси и отсюда на юг в Индо-Китае, где были смяты территории Тонкина и Аннама. В настоящее время еще нельзя конкретно представить себе локализацию складкообразования внутри очерченной площади, но, повидимому, оно было не сплошным, а захватило лишь более или менее широкие зоны, между которыми остались участки, не затронутые складкообразованием, как это мы видели в силуре,

девоне и карбоне Казахстана. Примерами таких промежуточных недислоцированных районов в Китае является провинция Юннань, в Индии — область Спити, где между C_2^1 и налегающими породами существует лишь поверхность размыва, но нет углового несогласия.

Вслед за поднятиями, сопровождавшими складкообразование, довольно скоро начались новые погружения, и на территории юго-востока Азии последовала вторая — верхнекаменноугольная — трансгрессия, достигшая своего максимума уже в нижнепермское время.

Отложения C_3 известны во многих местах, но в большинстве случаев датированы недостаточно. В Северной Индии, в Соляном кряже на кембрийских отложениях располагается так называемый талчирский конгломерат, представляющий собой моренное накопление, вынесенное сюда ледником, спускавшимся из центральных частей Индийской платформы (хребет Аравали). Выше следуют оливкового цвета глины с *Conularia, Eurydesma* и другими моллюсками, представляющие морские отложения; над ними — пятнистые песчаники с растительными остатками, постепенно переходящие в нижнепермские породы; общая мощность разреза около 250 *м*. К северо-востоку, в хребте Пир-Панджал к этому времени относится огромная (до 2000—3000 *м*) панджалская осадочно-эффузивная толща, образованная внизу туфо-песчаниками, вверху переслоями базальтовых и порфиритовых лав. В Китае (провинция Юннань и др.) в верхнекаменноугольную эпоху отлагались известняковые свиты, переслоенные песчанистыми сланцами, с фауной фузулинид, брахиопод, кораллов и т. д. То же и в Индо-Китае.

Из изложенного видны особенности каменноугольной истории юго-восточного конца Средиземноморской геосинклинальной зоны сравнительно с западной ее частью и с Урало-Сибирской геосинклиналью. Турнейский век характеризуется здесь обширным развитием континентальных условий, в чем нельзя не видеть влияния бретонской фазы складкообразования. Нижнекаменноугольная трансгрессия начинается лишь в визе и достигает максимума в самом начале C_2 (тайюанская эпоха). Судетская фаза появляется здесь со значительным запозданием, в раннемосковское время; астурийская отсутствует вообще. В верхнекаменноугольное время начинается новая трансгрессия, достигающая максимума лишь в P_1, что не имеет аналога на западе.

6. Геосинклиналь восточной Австралии

Карбон Восточноавстралийской орогенической области еще более специфичен сравнительно с западноевропейским.

Турнейские отложения пользуются здесь относительно небольшим распространением и не всегда представлены морскими фациями, что обусловлено, вероятно, проявлением бретонской складчатости. В Тасмании их нет вообще. В штате Виктория к турне относят лагунную толщу буро-красных и пурпурных песчаников, сланцев и частью известняков с богатой (около 300 видов) фауной рыб, остатками растений *(Lepidodendron Veltheimianum)*, трубками червей. На площади Нового Южного Уэльса в турне отлагаются морские радиоляриевые яшмы с примесью туфового материала, а в Квинсленде — мощная (до 1700 *м*) морская же свита черных кремнистых сланцев с цефалоподами *Prolecanites, Pseudoarietites*, с пластами андезитовых туфов.

Визейские отложения развиты гораздо шире, и море в это время покрывает практически всю геосинклиналь (визейская трансгрессия). Возникает мощная (иногда до 3300 *м*) свита Буринди, образованная внизу оолитовыми и коралловыми известняками с *Lithostrotion, Michelinia* и другими формами, выше — песчаниками, глинистыми сланцами.

конгломератами; к верхней половине толщи в Новом Южном Уэльсе приурочиваются кератофировые лавы и туфы. В верхах свиты встречается *Spirifer mosquensis*, указывающий, что формирование серии Буринди продолжалось и в самом начале московской эпохи.

После отложения свиты Буринди Восточноавстралийская геосинклиналь переживает складкообразование, отвечающее, по мнению Дэвида (1932 г.), приблизительно судетской фазе, в том ее позднем проявлении, какое мы уже наблюдали на юго-востоке Азии. Эта фаза началась смятием и резкими поднятиями антиклинориев и накоплением мощной и чрезвычайно своеобразной свиты Куттунг в разделяющих их синклинориях особенно в Новом Южном Уэльсе, меньше в Квинсленде. Свита Куттунг образована, с одной стороны, мощными тиллитами (т. е. валунными моренными глинами), флювиогляциальными песчано-конгломератовыми накоплениями огромной мощности (до 300 *м*) и озерными ленточными глинами, напоминающими ленточные глины четвертичных приледниковых озер; с другой,— еще более мощными (до 1000 *м*) накоплениями андезитовых лав и их туфов. Туфовый материал входит в состав и озерно-ледниковых осадков. Единственными органическими остатками в этой оригинальной, нигде более на земном шаре не встречающейся гляциально-эффузивной толще являются растения: *Lepidodendron Veltheimianum, Pitys, Ulodendron, Archaeocalamites* и др. Возраст свиты Куттунг не вполне определенный, вероятно отвечает московской эпохе (хотя бы частично).

Трансгрессивно на описанных породах, а иногда и непосредственно на более древних, располагается огромная толща морских и угленосных осадков, выделяемая австралийскими геологами под названием Камиларойской системы. Она выстилает три огромных синклинория в Новом Южном Уэльсе и Квинсленде. Главная часть Камиларойской системы принадлежит перми, но нижние ее горизонты, по Дэвиду, относятся еще к верхнему карбону. Они слагаются в основном песчаниками и глинистыми сланцами, к которым наверху присоединяются мощные водорослевые известняки. Примерно в средней части свиты проходит горизонт, изобилующий ледниковыми валунами, очевидно, разнесенными по морю айсбергами. В глинах содержатся многочисленные представители пелеципод из рода *Eurydesma* (того же, что в Соляном кряже Индии), иногда кораллы *Monticulilopora, Favosites*, гониатиты *Paralegoceras*. Встречаются также многочисленные отпечатки растений, но уже не древней лепидодендроновой флоры, а флоры гондванской с папоротниками *Glossopteris, Gangomopteris* и кордаитом *Dadoxylon*. Эта морская свита постепенно переходит в морские же отложения нижней перми.

Из сказанного видно, что при всей специфичности осадконакопления Восточноавстралийской геосинклинальной области ее карбоновая история напоминает историю юго-востока Азии. В обоих случаях на распространении и осадках динантской эпохи отчетливо сказывается влияние бретонского орогенеза. В обоих случаях судетская фаза проявляется с запозданием против западной половины Средиземноморской зоны и является единственной орогенической фазой карбона. Наконец, в обоих районах верхний карбон характеризуется крупной трансгрессией.

7. Общая схема каменноугольной истории геосинклинальных зон Евразии и Австралии

Из разбора отдельных крупных геосинклинальных регионов Евразии и Австралии вытекает, что каменноугольная история Средиземноморской и прилежащих к ней геосинклинальных зон слагается из трех последовательно протекавших процессов.

Динантская эпоха в общем характеризуется повсеместными ясно выраженными погружениями и трансгрессией. На западе, в Европе и в Урало-Сибирской зоне, где бретонский орогенез выражен очень слабо, трансгрессия началась уже в раннетурнейское время (Англия, запад Казахских степей). На юго-востоке Азии (Китай, Индо-Китай) и в Австралии, где бретонская фаза значительна, турнейский век, напротив, отличается развитием континентальных условий и трансгрессия имеет место лишь в визе, достигая максимума в поздневизейское и раннемосковское время.

В конце динантской и первой половине московской эпохи Средиземноморская и Урало-Сибирская геосинклинальные зоны испытывают резко выраженное складкообразование, известное под названием судетской фазы. Как все крупные фазы, оно охватило достаточно длительный период времени и в разных местах проявилось не одновременно. В Западной Европе складчатость имела место в конце визе; в Урало-Сибирской зоне (в Казахстане) она началась частично еще в начале визе; на юго-востоке же Азии (Индия, Индо-Китай) и в Австралии — лишь в московское время, после отложения тайюнских раннемосковских слоев. Таким образом, складкообразование как бы мигрирует вдоль Средиземноморской геосинклинальной зоны с запада на восток и юг.

После судетского орогенеза во вторую половину карбона в Европе и в Урало-Сибирской зоне поднятия и складкообразование продолжаются (астурийская фаза) и это приводит к прогрессирующему разрастанию складчатых структур и к постепенной ликвидации здесь геосинклинальных участков. Наиболее сильно выражен этот процесс на геосинклинальных площадях Западной Европы, где герцинские структуры вместе с пропитывающими их магматическими интрузиями практически были сформированы к концу каменноугольного периода. В Урало-Сибирской зоне этот процесс зашел не столь далеко и вне дислокаций осталась еще целая полоса, охватывающая западный склон Урала и южные дуги Тянь-Шаня. На юго-востоке Азии,— в Индии и в Индо-Китае,— и в Австралии после судетского орогенеза складкообразование в карбоне вообще больше не повторяется, и в верхнем карбоне эти площади испытывают новое погружение. Впервые, насколько нам известно, тектонический режим и история юго-восточной части Средиземноморской орогенической зоны начинают обособляться от режима и истории западной ее половины и итти, так сказать, своим путем. В дальнейшем, как увидим, это обособление не стушевывается, а все более обостряется.

Несходство верхнекаменноугольной истории юго-востока Азии, Австралии и западной части Средиземноморской зоны еще более подчеркивается некоторыми специфическими фациями, связанными с этими территориями. На западе широким распространением пользуются мощные угленосные и в частности, паралические толщи C_2 и C_3, возникающие в предгорных и внутригорных прогибах (в депрессиях). На юго-востоке главенствуют морские осадки, из континентальных же особенно характерны ледниковые и ледниково-эффузивные свиты; последние наиболее полно представлены в Австралии.

8. Русская платформа

При изучении карбона Русской платформы рассмотрим отдельно осадки собственно платформенной части и вторичной Донецко-Мангышлакской геосинклинальной зоны.

Разрез платформы отличается большой полнотой и позволяет шаг за шагом следить за развертыванием событий каменноугольной истории.

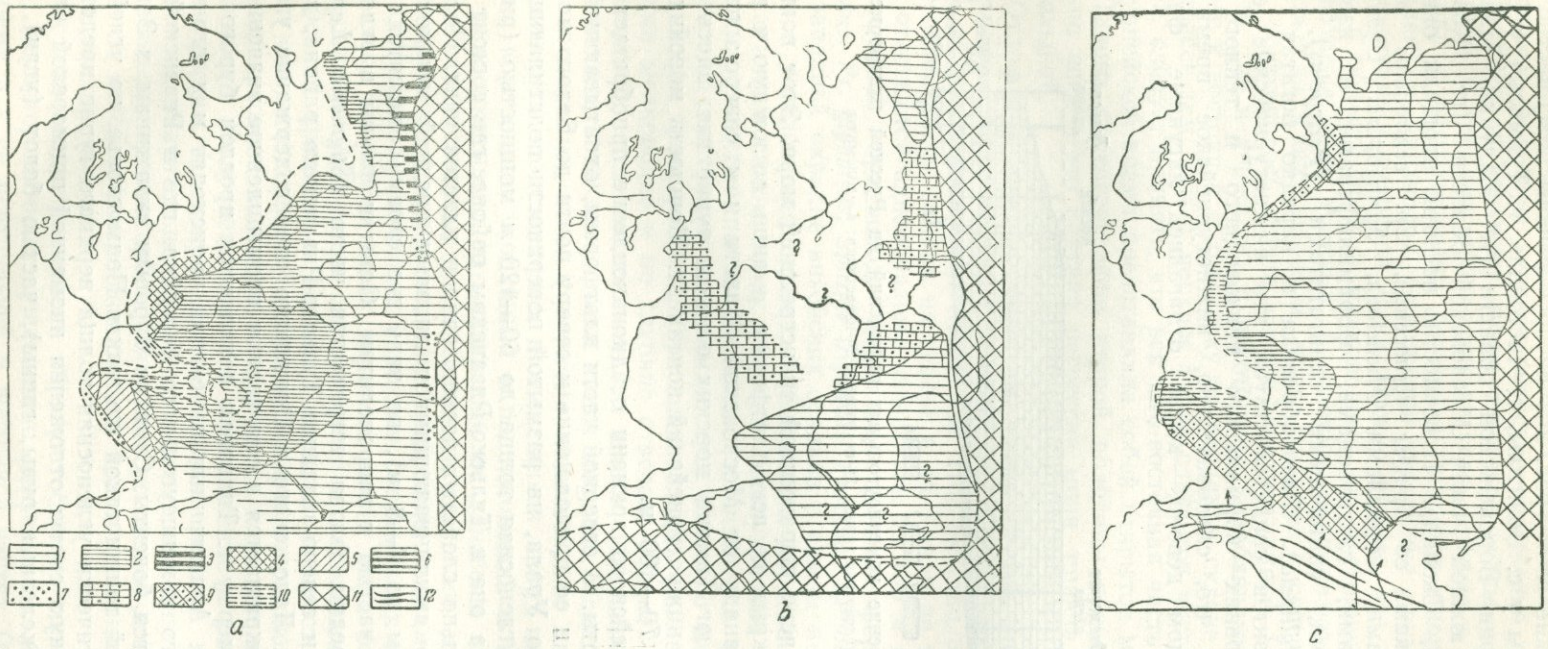


Рис. 20. Фации нижнекаменноугольных отложений Русской платформы

a—нижне- и среднетурнейский век (по В. Н. Крестовникову и Р. М. Пистрак); *b*— эпоха отложения угленосной толщи; *c*—конец визейского века (по В. И. Крестовникову и Р. М. Писграк)

1—карбонатные органогенные отложения; *2*—то же, с прослоями мергелей и известковистых глин; *3*—кремнистые известняки; *4*—песчано-глинистые отложения с прослоями известняков; *5*—песчано-глинистые отложения; *6*—то же—преобладают глины; *7*—песчаные отложения; *8*—угленосная толща центральных частей платформы; *9*—паралическая угленосная толща Донбасса; *10*—гипотетическое распространение моря; *11*—геосинклинальные площади; *12*—зоны судетского складкообразования

Нижнетурнейские слои (рис. 20) распространены повсеместно в Заволжье (скважины у с. Вожгалы, г. Чистополь, г. Туймазы) у Сызрани, на территории Воронежской области (гг. Валуйки, Павловск, Богучары) и в южной части Московской области (гг. Козельск, Жиздра, Лихвин, Скопин). Повсеместно на этой площади они слагаются известняками со *Spirifer tornacensis, Sp. centronatus* и другими брахиоподами, кораллами *(Michelinia, Syringopora, Cyathophyllum),* пелециподами, гастроподами, фораминиферами и известковыми водорослями, единичными гонитатитами *(Pericyclus),* порой трилобитами *(Phillipsia).* Разнообразная и нередко богатая фауна отдельных горизонтов свидетельствует, что нижнетурнейские осадки возникли в условиях нормального мелководного и теплого морского водоема и что, следовательно, нижнетурнейское время сравнительно с концом девона,— когда отлагались лагунные фации,—

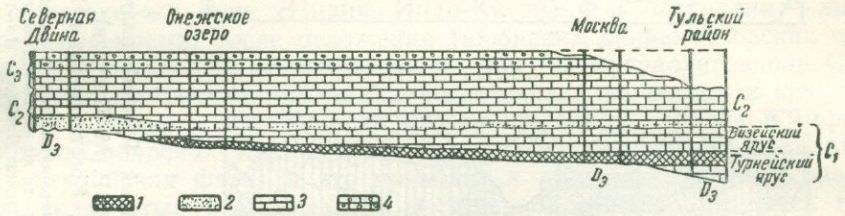


Рис. 21. Строение каменноугольных отложений на Русской платформе
1—угленосная толща; *2* -песчаники; *3*—известняки; *4*—доломиты

характеризуется ясно выраженной трансгрессией моря. Этот новый водоем, однако, покрыл не всю платформу, а лишь ее южную и восточную части. К западу от Московской области и к северо-западу от линии Москва — юг Тимана морских осадков турне нет; здесь располагался, видимо, нижнетурнейский континент. Мощность морских осадков турне около 70—100 *м.*

В конце турнейского времени осадконакопление приобретает существенно иные черты. В северной части платформы, охватывающей Московскую область и ее продолжение к северу почти до Белого моря и к северо-востоку до Урала, на размытой поверхности подстилающих пород отлагается угленосная толща до 60—120 *м* мощностью (рис. 21). Наиболее изучена она в Тульско-Рязанском районе, где состоит из переслоев диагонально слоистых песков, глин и пластов угля. Последние залегают быстро выклинивающимися линзами средней мощности 2—$2^1/_2$ *м* (максимум до 7—8 *м*), по типу же своему относятся частью к бурым углям, частью к сапропелитам. Остатки фауны в угленосной толще крайне редки, флора встречается часто (*Stigmaria, Lepidodendron*). Западнее и северо-западнее Тульско-Рязанского района, в Белоруссии и районе Ладожского и Онежского озер содержание угольных пластов резко сокращается и они теряют промышленное значение. Зато местами (например у г. Тихвина) появляются прослои бурого железняка и бокситов. Аналогичные изменения происходят и к юго-востоку от Подмосковного каменноугольного бассейна, где в Рязанской области также имеются бокситы. Судя по буровым скважинам, в Заволжье состав угленосной толщи такой же, как в Подмосковье, но углей в ней почти нет. Генетически угленосная толща верхнего турне представляет собой паралическую свиту: отложения низменной приморской равнины, частью лагун (железные руды, глины), частью болот (угли), частью рек (пески).

Южнее мы встречаем в буровых скважинах вблизи гг. Валуйки, Павловск, Богучары верхнетурнейские отложения существенно другого типа. Здесь к верхнему турне относятся глины с прослоями горючих сланцев и тонкими пропластками угля, причем в глинистых сланцах, наряду с растительными остатками, имеется много фауны: остракод, моллюсков, брахиопод. Отложения такого же примерно типа вскрыты скважинами Самарской Луки. Нужно думать, что здесь мы находимся уже в области хотя и мелководных, но настоящих морских осадков, в которые лишь тонкими прослоями вклиниваются континентальные отложения. Таким образом, море, ушедшее с северной части платформы, остановилось где-то северо-западнее линии Валуйки — Уфимское плато, где и держалось с некоторыми колебаниями. Имея в виду, что далее к востоку и юго-востоку на западном склоне Южного Урала и в Донбассе (см. ниже) верхнее турне слагается чисто известняковой фацией, следует принять, что вся юго-восточная часть платформы в верхнетурнейское время представляла собой открытое море.

Такова палеогеография второй половины турне. Смысл ее совершенно ясен — это картина регрессии моря, правда относительно очень небольшой.

Отложения визе установлены почти на той же,— даже несколько большей,— площади, что и верхнетурнейские, но их литологический состав резко отличается от последних. Повсеместно от Донбасса до южной оконечности Тимана на севере и до Урала на востоке в визейский век отлагаются однообразные известняки до 150 *м* мощностью с обильной фауной брахиопод, кораллов, фораминифер и т. д. (*Productus striatus, Pr. giganteus, Spirifer trigonalis, Fusulina, Lithostrotion* и пр.). Лишь по западной окраине визейских осадков в самом низу разреза, на границе с угленосными слоями, наблюдается переслаивание с глинами и песками и в самом верху колонки (серпуховские слои) также встречаются глинистые пачки. Очевидно в визейское время море возвращается на платформу и занимает еще большую площадь, чем в турне (визейская трансгрессия). При значительных размерах визейское море весьма мелководно и по глубине отвечает верхней части современного шельфа. Об этом свидетельствуют массы обитавших в нем водорослей и кораллов, а также находки среди морских осадков целых горизонтов со стигмариями, т. е. с корнями палеозойских папоротникообразных. Характерно, что стигмарии в известняках часто попадаются с тончайшими корешками, уходящими в подстилающий и вмещающий пласты; это ясно указывает, что стигмарии не занесены сюда водой, но принадлежат растениям, произраставшим здесь же, на месте. Стигмариевые известняки являются, таким образом, следами морских зарослей лепидофитов, аналогичных зарослям современных мангровых деревьев. Понятно, что места таких зарослей среди моря были отмелями, едва прикрытыми немногими сантиметрами и десятками сантиметров воды.

Осадки среднего и верхнего карбона распространены шире визейских: они захватывают не только южную и среднюю части платформы, но перекрывают и северные ее участки и уходят в Северный Ледовитый океан. Получается как бы продолжение и расширение визейской трансгрессии. Несмотря на это, осадки среднего карбона очень часто лежат на значительно размытой поверхности визейских пород и, следовательно, среднекарбоновая трансгрессия в действительности отделена от визейской периодом хотя и кратковременных, но значительных по площади поднятий.

Осадки среднего карбона образуют единую толщу карбонатных пород, характер которых существенно различен вдоль западной окраины водоема и в ее центральной и восточной частях (рис. 22). На западе,

в Подмосковье и далее на север к Белому морю, средний карбон сложен главным образом известняками, реже доломитами, среди которых лишь местами попадаются прослои глин, обычно красных. Фауна этих известняков чрезвычайно обильна (определено свыше 400 видов) и

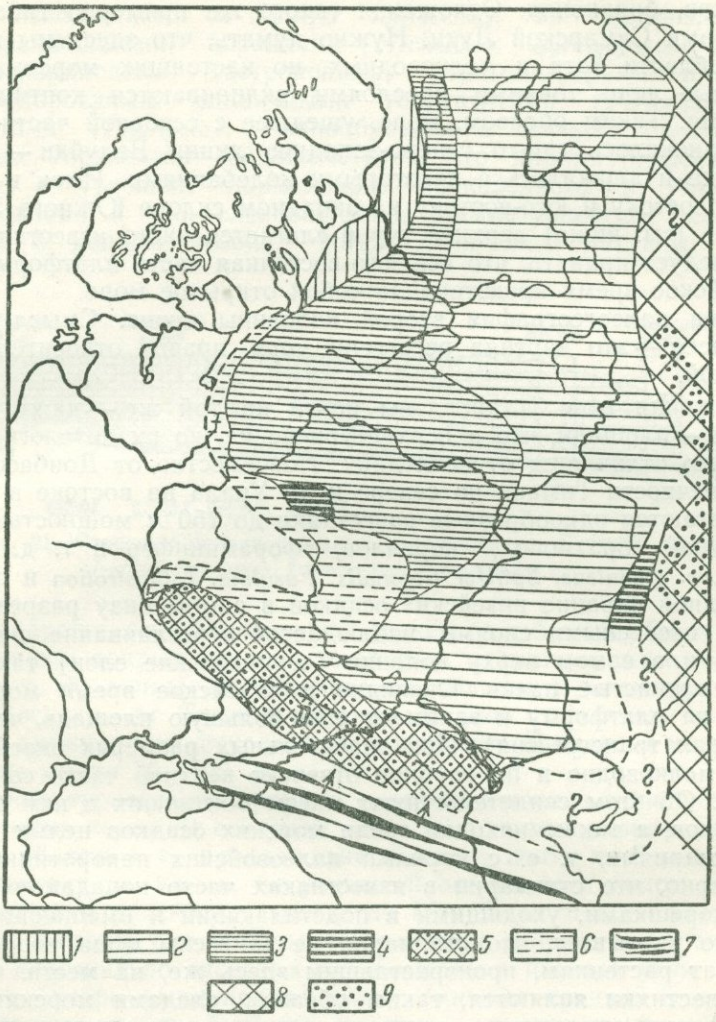


Рис. 22. Фации среднекаменноугольных отложений на Русской платформе

1—красноцветные песчано-глинистые континентальные отложения; *2*—карбонатные осадки (органогенные известняки, чистые и доломитизированные); *3*—то же, с прослоями красных глин; *4*—глины и песчаники (последние в большом количестве); *5*—паралическая угленосная толща; 6—предполагаемое распространение морских фаций, позже уничтоженных размывом; *7*—складчатые сооружения; *8*—геосинклинальная область; *9*—мощные песчано-конгломератовые накопления на восточном склоне Урала

представлена брахиоподами (*Spirifer mosquensis, Productus semireticulatus*), кораллами (*Chaetetes, Lithostrotion*), фораминиферами (фузулины), ежами, криноидеями и т. д.; обильны и известковые водоросли, слагающие целые прослои. В разрезе C_2 часты следы мелких и чисто местных размывов только что отложенных осадков. Все эти признаки показывают, что среднекарбоновое море здесь было совершенно нормальным и достаточно мелководным

Восточнее, начиная примерно с долготы г. Владимира и во всем Заволжье, обломочные породы исчезают почти совсем из состава среднего карбона, карбонатные же переходят в фацию доломитов. Наряду со вторичными диагенетическими доломитами с остатками нормальной морской фауны здесь встречаются также доломиты, несомненно первичные, со специфическим только им присущим брахиоподовым биоценозом (представители рода *Linoproductus*), бедным по числу видов (И. В. Хворова). Доломиты нередко содержат включения ангидритных и гипсовых кристаллов, флюорит, целестин и иногда и пропластки сульфатов. Эта специфическая доломитная фация на крайнем востоке платформы, вблизи Урала, вновь в значительной мере сменяется известняковой. Генезис доломитной фации не вполне ясен. Бесспорно, что доломитные породы Заволжья, по крайней мере частично, в некоторых прослоях и горизонтах, отлагались в водоеме с повышенной соленостью. Парадоксальным представляется лишь то, что эта соленость реализовалась не по периферии моря, не в его прибрежных лагунах, как обычно, а в центре водоема, тогда как по окраинам моря, особенно в Подмосковье, налицо все признаки нормального морского режима. Нам кажется, что причины такого рода аномалии заключаются в крайне мелководном характере среднекаменноугольного бассейна. Внутри такого моря даже небольшие восходящие движения коры создавали обширные отмели, частично выходившие из-под уровня воды. Среди лабиринта отмелей временно возникали обособленные лагуны, и в них-то при наличии жаркого сухого климата концентрация воды могла повышаться до стадии садки доломита, а иногда (в редких случаях) садки флюорита, целестина, гипса. При новых погружениях временные лагуны исчезали и отлагались более или менее нормальные карбонатные илы, в процессе диагенеза частично превращавшиеся в доломиты. Так, в средней части нормального мелководного моря C_2 отложились доломитные толщи с признаками лагунных фаций.

Уральский отдел построен чрезвычайно сходно с московским, хотя на границе их местами отмечается небольшой размыв. Попрежнему в Подмосковье отлагаются известняки и доломиты с прослоями красных глин и с богатой фауной брахиопод (*Productus cora, Chonetes uralica*), фузулин, криноидей и т. д. В Заволжье они сменяются доломитной фацией с признаками осолонения (включения $CaSO_4$, флюорит). Отличие верхнекаменноугольных осадков от среднекаменноугольных заключается главным образом в увеличении роли доломитов в разрезе и в большем, чем ранее, распространении их на запад, в Подмосковье и на правобережье Волги. Этот процесс замещения известняковых фаций доломитными прекрасно выражен на территории Самарской Луки и уже был нами подробно разобран в главе III, по данным работы М. Э. Ноинского (часть I).

Карбон южной Донецко-Мангышлакской полосы резко отличается от только что описанной более северной части платформы. Он достигает здесь колоссальной мощности в 10 000—13 000 *м* и распадается на три литологически различных толщи. П е р в а я — по возрасту нижнекаменноугольная — представлена известняками до 300 *м* мощностью с богатой фауной брахиопод (*Spirifer tornacensis, Productus giganteus*), кораллов и других организмов. Это — чисто морская свита. В т о р а я — огромной мощности (до 10 000—12 000 *м*), слагается типично паралической угленосной толщей, состоящей из чередующихся песчаников, глинистых и углистых сланцев, известняков и прослоев угля; по возрасту эта толща относится к концу визе, среднему и верхнему карбону. Характерной особенностью углей Донбасса, в сравнении с углями

Подмосковного бассейна, является очень небольшая мощность пластов (до 1,5 *м*) и их необычайная устойчивость, благодаря которой они протягиваются на сотни километров. Наибольшее угленакопление падает на верхнюю половину московского отдела. Третья толща, относящаяся к верхам верхнего карбона, является чисто континентальным образованием и слагается из песчаников, глинистых сланцев и ничтожных редких прослоечков угля. Некоторые геологи относят ее к перми.

Для расшифровки генезиса огромной паралической толщи Донбасса существенно отметить, что мощность ее возрастает по направлению на юго-восток. Это показывает, что источник обломочного материала следует искать где-то в области современной Кубано-Терской депрессии. Здесь, вероятно, располагалась в то время достаточно высокая горная страна, разрушение которой и давало обломочный материал, поступавший частью на север (в Донбасс), частью на юг (на Кавказ). В сущности, в карбоне Донецко-Мангышлакская зона играла по отношению к этой гипотетической горной стране роль такого же предгорного прогиба, как западный склон Урала по отношению к складкам восточного склона и центральной оси Урала. Это положение зоны и обусловило резкие отличия ее физико-географической обстановки от той, какая характеризовала более северные части платформы.

В целом каменноугольная история Русской платформы — это история прогрессирующих ее погружений и морской трансгрессии, прерываемой относительно кратковременными и ограниченными по площади возвратными движениями. Крупное продвижение моря произошло уже в нижнем турне; затем, после некоторого отступления моря, отвечающего накоплению продуктивной толщи, в визе последовала вторая волна трансгрессии, перекрывшая нижнетурнейскую; после новых кратковременных попятных движений на границе C_1—C_2, в московскую эпоху море продвинулось еще дальше, уйдя в Ледовитый океан, и в верхнекаменноугольное время как бы застыло в этих границах, испытывая лишь ничтожные изменения в очертаниях.

Сопоставляя эту кривую эпейрогенеза Русской платформы с историей прилежащих участков геосинклиналей (Западноевропейской и Урало-Сибирской), обнаруживаем, что в карбоне нет той хронологической согласованности движений жестких и пластичных площадей, какую мы наблюдали до сих пор. Западноевропейская и Урало-Сибирская геосинклинальные области после погружений в динантскую эпоху переживают повторное складкообразование и крупную регрессию в C_2 и C_3. На Русской платформе в это время трансгрессия продолжает развиваться и достигает максимума. Как будто платформенная площадь компенсирует, хотя бы частично, поднятия геосинклиналей и заливается вытесняемой из них водой — случай, близко отвечающий так называемому закону Ога.

9. Сибирская и Китайская платформы

Существенно иначе выглядит каменноугольная история Сибирской и Китайской платформ.

На Сибирской платформе установлены лишь турнейские отложения в низовьях р. Нижней Тунгуски, в том районе, который уже в девоне выделялся среди остальных своей тенденцией к погружениям. Турнейские слои представлены здесь известняками и доломитами со *Spirifer tornacensis* и другими брахиоподами и кораллами (*Syringopora*) и имеют общую мощность около 50—60 *м*. Как далеко вглубь платформы они протягиваются, остается неизвестным. Не исключена возможность, что

турнейские отложения заходят сюда на довольно значительное расстояние.

Осадки более высоких горизонтов карбона с достоверностью не констатированы. Условно к верхнему карбону относят низы мощной, так называемой тунгусской, континентальной угленосной толщи, верхняя часть которой принадлежит уже перми.

Из этих данных явствует, что в самом начале карбона Сибирская платформа, как бы следуя общим движениям окружающих ее геосинклинальных зон, несколько погружается и частично заливается морем; но в последующее время (опять-таки следуя за окружающими ее геосинклинальными зонами) вновь приподымается и становится сухопутной.

Сходно протекала каменноугольная история Китайской платформы. Трансгрессия визейского века в геосинклиналях юго-западного и Южного Китая захватила Китайскую платформу лишь в эпоху максимального развития — в тайюанский век, т. е. в самом начале среднего карбона. В это время в провинции Шаньси и соседних с нею отлагается маломощная (40—120 *м*) паралическая угленосная толща, образованная главным образом глинистыми сланцами с немногими пластами угля и прослоями известняков. Затем следуют перерыв и поднятия, синхроничные с соответствующими движениями геосинклиналей юго-востока Азии, и в конце C_3 начинается формирование новой паралической угленосной свиты Шаньси, в главной части своей относящейся к нижней перми.

Таким образом, обе азиатские платформы в своих движениях были согласны с движениями прилежащих геосинклиналей; вместе с тем они мало погружались и почти не покрывались морем.

10. Гондванская глыба

В нижнекаменноугольное время общий характер палеогеографии и осадконакопления на Гондванской глыбе были те же, что в предшествующий огромный промежуток палеозоя (см. приложение II, карту 4). Подавляющая часть площади глыбы представляла собой континент, к тому же, видимо, невысокий, почему осадки динантской эпохи распространены очень мало. На севере Африки,— в Сахаре,— в визейское время отлагаются песчаники и известняки, с *Productus*; в северной Австралии — известняки с кораллами и брахиоподами; на юге Африки, в Капской области — континентальные слои с растительными остатками.

Существенно иначе выглядит физико-географическая обстановка в верхнем карбоне, когда на разных участках Гондванской глыбы формируются значительные толщи континентальных пород, притом настолько замечательные с фациальной и палеогеографической точек зрения, что Гондвана становится едва ли не наиболее интересной среди других областей верхнекаменноугольной седиментации (см. приложение II, карту 5).

Ознакомление с этими осадками удобно начать с южной Африки, где они выделены в серию Двика (Dwyka), входящую в качестве нижнего члена в огромную по мощности формацию Карру.

Серия Двика выстилает Капскую мульду крайнего юга Африканского континента, простираясь на север примерно до 23° южной широты. В бассейне Конго также имеются ее аналоги, но не вполне достоверные.

В составе Двика Капской мульды различают три горизонта: нижние сланцы, тиллиты и верхние сланцы.

Нижние сланцы развиты почти исключительно по южному краю Капской мульды, где достигают мощности от 120 до 425 *м;* на север они быстро выклиниваются и севернее 33° южной широты исчезают совсем. Они представляют собой зеленоватые и синеватые, вероятно озерные, глины с тонкими кварцитовыми прослоями, содержащие отпечатки растений (*Phyllotheca*) и окаменелые стволы деревьев

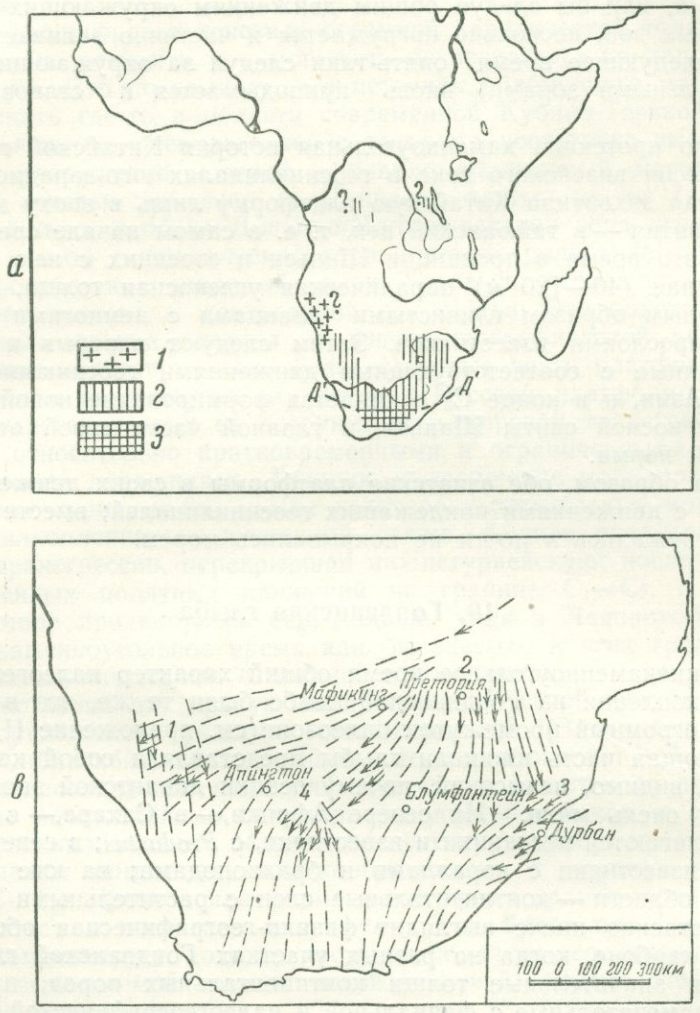


Рис. 23. Верхнекаменноугольные отложения южной Африки

а — типы осадконакопления в свите Двика (по Диксей)

1—вулканические излияния; *2*—тиллиты с характером донной морены; *3*—тиллиты с характером ледниковоозерных отложений. A^1—A^1—граница континентального оледенения.

в —центры оледенения (по Дю-Тойту)

1—ледник Нама; *2*—ледник Трансвааля; *3*—ледник Наталя; *4*—ледник Гриква. Стрелки указывают направление движения ледников

Тиллиты или валунные глины распространены шире и покрывают всю площадь Капской мульды, доходя на севере до Родезии (рис. 23). Они имеют вид глинистой массы, в которую включены без всякого порядка обломки пород, колеблющиеся от немногих миллиметров до 2 *м* в поперечнике. Обломки эти несут все признаки ледниковой обработки: их крупные поверхности отполированы до блеска, часто покрыты

царапинами; малые боковые поверхности сглажены слабо. Петрографический состав валунов весьма разнообразен, но, как правило, совершенно не отражает состава ложа; лишь на севере появляются валуны местных пород. Все это делает несомненным ледниковый генезис тиллитового горизонта. Характер его заметно меняется с севера на юг. На севере тиллит имеет черты донной морены сильно меняющейся мощности, достигающей нескольких десятков метров. Морена располагается здесь на весьма неровной поверхности докембрия, с резко выраженным рельефом, с крупными выступами и глубокими узкими долинами. Поверхность ложа часто отполирована и несет глубокие шрамы и царапины, направление которых иногда меридиональное, обычно же с юго-запада на северо-восток. В некоторых местах рельеф ложа имеет характер бараньих лбов, или курчавых скал, причем в последних отчетливо различаются по характеру обработки северная (или северо-восточная) и южная (или юго-западная) стороны. Встречаются исполиновые котлы. На юге тиллитовый горизонт имеет характер озерно-ледниковых отложений. Ледниковый материал отлагался здесь в озере, располагавшемся у края ледника. Граница северной и южной ледниковых фаций проходит примерно по 33-му градусу южной широты; мощность южной фации достигает 300 *м*.

Интересную особенность тиллитового горизонта составляет то, что среди валунной глины проходят значительные прослои глин, не содержащих валунов, причем некоторые такие прослои прослеживаются далеко. Получается, что толща тиллитов имеет не один, а несколько (по меньшей мере два) моренных горизонтов, разделенных межморенными глинами. В некоторых случаях среди морены встречаются горизонты, имеющие характер флювиогляциальных отложений. Все это сближает верхнекаменноугольные отложения южной Африки с четвертичными ледниковыми осадками Европы (см. главу X).

Итак, в эпоху отложения валунной глины юг Африки был покрыт ледниковой шапкой, двигавшейся с севера на юг. Оледенение было не сплошным, но, по данным южноафриканских геологов, имело не менее четырех самостоятельных центров. Первый из них располагался в области Нама, недалеко от Атлантического океана, или, может быть, в прибрежной части современного Атлантического океана. Ледник двигался отсюда в направлении на юг и юго-восток вплоть до р. Оранжевой. Второй небольшой центр оледенения был в области Гриква, и ледник растекался отсюда во все стороны. В северном Трансваале и Южной Родезии располагался обширный Трансваальский ледник. Широкими полосами он двигался к югу, юго-западу и юго-востоку. Возможно, что часть его двигалась в Северную Родезию и в котловину Конго, где имеются некоторые (сомнительные) следы ледниковых отложений. Четвертый центр располагался восточнее современного индийского побережья Африки; ледник перемещался отсюда в юго-западном направлении.

У южного края современной Капской мульды ледники кончались; здесь располагалось обширное приледниковое озеро.

По мнению Кренкеля, ледниковые центры оледеневали не сразу; весьма возможно, что вначале возникли периферические центры, а потом внутренние; по дю-Тойту, ледники перемещались с запада на восток.

Валунные глины повсеместно в области Капской мульды перекрываются так называемыми верхними сланцами, мощность которых на юге мульды достигает 200 *м*, на северо-востоке же уменьшается до полного выклинивания. Нижние горизонты их представлены синеватыми и зеленоватыми глинами с желваками фосфоритов. В средних

горизонтах появляются песчаники и линзы доломитизированного известняка с фауной *Eurydesma*; последняя известна лишь с атлантического побережья. Наверху распространены битуминозные сланцы с сидеритом и пиритом.

Таким образом, вслед за оледенением южная Африка испытала небольшую трансгрессию моря — полная аналогия с тем, что мы увидим ниже в четвертичное время на севере Европы.

Аналогичные образования установлены в Южной Америке, где получили название серии Итараре (*Itarare Series*). Пространственно они локализуются частью на южной оконечности платформы, частью в прилежащих участках геосинклинальной зоны (южная Аргентина). Петрографически являются, как и в южной Африке, типичной валунной глиной (тиллит) с валунами разнообразнейших пород, достигающими 1 *м* в диаметре. Субстрат, на котором располагается свита Итараре, обычно недоступен наблюдению; но в Кордильерах и на Фальклавдских островах его все же удалось встретить, и оказалось, что он отполирован, исцарапан и имеет характер бараньих лбов. Внутри тиллитового горизонта располагаются местами пласты ленточных глин или прослои песков с валунчиками; иногда они полностью вытесняют валунную глину. В верхних частях тиллитов, иногда над ними, как на платформе, так и в Кордильерах, найдены прослои глин с остатками морской фауны; в Кордильерах она представлена *Spirifer supramosquensis, Chonetes, Pleurotomaria,* на платформе — *Lingula, Orbiculoidea,* иглами губок, чешуями рыб. Мощность свиты Итараре колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Ледниковая природа толщи в настоящее время не вызывает сомнений. При этом тиллиты в главной своей массе рассматриваются как донные моренные образования, отложенные двигавшимся льдом, который покрывал тогда южную часть Южной Америки. Существовал ли один центр оледенения или несколько и в каком направлении перемещался лед, остается неясным; Г. Герт допускает, что ледники двигались к югу и западу. В конце ледниковой эпохи юг Южной Америки испытал некоторое погружение и края современного материка покрылись морем, в котором плавали айсберги и разносили валунный материал. Часть тиллитов, таким образом, является ледниково-морскими отложениями.

В Индии к верхнему карбону относят свиту Талчир, являющуюся нижним (базальным) членом огромной Гондванской континентальной формации, обнимающей, кроме верхнекаменноугольных, также осадки перми, триаса и юры.

Талчирская свита состоит из двух ярусов. Нижний, или собственно талчирский, ярус широко распространен на Индостанском полуострове, и представлен зелеными полосатыми глинами и тонкими песчаниками, содержащими много невыветрелых полевошпатовых зерен. Среди глины встречаются слои, обогащенные обломками пород самого разного состава (гранитов, кристаллических сланцев и т. д.) с ясными следами ледниковой полировки и штриховки. Эти валунные слои, по данным индийского геолога Вадиа, являются в большинстве случаев ледниково-озерными и образовались вследствие разноса валунов таявшими айсбергами. Но местами в центральных частях полуострова валунные глины имеют характер донной морены, причем субстрат морены исштрихован, полирован и имеет очертания бараньих лбов. Областью, питавшей ледники, была площадь современного хребта Аравали; отсюда лед растекался во все стороны в приледниковые озера.

Верхний ярус талчирской свиты,— кархарбарский,— распространенный так же широко, как нижний, сложен гравийными песчаниками,

конгломератами и частью глинами с прослоями углей, общей мощностью в 170—200 *м*. В глинах многочисленные растительные остатки (*Glossopteris, Gangamopteris,* кордаит *Noeggerathiopsis,* хвощ *Schizoneura* и др.). Это преимущественно речные и озерно-речные осадки.

Последней областью развития ледниковых отложений верхнего карбона является Австралия, где они обнаружены главным образом в Новом Южном Уэльсе и Квинсленде и уже были описаны в разделе 6 настоящей главы. На платформенной части Австралии следы осадков, синхроничных оледенению, но без ясных остатков собственно ледниковых образований, имеются на плато Кимберлей.

Из приведенных данных видно, что в верхнекаменноугольную эпоху на самых различных участках Гондванской глыбы, лежащих частью у южной ее границы, частью на севере, под современным экватором, имело место обширное оледенение, оставившее после себя несомненные донные морены и ледниково-озерные отложения. Эта стадия ледникового покрова сменилась затем накоплением обломочных частью озерно-морских (Южная Америка, Соляный Кряж), частью угленосных озерно-речных отложений. Какова была причина верхнекаменноугольного оледенения, как представить себе, что под такими низкими широтами, как современные 0—40° южной широты, было возможно оледенение — остается доныне неразъясненным и представляет одну из интереснейших проблем палеоклиматологии и тектоники. Позже мы еще коснемся ее.

На крайнем северо-западе Гондваны, на площади Бразилии и Сахары, осадки верхнего карбона существенно иные. В Амазонской мульде верхнекаменноугольные слои представлены морскими песчано-глинистыми и частью карбонатными породами, с обильной фауной брахиопод, двустворок, гастропод, трилобитов, кораллов и мшанок. Любопытно, что эта фауна, хотя и имеет некоторое число общих форм с фауной C_3 Кордильер, но в то же время заключает в себе и много оригинальных, там не встречающихся форм. Среди продуктид, например, имеется лишь 2 общих вида, наряду с которыми в Боливии встречено 10, а в Амазонской котловине 7 эндемичных видов. Двустворки также резко различны. Это различие указывает, повидимому, на то, что прямая связь между бассейнами Кордильер и Амазонки отсутствовала.

Морские породы C_3 широко развиты в западной Африке (в Исуане, Таудени, в Египте); петрографически и фаунистически они имеют много общего с верхним карбоном Бразилии.

Таким образом, в то время как на юге, юго-востоке и частью на севере Гондваны имело место обширное оледенение, северо-запад ее испытал заметную трансгрессию моря.

11. Северная Америка

Каменноугольная история Нового света развивалась столь же сложно и бурно, как история континентов восточного полушария.

Девонский период в Северной Америке закончился бретонским (-акадским) орогенезом в центральной части Аппалачской геосинклинали и крупной регрессией на платформе и в Кордильерской области. В динантскую (-миссисипскую) эпоху вновь происходят погружения на обширных площадях и морская трансгрессия охватывает Кордильерскую геосинклиналь, западную часть Аппалачской и южную оконечность платформы, расположенную между ними; огромная центральная и северная части платформы, однако, остаются выше уровня моря (рис. 24).

Осадки нижнего карбона Северной Америки весьма изменчивы. В Аппалачской зоне и на непосредственно прилежащих к ней частях

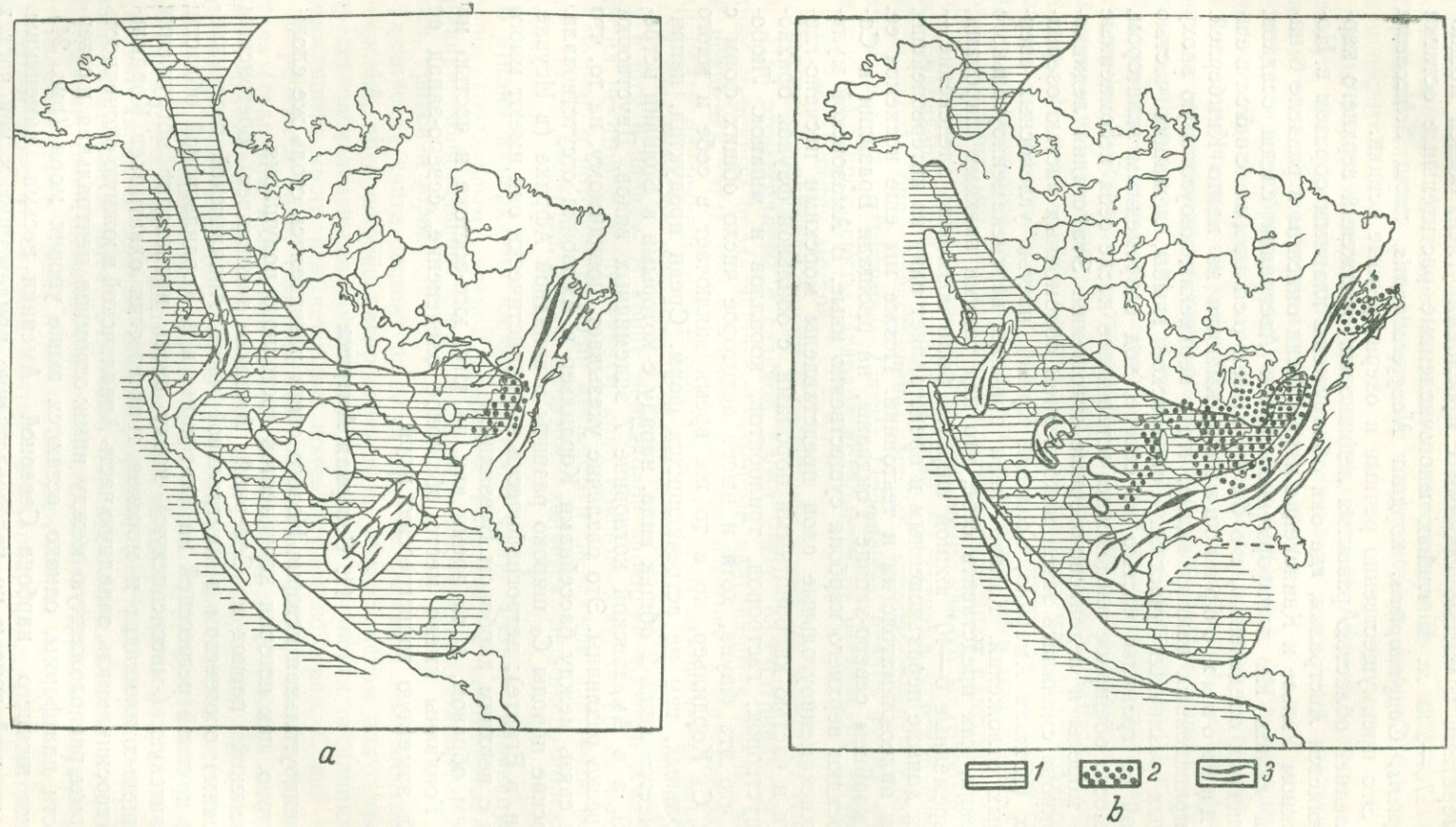


Рис. 24. Палеогеография Северной Америки в карбоне (по Ч. Шухерту)
а — середина миссисипской эпохи, в — середина пенсильванской эпохи.
1—море; *2*—континентальные отложения (местами переслаивающиеся с морскими), *3*—горы

платформы до Цинциннатского вала осадки исключительно обломочные, причем особенного развития они достигают в штатах Пенсильвания, Мэриленд и Вирджиния. Нижняя часть C_1 (свита Понока — 600 *м*) слагается здесь серыми песчаниками и глинистыми сланцами с тонкими прослоями каменного угля и с растительными остатками; по направлению к центральным частям геосинклинали в ней появляются прослои конгломератов; на западе в верхней части обособляется известняковая пачка (Гринбайер). Верхняя часть C_1,— свита Мауч Ченк (Mauch Chunk),— образована мощными (1000 *м*) красноцветными песчаниками и сланцами с редкими растительными остатками, с трещинами высыхания и отпечатками дождевых капель. По направлению на запад обе свиты переходят в серые тонкозернистые морские песчаники и сланцы. По Ч. Шухерту, и Понока и Мауч Ченк отложения дельты реки, дренировавшей Восточноаппалачскую горную страну, созданную девонским орогенезом. Следы другой такой дельты улавливаются на юго-западе Аппалачей, в штате Алабама. В промежуточной части геосинклинали морские отложения пользуются широким распространением, но относятся преимущественно к среднемиссисипскому времени.

К западу от Цинциннатского вала в западных и юго-западных штатах США нижнекаменноугольные отложения представлены главным образом известняками с богатой фауной криноидей, брахиопод, мшанок, бластоидей и других форм; большим распространением пользуются также кремнистые и оолитовые известняки. Обломочные породы — песчаники, сланцы — встречаются частью в основании каменноугольного разреза (Киндерхук), частью в самом верхнем горизонте (Честер), мощность которого колеблется от 350 до 500 *м*, тогда как общая мощность всего C_1 составляет от 700 до 800 *м*.

В Кордильерской геосинклинали нижний карбон повсеместно представлен массивными известняками, относящимися к векам Киндерхук и Осэдж; в штате Невада, Юта, Айдахо на них несогласно лежат известняки самого конца C_1.

Интересно отметить, что характерная западноевропейская и сибирская визейская фауна с *Productus giganteus* и *Pr. striatus* в Америке встречается лишь на весьма ограниченном участке Кордильерской геосинклинали (штаты Невада и Калифорния), отсутствуя в других местах. Это указывает, что связь с восточным полушарием осуществлялась только через Тихий океан.

Из изложенного видно, что осадконакопление миссисипской эпохи в Северной Америке целиком определялось орогенезом конца девона в Аппалачской геосинклинали. По периферии горной страны отлагался в континентальных и прибрежно-морских условиях обломочный материал, далее на запад — чисто карбонатные илы.

В самом конце C_1, в честерский век, начинают проступать следы новых крупных движений и структурных изменений. Как указывалось, честерские слои даже в наиболее удаленных от Аппалачей частях платформы (штат Миссури) содержат много обломочного материала, особенно вверху. По направлению же на юг, в горах Уачита, они переходят в еще более мощную (около 3500 *м*) толщу глинистых сланцев и песчаников с редкими растительными остатками и без всяких следов морской фауны. Массовое появление обломочного материала на платформе указывает, что в конце C_1 в окружающих ее геосинклинальных зонах вновь имел место крупный орогенез и соответственно значительные поднятия. По времени этот орогенез более или менее синхроничен судетской фазе восточного полушария. Территориально он расположился существенно иначе, чем предшествующие фазы.

Главным районом его действия были участки геосинклинали, окаймлявшие платформу с юга и в частности, как думают американские геологи, области современного побережья Мексиканского залива. Отсюда складчатость уходила с одной стороны в центральную область Аппалачей, с другой — в юго-западную часть Скалистых гор. В доступных исследованию разрезах пенсильванских слоев очень мало следов угловых несогласий с породами подошвы, но вся картина пенсильванской седиментации такова, что без допущения крупного складкообразования в конце миссисипской эпохи ее понять нельзя.

На всей южной части платформы, начиная примерно от широты оз. Мичиган, отлагается мощная паралическая угленосная толща, ныне расчлененная эрозией на четыре обособленных бассейна: Аппалачский, Иллинойский, Мичиганский и Внутриконтинентальный (Midcontinent) (рис. 25). В литологическом составе пенсильванских отложений перечисленных бассейнов замечаются характерные фациальные изменения. В Аппалачском бассейне, являющемся передовым прогибом формирующейся складчатой страны, разрез достигает 2000 *м* и слагается почти целиком переслаивающимися песчаниками и сланцами с растительными остатками, среди которых на разных уровнях встречаются также и конгломераты, преимущественно у восточного края бассейна. Песчаники косослоисты и лежат быстро выклинивающимися линзами. Угли обнаружены на многих уровнях и часто достаточно мощны для разработки. Известняки с морской фауной, напротив, лежат единичными тонкими прослоями, сильно глинисты, но прослеживаются на обширной площади и служат хорошими маркирующими горизонтами; на восток они переходят в глинистые сланцы. Таким образом, главная масса пенсильванских слоев Аппалачского бассейна возникла в континентальных условиях; это — осадки приморской болотистой равнины и протекавшей по ней реки, частью — лагун. В Иллинойском бассейне осадки уменьшаются в мощности и становятся более тонкозернистыми, глинистыми, причем морские сланцы и известняки развиты гораздо больше, чем в Аппалачском бассейне; угленосность несколько убывает. Во Внутриконтинентальном бассейне разрез еще в большей степени переходит в морскую глинисто-сланцевую фацию; известняки с обильной морской фауной составляют здесь до 25% общей мощности колонки, песчаники же — менее 10%. Угленос-



Рис. 25. Угленосные бассейны Северной Америки

1—Аппалачский; *2*—Иллинойский; *3*—Мичиганский; *4*—Внутриконтинентальный



Рис. 26. «Колорадские горы» Северной Америки в верхнекаменноугольную эпоху

1—хребет Уинта; *2*—Ункомпагр-Сангр-де-Кристо; *3*—Дефанс-Зуни

ность значительно падает сравнительно с угленосностью восточных районов. Таким образом, по мере удаления от воздымающихся Аппалачских гор мощность пенсильванских отложений уменьшается и из континентальных они переходят в морскую фацию. При перемещении на юг, к горам Уачита, изменения происходят в обратном направлении. Мощность осадков $C_2 + C_3$ возрастает до 4000—6000 *м;* песчаники вновь вытесняют другие породы и становятся господствующими; угольные пласты исчезают.

В области южной части Скалистых гор условия пенсильванского осадкообразования отличаются большей сложностью. В результате судетской складчатости здесь возникла серия поднятий на территории штатов Уайоминг, Юта, Колорадо, Аризона, Новая Мексика, известных под названием Колорадских гор (рис. 26). Эти поднятия и контролировали осадконакопление. Вблизи поднятий пенсильванские осадки чрезвычайно мощны (до 6000 *м*) и представлены исключительно песчаниками и конгломератами, иногда красноцветными и аркозовыми; с удалением от поднятий осадки становятся более тонкозернистыми и переходят в известняки. В штате Юта и западной части Колорадо к этому времени относится мощная соленосная формация Парадокс.

В целом пенсильванское осадконакопление на юге Североамериканской платформы близко напоминает по характеру и фациям седиментацию на юге Русской платформы — в Донецком бассейне и по его северной окраине. В то время, однако, как центральные части Русской платформы в C_2 и C_3 были под водой, центр Североамериканской платформы представлял собой низменный континент.

Конец пенсильванской эпохи ознаменовался проявлением складчатости на юге Кордильерской геосинклинали; была смята в складки область к югу от р. Пекос (Марафонские горы), в связи с чем на платформе отмечается некоторая регрессия моря.

12. Андийская геосинклиналь

На площади Андийской геосинклинали Южной Америки карбон выражен резко отлично.

Динантские слои установлены здесь в единственном пункте, в южной Аргентине, где они сложены конгломератами, песчаниками, сланцами и углистыми слоями с отпечатками растений: *Asterocalamites scrobiculatus, Lepidodendron australe* и др. На остальной площади геосинклинали они отсутствуют, что следует, на наш взгляд, связывать с проявлениями здесь бретонской фазы складчатости.

Погружения и трансгрессия моря развиваются в Андах лишь в верхнекаменноугольную эпоху, породы которой тянутся сплошной полосой от Венецуэльских Анд до северной Аргентины, располагаясь на более древних породах несогласно. В основании их лежит конгломерат, выше которого следуют перемежающиеся пласты песчаников и сланцев, иногда с пропластками угля. Породы обычно немые, но иногда содержат отпечатки растений (*Lepidodendron, Racopteris*). На обломочной свите располагается свита известняков с богатой фауной: брахиподами (*Productus cora, Pr. semireticulatus, Spirifer condor, Sp. cameratus* и др.), фузулинами, двустворками и т. д. В одном пункте в сланцах были встречены гониатиты (*Gastrioceras, Pronorites*). Заканчивается разрез местами обломочными породами и растительными остатками (Венецуэльские Анды), местами эффузивно-осадочной серией (центральное Перу).

13. Общий характер палеогеографии и движений земной коры за каменноугольный период

При всей сложности хода каменноугольной истории на отдельных площадях земной коры в ней отчетливо различаются два основных этапа, отвечающих динантской эпохе, с одной стороны, и московско-уральской — с другой.

Динантская эпоха, следовавшая за бретонским орогенезом и поднятиями конца D_3, характеризуется развитием на самых различных участках земной коры погружений и трансгрессией турнейско-визейского времени. Эта трансгрессия проявилась в Северной Америке (юг платформы, Аппалачи), в Европе (Англия, Русская платформа), в Казахстане, на Сибирской платформе, в Гималаях, Китае, Индо-Китае, в Австралии (Новый Южный Уэльс, Австралийская платформа), причем в областях слабого проявления бретонского орогенеза она началась в раннетурнейское время (Европа, Казахстан, Сибирская платформа), в районах же с сильным бретонским орогенезом — в визейское время (Китай, Индо-Китай, Австралия) и достигла максимума лишь в начале C_2. На некоторых площадях, например на Русской платформе, развитие трансгрессии прерывалось остановками и отчасти даже возвратными движениями, во время которых здесь отложилась угленосная толща.

В конце динантской и начале московской эпох геосинклинальные зоны испытали складкообразовательные движения огромной силы — судетский орогенез, являющийся основным и важнейшим в герцинском тектоническом этапе вообще. Складкообразование захватило: юг Скалистых гор, площади по северному побережью Мексиканского залива (к югу от Североамериканской платформы), центральную часть Аппалачей в Северной Америке; область между Грампианскими каледонидами и Молданубской зоной в Западной Европе; полосу Предкавказья к югу от Русской платформы, территорию Казахстана и площади к востоку от него до Западносибирских каледонид, Гималаи, Куэнь-Лунь, юго-западный Китай, Индо-Китай, восточную Австралию. На этой огромной территории складкообразование проявилось не строго одновременно, но в одних случаях несколько раньше, в других позже, так что судетская фаза обнимает промежуток от начала визе до конца тайюанского века (начало C_2). В области геосинклиналей Евразии можно наблюдать, что судетская фаза вообще раньше проявляется у западного конца Средиземноморской области, в Западной Европе, позже — в юго-восточной Евразии.

Во второй половине карбона ($C_2 + C_3$) движения земной коры на разных участках идут различно. В Аппалачах и их продолжении на запад, в Западноевропейской и в Урало-Сибирской геосинклинальных зонах продолжается дальнейший рост и формирование складчатых герцинских структур (астурийская фаза и другие подвижки). Но в восточной части Средиземноморской орогенической зоны площади судетского орогенеза вновь погружаются и осуществляется крупная верхнекаменноугольная трансгрессия. То же отмечается в Андах. Трансгрессия захватывает в это время частично Русскую и Китайскую платформы и северо-запад Гондваны (Бразилия, северная Африка). Все эти движения складываются так, что основное проявление средне-верхнекаменноугольной трансгрессии приходится на южное полушарие.

С началом верхнекаменноугольной эпохи в различных частях Гондванского континента связывается огромное оледенение в Южной

Америке, южной Африке, Индии, восточной Австралии. В северном полушарии столь грандиозных климатических перемен отметить нельзя, но колебания климатических зон, несомненно, имели место.

В эпоху нижнего карбона (конец турне — начало визе), т. е. приблизительно в момент максимума динантской трансгрессии, северная аридная зона резко суживается за счет расширения соседних гумидных полос. В эпоху же C_2+-C_3 аридная полоса в Европе вновь расширяется и расположение климатических зон напоминает их расположение в верхнем девоне. Возможно, что это отражает общую регрессию в северной Евразии, сопровождающую формирование герцинских цепей Западной Европы и Западной Сибири (рис. 41, *c, d, e*).

Глава III

ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПЕРМСКИЙ ПЕРИОД

1. Органический мир пермского периода

(Табл. X, XI, XII, XIII, XIV)

В развитии наземной флоры в пермский период намечаются два этапа; первый охватывает нижнепермскую эпоху, второй — верхнепермскую.

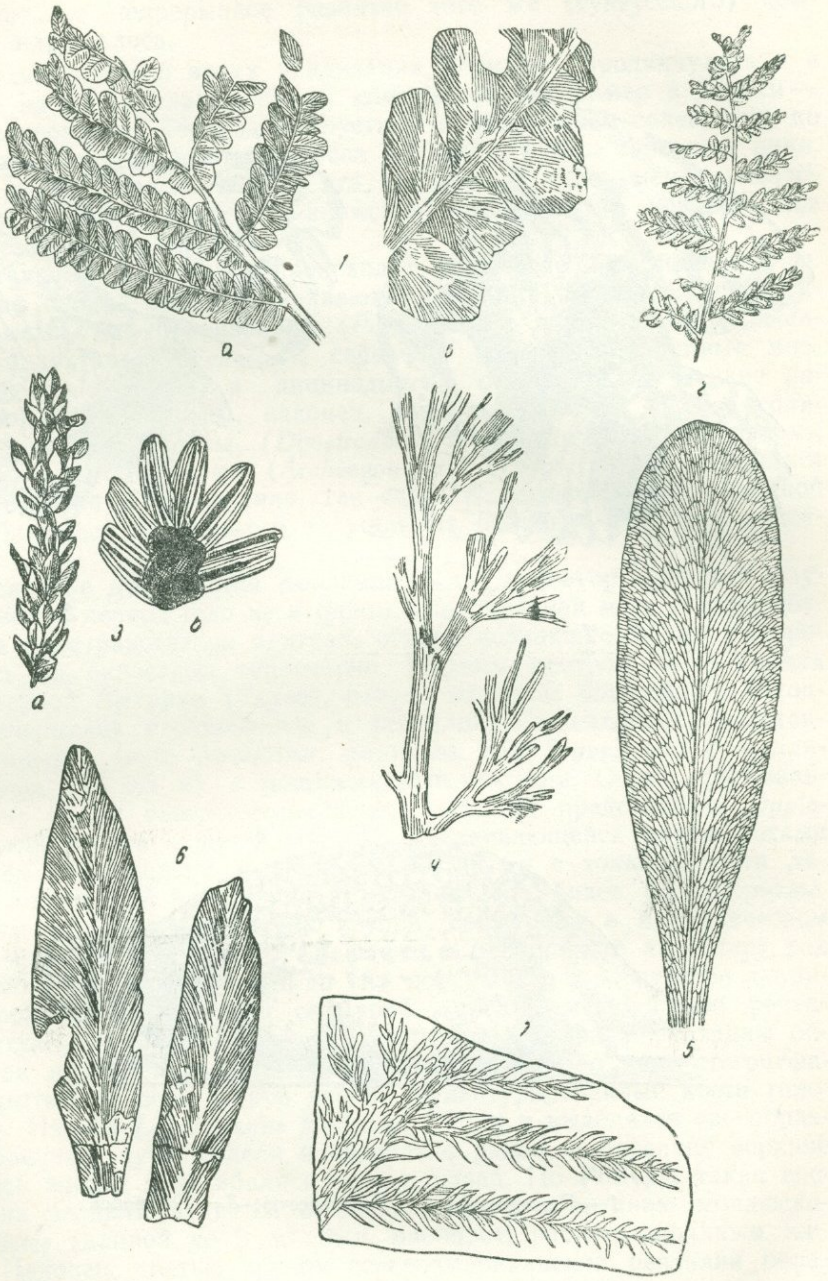
Нижнепермская сухопутная флора тесно примыкает к верхнекаменноугольной. В ней еще продолжают существовать клинолисты, *Sphenophyllum, Annularia,* часто встречаются каламиты (*Calamites gigas*) и кордаиты, реже — сигиллярии и еще реже — лепидодендроны, очень многочисленны папоротники (*Glossopteris, Gangamopteris, Gigantopteris*) и птеридоспермы, среди которых появляется ряд новых родов. Новым элементом в нижнепермской флоре являются первые хвойные *(Walchia),* саговниковые и гинкговые, представители которых, однако, единичны и мало изменяют общий облик флоры.

В верхнепермскую эпоху состав флоры существенно иной. Все типичные каменноугольные группы резко сокращаются в количестве видов и особей и, наконец, вымирают. Их место занимают представители трех указанных выше новых крупных групп голосеменных — хвойных [*Walchia* (*piniformis*), *Ulmannia, Voltzia, Araucarioxylon*] цикадовых (*Pterophyllum*) и гинкговых (*Baiera*). В результате верхнепермская флора в гораздо большей степени напоминает флору мезозоя, чем палеозоя. Существенно, что растительность перми вообще, а верхней перми в особенности, в большинстве случаев имеет более ксерофильный облик, чем каменноугольная, что указывает на вероятное изменение климата в сторону большей сухости.

С наибольшей отчетливостью все эти изменения флоры происходят на территории каменноугольной тропической провинции, менее резко — во флорах тунгусской и гондванской, где уже в карбоне птеридофиты были развиты относительно слабо. Весьма интересны соображения А. Н. Криштофовича о площадях, где шло образование новых пермских групп голосеменных. «Это новое видообразование,— пишет А. Н. Криштофович [1],— менее всего могло произойти за счет влаголюбивых растений теплолюбивой вестфальской флоры Европы... Весьма вероятно, что пермская флора Европы могла в значительной степени воссоздаться за счет растений, пришедших по Атлантической суше в Европу на юг с севера и северо-востока, так как на далеком северо-востоке и высоко в горах уже издавна могли быть заложены леса *Walchia* и *Ulmannia*. Таким образом, основным комплексом, из которого развилась сухолюбивая пермская флора Европы и Северной Америки,

[1] См. сноску к стр. 36

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ПЕРМСКОГО ПЕРИОДА



1 *а* — Callipteris Zeilleri; *1б* — то же, часть вайи увеличенная; *2* — Pecopteris antriscifolia; *3а* — Ulmannia Brouni; *3в* — то же, увеличенная; *4* — Psygmophyllum Potanini; *5* — Glossopteris browniana; *6* — Gangamopteris glossopteroides; *7* — Walchia piniformis

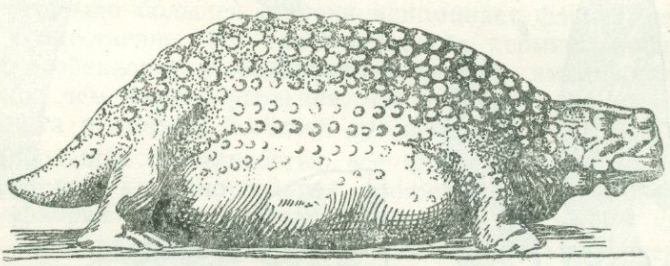
ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ПЕРМСКОГО ПЕРИОДА



1



2



3

1 — Pareiasaurus; *2* — Inostrancevia; *3* — Dicynodon

мог быть комплекс тунгусской флоры севера Азии, и вероятно, севера самой Европы и Арктики (Скандинавия, Гренландия, Шпицберген и т. д.), с приспособлением его к нарастающей сухости климата. В самой Азии этого усыхания еще долго не наблюдалось и в течение всей нижнепермской эпохи, а может быть, и позднее, углеобразование... и непрерывное развитие того же (тунгусского) комплекса не нарушалось.

«В верхнепермскую эпоху аридизация климата... продвинулась и в Азию, где на месте влаголюбивых комплексов (например в Шанси — Китай) развернулись бесплодные пустыни с отложением солей, чем, по дальнейшем развитии этого процесса в триасе, и был завершен цикл. Далее у самых берегов океана эта аридизация была менее универсальной, и частично карбоново-пермские элементы там уцелели, дав начало мезозойской флоре».

Значительные изменения происходят в составе наземной фауны. В пермский период сильно развиваются рептилии, представленные такими формами, как парейазавры (*Pareiasaurus*), капторинниды (*Labidosaurus*), диадектиды (*Diadectes*), сеймурии (*Seymouria*), хищные иностранцевии *(Inostrancevia)* и дицинодонты, относительно мелкие палеогаттерии (*Palaeohatteria*), наконец, замечательные по своему спинному гребню диметродоны *(Dimetrodon)* и ряд других. Эти формы вместе со стегоцефалами (*Archaegosaurus, Eryops, Cacops*) являлись господствующими и определяли, так сказать, «физиономию» наземной фауны, обитавшей в лесных и засушливых областях пермских континентов.

За последние десятилетия выяснилось, что развитие наземной фауны в пермский период шло не в одном, а по крайней мере в двух обособленных пространственно центрах, откуда возникшие формы распространялись на окрестные территории. Первым центром была южная часть Северной Америки (Техас), откуда известны богатейшие находки нижнепермских стегоцефалов и рептилий. Стегоцефалы представлены крупными, часто роющими, формами, как *Eryops* (до 2 *м* длиною), *Cacops* (до 0,5 *м*), с мощными конечностями. Очень оригинальную форму среди североамериканских амфибий представляет *Diplocaulus* с необычайно крупной головой, оканчивающейся двумя рогами на затылке (разращение затылочных костей) и с тонким, почти лишенным конечностей туловищем. Рептилии еще более разнообразны. Среди них особенно интересна группа сеймурий, в анатомическом строении которых черты стегоцефального и рептильного характера так переплетены, что палеонтологи до сих пор спорят относительно истинного таксономического места сеймурий — среди амфибий или рептилий. Другую примитивную группу североамериканских рептилий образуют так называемые котилозавры, несущие много черт стегоцефалов (закрытый со всех сторон череп, скульптурированные кости головы и др.). Из них *Labidosaurus* достигал 1,25 *м* и выделялся своеобразным озублением: зубы сидели в несколько рядов, и передние верхние выдавались вперед и загибались вниз и назад. По Ромеру, такая специализация челюсти является приспособлением к питанию моллюсками. *Diadectes* (длиной до 3 *м*) был, наоборот, растительноядным животным. Наконец, третью группу североамериканских рептилий образуют пеликозавры. Характерную черту их внешнего облика составляет наличие на спине крупного гребня, образованного разращением остистых отростков позвонков. Размеры пеликозавров достигали 1—3 *м*. Голова узкая и высокая. В связи с хищным образом жизни зубы острые, конические, сжатые с боков, неравной величины; в частности

бросаются в глаза клыкообразные зубы в передней части рыла (*Dimetrodon*).

Наряду с описанными крупными формами, среди пеликозавров было много мелких собственно ящерицеобразных форм без спинных гребней (*Varanosaurus, Palaeohatteria* и др.), весьма сходных внешне с современными варанами или гаттериями.

«Изучение условий захоронения,— пишет И. А. Ефремов,[1]— показывает нам, что пермская фауна Техаса обитала преимущественно по берегам рек и небольших озер, где в травянистой растительности находили себе пищу крупные травоядные рептилии. Диметродоны обитали тут же и не были способны к передвижению на далекие расстояния. Наличие мощного орудия защиты у них указывает на существование каких-то еще более опасных и подвижных хищных форм, которые остались неизвестными. Так как они не попадали или очень редко попадали в условия захоронения, то, повидимому, они жили в области междуречий, вытеснив оттуда диметродонов».

Южноафриканская верхнепермская наземная фауна резко отлична от североамериканской. В состав ее входили главным образом котилозавры (травоядные), териодонты (хищные) и дицинодонты. Наиболее известными представителями котилозавров являются *Parejasaurus, Bradysaurus, Antodon* и др. Первые два — массивные, неуклюжие короткохвостые животные, достигавшие 3 *м* в длину, с кожей, одетой на спине и боках панцырем, и с совершенно примитивной установкой конечностей. «Несомненно,— пишет Абель [2],— что Bradysaurus был очень медлительным и тяжело двигавшимся животным, которое беспомощно перемещалось от одного пастбища к другому и играло, вероятно, ту же роль, что гигантские глиптодонты (неполнозубые) в позднетретичное время в Северной Америке». В противоположность парейазаврам, африканские териодонты (*Cynognatus, Gomphognatus*) были хотя и крупными, но относительно легко построенными формами, по своей организации во многом напоминавшими млекопитающих (строение зубного аппарата, конечностей и т. д.), хотя прямой связи с последними они и не имели. Особенность дицинодонтов составляет редукция зубного аппарата: у типичных форм сохранилось лишь два клыка в верхней челюсти. Концы челюстей были, возможно, покрыты, как у черепах, роговым чехлом. По образу жизни, как полагают, они напоминали современных гиен. Местом обитания были открытые степи, полупустынные места. В более позднее время появляются формы, которые перешли к полуводному существованию, напоминающему образ жизни современных гиппопотамов.

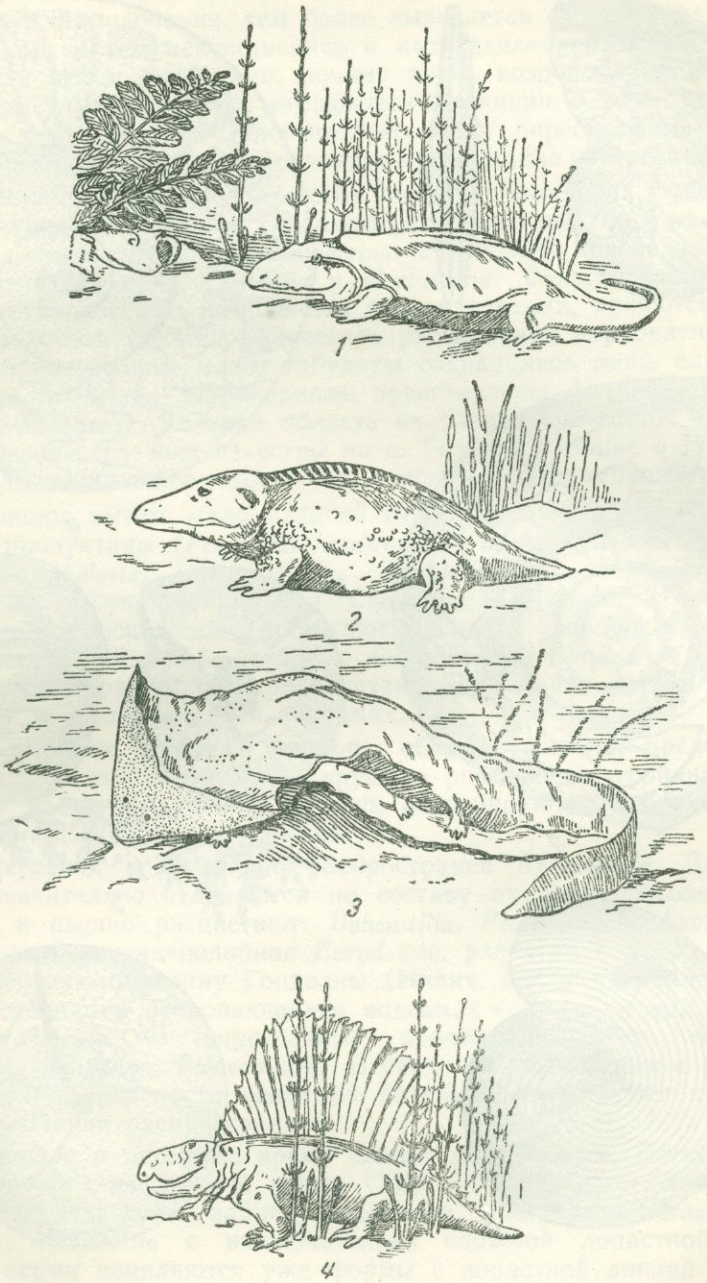
Таковы два фаунистических комплекса наземных позвоночных, наметившиеся в конце палеозоя. Естественно, что входившие в их состав формы стремились, по возможности, расселиться и занять наибольшее доступное им пространство. По условиям палеогеографии того времени североамериканские формы двигались на восток и таким образом добрались до Западной Европы (Шотландия, Богемия) и далее вплоть до современного Урала (Каргалинские рудники в Чкаловской области). Южноафриканская же фауна расселялась в двух направлениях: в северо-восточном — через Индию и Среднюю Азию — в Восточную Европу и Великобританию; и в северо-западном — в Южную Америку.

---

[1] О происхождении пермской фауны позвоночных. Природа № 1, 1936.

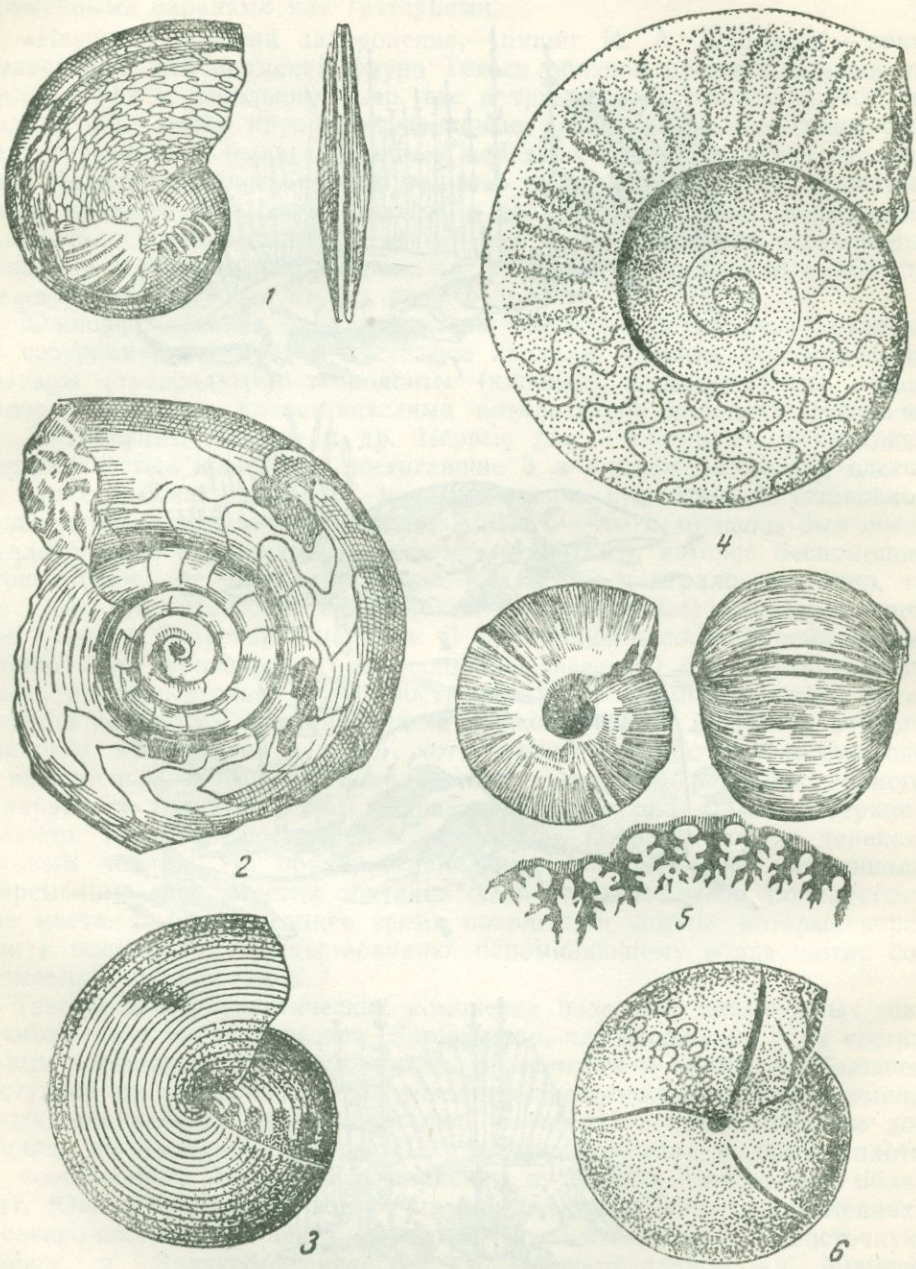
[2] O. Abel. Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeite. 1926.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ПЕРМСКОГО ПЕРИОДА



1 — Eryops; *2* — Cacops; *3* — Diplocaulus; *4* — Dimetrodon

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ПЕРМСКОГО ПЕРИОДА



1 — Medlicottia orbignyana; *2* — Agathiceros suessi; *3* — Paragastrioceras jossae; *4* — Xenodiscus carbonarius; *5* — Cyclolobus stachei; *6* — Popanoceras (Stacheoceras) mediterraneum.

Восточноевропейскими представителями африканской фауны были *Inostrancevia, Parejasaurus* и другие близко напоминавшие описанные выше формы.

Если наземный органический мир суши пермского периода заметно отличается от наземной флоры и фауны карбона, то совсем нельзя сказать этого об органическом населении моря. Наоборот, здесь чем дальше идут исследования, тем более выясняется сходство фауны карбона и перми и тем искусственнее и неопределеннее становится граница между этими системами, почему вновь возобновляются попытки объединения этих двух стратиграфических единиц в одну под названием антраколита. Действительно, если пересмотреть основные группы морских животных, то получится чрезвычайно интересная картина.

В пермский период продолжается расцвет простейших форм — крупных фузулинид и швагерин. Господствуют представители *Pseudofusulina, Parafusulina, Schwagerina, Neoschwagerina,* к которым присоединяются на востоке Азии *Sumatrina, Doliolina* и *Verbeekina*. Многочисленные виды их, количество которых исчисляется теперь сотнями, являются существенным средством стратиграфического расчленения карбонатных толщ. Кораллы представлены мало; табуляты сохранились лишь единично — *Cladochonus, Michelinia;* тетракораллы представлены *Amplexus, Zaphrentis, Lonsdaleia, Polycoelia*. Главная область их развития — восток Средиземноморской зоны, где они известны на о. Тиморе, а также в Приуралье, где кораллы в нижнепермское время участвуют в формировании рифов.

Брахиоподы имеют мало отличий от каменноугольных. Чрезвычайно часты продуктиды (*Productus horridus, Pr. haemisphaerium, Pr. koninckі* и др.), *Strophalosia, Camarophoria, Streptorhynchus, Martinia, Spirifer, Athyris* и др. Вновь появляются *Chonetella, Oldhamina, Megarhynchus*. В Средиземноморской зоне достигают расцвета своеобразные бокаловидные сидячие *Richthofenia*; здесь же обитают *Littonia* и *Aulosteges*. Как и прежде, брахиоподы предпочитают нормальное море и резко сокращаются в осолоняющихся водоемах.

Среди мшанок, как и в карбоне, обильно развиты представители фенестеллид, часто образующих крупные рифовые постройки, как, например, у нас в Приуралье, где они ассоциируются с брахиоподами, криноидеями и другими формами.

Из гастропод чрезвычайно распространен *Bellerophon*. Двустворки лишь незначительно отличаются по составу от каменноугольных. Появляются и пышно расцветают: *Bakewellia, Prospondylus, Septifer,* продолжает жить устрицеподобная *Eurydesma,* развитая в морях, окружающих восточную половину Гондваны (Индия, Австралия, Мадагаскар). Часты—особенно в осолоняющихся водоемах — *Pseudomonotis, Schizodus, Gervillea, Avicula*. В опресненных продолжали жить *Anthracosia, Anthracomya, Oligodon, Palaeomutela*. В связи со значительным развитием аномальных по солености водоемов пелециподовые фауны описанного типа чрезвычайно распространены.

Аммоноидеи в пермское время сильно развиваются. Богатейшие их фауны известны из нижней перми США (Техас), с о. Сицилии и из Приуралья. Наиболее важны *Agathiceras, Pronorites, Paragastrioceras, Cyclolobus, Medlicottia* с исключительно сложной лопастной линией. В конце перми появляются уже формы с лопастной линией цератитового типа: *Xenodiscus, Popanoceras, Hungarites, Otoceras* и др. Среди наутилоидей доживает свой век *Orthoceras*.

Окончательно угасают трилобиты, известные лишь в нижнепермских известняках Приуралья и в Средиземноморской зоне (*Griffitides,*

Phillipsia, Proetus). В солоноватоводных бассейнах изобильны остракоды *Estheria* и др.

Из рыб в пермских морях обитали многочисленные акулы *Acanthodes, Pleuracanthus, Helicoprion* — со своеобразным зубным аппаратом в виде плоско закрученной спирали. Из других представителей рыб часты сельдеобразные палеонисциды (*Palaeoniscus, Acrolepis, Amblypteris*). Иногда остатки рыб являются почти единственными органическими остатками в пермских породах (медистые сланцы Германии).

По пространственному распределению морской фауны выделяются две провинции: бореальная и экваториальная. Первая обнимает фауны Шпицбергена и северной Европы (Германии и СССР); наиболее выражена она в верхнепермское время, когда из бореальной области море трансгрессирует на юг и приносит с собой характерную фауну продуктид (*Strophalosia horrescens, Productus horridus. Pr. haemisphaerium* и др.). Экваториальная фауна характеризуется своеобразными формами фузулинид (*Neoschwagerina, Sumatrina, Dolioiina, Verbeekina*), брахиолод (*Richthofenia, Lyttonia, Oldhamina*), частью двустворок (*Eurydesma*); здесь же обильны аммоноидеи, в том числе *Xenodiscus, Otoceras* и др.

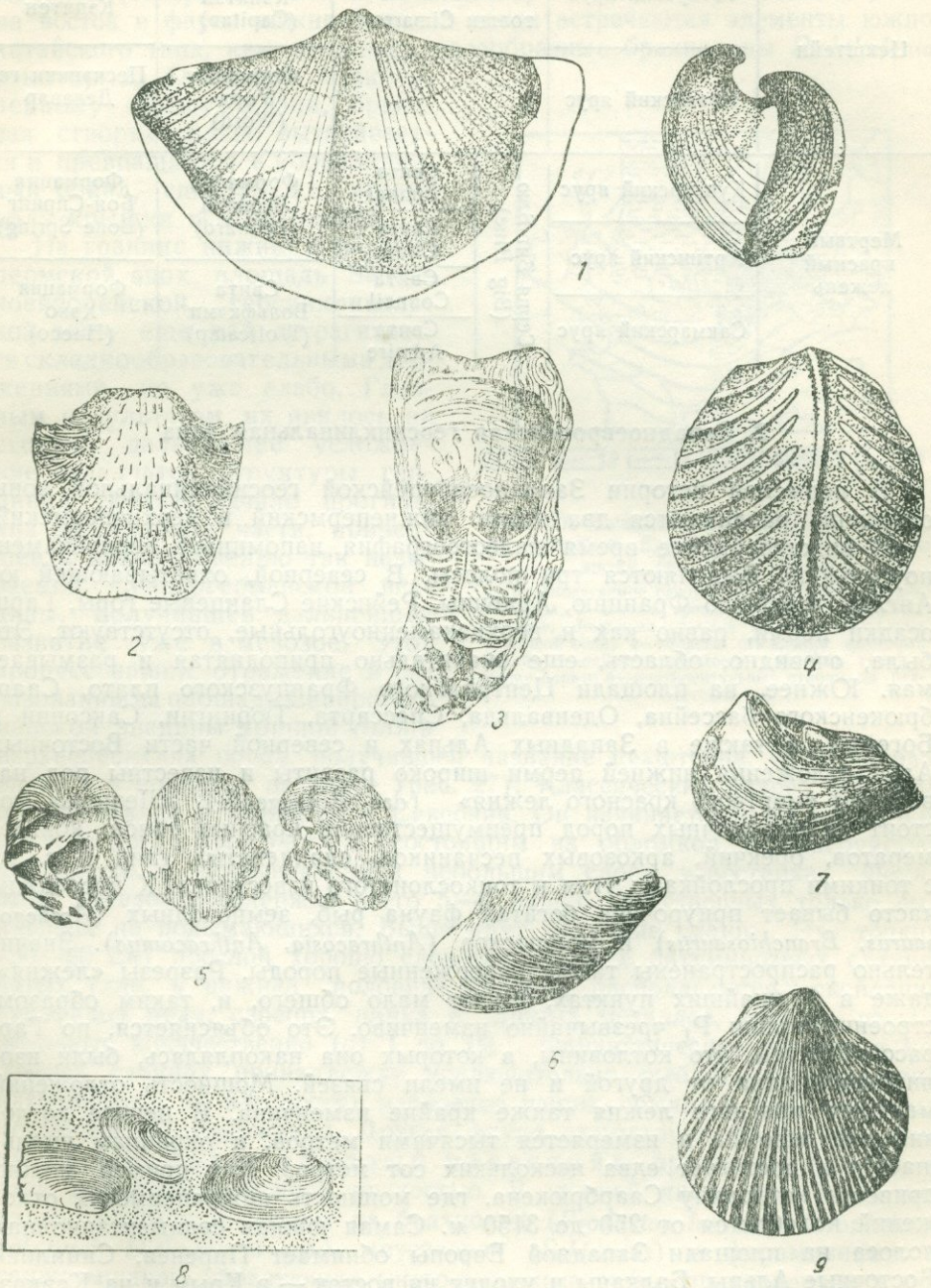
В самом конце пермского периода (на границе с мезозоем) совершенно вымирают гониатиты, исчезают последние трилобиты, табуляты и четырехлучевые кораллы, бластоидеи, древние ежи, почти все *Spiriferidae* и все *Productidae*, фузулины и швагерины, т. е. все каменноугольные группы, а на смену им приходят новые формы. Происходит «обновление фауны», аналогичное тому, какое мы наблюдали в конце силура.

Пермскую систему подразделяют обычно на два отдела: нижнюю пермь и верхнюю пермь, а каждый из этих отделов — на несколько ярусов. На территории Европейской части СССР ярусное деление имеет следующий вид:

Верхняя пермь (P_2)	2. Татарский ярус — характерные руководящие формы отсутствуют.
	1. Казанский ярус — *Spirifer rugulatus, Productus haemisphaerium, Strophalosia horrescens, Spirifer sokensis, Sp. schrenki.*
Нижняя пермь (P_1)	3. Кунгурский ярус — пелециподы *Modiolopsis pallasi, Bakewellia ceratorhaga* и др.
	2. Артинский ярус — *Pronorites, Medlicottia, Paragastrioceras, Agathiceras, Productus konincki* и ряд других брахиопод, *Fusulina lutugini.*
	1. Сакмарский ярус — *Schwagerina, Pseudofusulina möllerі, Ps. urdalensis, Sakmarites* и другие аммонеи.

Для сопоставления этой стратиграфической схемы с подразделениями, принятыми в Северной Америке, может служить следующая схема, предложенная в 1940 г. К. О. Дэнбар (K. O. Dunbar).

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ПЕРМСКОГО ПЕРИОДА



1 — Spirifer rugulatus; *2* — Strophalosia horrescens; *3* — Richthofenia; *4* — Oldhamina; *5* — Productus kancriri; *6* — Gervillea ceratophaga; *7* — Schizodus obscurus; *8* — Autracosia carbonaria; *9* — Pseudomonotis speluncaria

<table>
<tr><th rowspan="2">Западная Европа</th><th rowspan="2">Европейская часть СССР</th><th colspan="4">Северная Америка</th></tr>
<tr><th colspan="2">Канзас-Айова</th><th>Техас</th><th>Делавар</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Цехштейн</td><td>Татарский ярус</td><td colspan="2" rowspan="2">Красноцветные толщи Cimarron</td><td>Формация Кэпитэн (Capitan)</td><td>Формация Кэпитен</td></tr>
<tr><td>Казанский ярус</td><td>Формация Уорд (Word)</td><td>Песчаники гор Делавар</td></tr>
<tr><td rowspan="4">Мертвый красный лежень</td><td>Кунгурский ярус</td><td rowspan="4">Серия Биг-Блю (Big Blue)</td><td>Свита Sumner</td><td rowspan="2">Формация Леонард (Leonard)</td><td rowspan="2">Формация Бон-Спринг (Bone Spring)</td></tr>
<tr><td>Артинский ярус</td><td>Свита Chose</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Сакмарский ярус</td><td>Свита Council</td><td rowspan="2">Свита Вольфкамп (Wolfcamp)</td><td rowspan="2">Формация Хэко (Hueco)</td></tr>
<tr><td>Свита Admire</td></tr>
</table>

2. Западноевропейская геосинклинальная зона

В пермской истории Западноевропейской геосинклинальной зоны отчетливо различаются два этапа: нижнепермский и верхнепермский.

В нижнепермское время палеогеография напоминает верхнекаменноугольную. Выделяются три полосы. В северной, охватывающей юг Англии, северную Францию, Арденны, Рейнские Сланцевые горы, Гарц, осадки перми, равно как и верхнекаменноугольные, отсутствуют. Это была, очевидно, область, еще значительно приподнятая и размываемая. Южнее, на площади Центрального Французского плато, Саарбрюкенского бассейна, Оденвальда, Спессарта, Тюрингии, Саксонии и Богемии, а также в Западных Альпах и северной части Восточных Альп отложения нижней перми широко развиты и известны под названием «мертвого красного лежня» (das Rotliegende). «Лежень» состоит из обломочных пород преимущественно красных тонов: конгломератов, брекчий, аркозовых песчаников, сланцеватых глин и т. д., с тонкими прослойками угля и тонкослоистого известняка. К последним часто бывает приурочена богатая фауна рыб, земноводных (*Archegosaurus, Branchiosaurus*) и моллюсков (*Anthracosia, Anthracomya*). Значительно распространены также изверженные породы. Разрезы «лежня», даже в ближайших пунктах, имеют мало общего, и, таким образом, строение толщи P_1 чрезвычайно изменчиво. Это объясняется, по Гарасовицу, тем, что котловины, в которых она накоплялась, были изолированы одна от другой и не имели связей. Мощность отложений мертвого красного лежня также крайне изменчива. В центре котловин она огромна и измеряется тысячами метров, к окраинам уменьшается и достигает едва нескольких сот метров. Как пример, можно привести котловину Саарбрюкена, где мощность нижнепермских отложений колеблется от 250 до 3150 *м*. Самая южная седиментационная полоса на площади Западной Европы обнимает Пиренеи, Сицилию, Восточные Альпы, Балканы и уходит на восток — в Крым и на Кавказ. Здесь нижнепермские отложения представлены в морской фации. На северном склоне Пиренеев они образованы глинистыми сланцами с фауной аммоней. Та же фация развита в Сицилии, где фауна в пластах на р. Созио отличается необыкновенным богатством (одно из класси-

ческих местонахождений нижнепермских аммонитов). В Восточных Альпах к P_1 относятся известняки с фораминиферами и аммонеями. В той же известняковой фации они прослеживаются в Крыму,— где нижняя пермь известна пока по находкам валунов с фауной,— и на Кавказе (северный склон и Закавказье). Начиная с Сицилии и далее на восток в фауне нижнепермской эпохи встречаются элементы южнокитайского типа, как, например, своеобразные брахиоподы *Richthofenia*, у которых, благодаря прикрепленному образу жизни, брюшная створка сильно вытягивается и превращается в коралловидный бокал, спинная же играет роль крышки в этом бокале.

На границе нижне- и верхнепермской эпох площадь Западноевропейской геосинклинальной зоны еще раз затрагивается складкообразовательными движениями, но уже слабо. Главным результатом их явилось не столько дальнейшее усложнение складчатой структуры герцинид, сколько начало прогибания их северной части, приведшее к возникновению так называемой Северогерманской впадины, получившей дальнейшее развитие уже в мезозое. Этот процесс нашел отражение в образовании на площади Северогерманской впадины мощной толщи верхнепермских пород, получившей название цехштейна. Область развития его показана на карте (рис. 27). Классический разрез цехштейна установлен в Тюрингии и Саксонии. Он начинается цехштейновым конгломератом, состоящим из обломков грубозернистых песчаников и покрывающимся небольшим слоем известняка. Фауна этого горизонта содержит всего 5—6 видов, свойственных только ему и вверх не подымающихся. Выше идут медистые сланцы. Это тонкий (30—80 *см*) прослой хорошо слоистых, черных битуминозных сланцеватых глин, в нижней половине которых располагаются скопления сульфидов меди, серебра, цинка и других металлов, иногда весьма обильные количественно (от 1 до 3%). Фаунистические остатки в медистых сланцах принадлежат исключительно рыбам, во множестве находящимся на плоскостях наслоения глины, обычно в ненормальном, «скрюченном» положении. Другая фауна отсутствует. Медистые сланцы сменяет цехштейновый известняк, представленный слоистой доломитизированной разностью. В нижней части его фауна довольно обильна и состоит из брахиопод (*Productus horridus, Strophalosia goldfussi, Dielasma* и др.), двустворок (*Schizodus*) и фораминифер, а также мшанок, образующих многочисленные рифы, приуроченные к более мелководным местам (осевым частям затопленных герцинских складок). В средней и верхней части известняка фауна беднеет, а среди доломитов начинают появляться пласты гипса и ангидрита. Верхний горизонт цехштейна образован соленосной

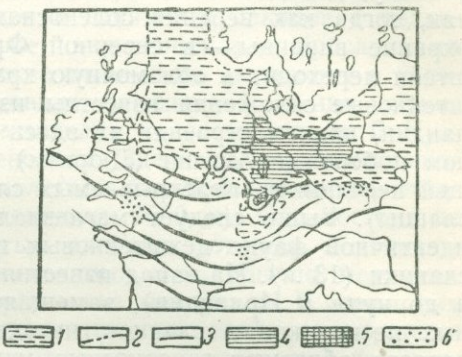


Рис. 27. Осадкообразование на площади Западной Европы в верхнепермскую эпоху (по С. Бубнову)

1—предполагаемое распространение цехштейнового моря; *2*—южная граница моря века медистых сланцев; *3*—южная граница области осаждения каменной соли; *4*—область осаждения калиевых солей; *5*—районы осаждения калиевых солей в конце перми; *6*—континентальные отложения цехштейна

толщей, состоящей из переслоев песчанистых глин и каменной соли, которой подчинены пласты калиевых солей (знаменитое Страссфуртское месторождение калиевых солей). Строение последнего горизонта чрезвычайно изменчиво, равно как и мощность, колеблющаяся от нескольких десятков метров до 1800 *м*, тогда как общая мощность нижних трех горизонтов измеряется всего 10—12 *м*.

Такого же типа разрез прослеживается и в центральных частях Северогерманской впадины до Дании включительно. На восток, в Прибалтику, доходит лишь нижний его горизонт — цехштейновый известняк, тогда как верхняя соленосная толща выклинивается. На южной окраине впадины,— в северной Франции,— морской и лагунный цехштейн переходит в обломочную красноцветную фацию. На западе цехштейновые отложения известны из средней Англии и частью из Ирландии, причем строение их здесь значительно изменяется. На восточном побережье Англии (Дюрхэм) разрез начинается 30-метровой толщей песчаников, перекрываемых сланцами с остатками рыб (медистые сланцы). Выше следует магнезиальный известняк (180 *м*) с фауной, идентичной фауне цехштейновых известняков, а затем мергели и песчаники (13 *м*). На запад известняки выклиниваются (до 6 *м* в Англии и до нуля в Ирландии), замещаясь 300-метровой пачкой красноцветных песчаников и сланцев, иногда с растительными остатками. Верх разреза образуют гипсоносные мергели, возможно, отвечающие соленосной толще Германии.

Из изложенного видно, что в верхнепермское время территория Северогерманской впадины испытала значительную трансгрессию моря. Районом, откуда пришло море, являлась, повидимому, современная околополярная область, так как только здесь — в восточной Гренландии, на Шпицбергене и на Новой Земле — были найдены породы с фауной, близкой к фауне германского цехштейна. Море, покрывавшее Северогерманскую низменность, не было, повидимому, вполне нормальным, ибо в фауне его отсутствовали гониатиты и кораллы, а брахиоподы и пелециподы характеризовались однообразием видов при обилии особей. Фауна подобного рода часто бывает свойственна осолоненным бассейнам. Не исключено поэтому, что и цехштейновое море было несколько осолонено, что гармонирует с его типом — скорее большого залива, чем открытого моря. Очень интересную фацию представляют медистые сланцы. Особенность их составляет то, что при обилии остатков рыб донная фауна отсутствует. В этом отношении медистые сланцы весьма похожи на осадки современного Черного моря, возникшие в зоне сероводородного заражения. Вот почему некоторые геологи (Помпецкий) полагают, что в истории цехштейнового бассейна Германии был момент, когда вода его у дна была заражена сероводородом. Если эта догадка справедлива, то цехштейновый бассейн был ненормальным не только в отношении солености, но временами и по газовому режиму. В общем же по типу своему и по своим осадкам бассейн этот совершенно чужд бассейнам всей предшествующей истории геосинклинальной области, но очень похож на тот, который существовал одновременно с ним на Русской платформе и который мы опишем несколько ниже. Едва появившись, цехштейновый бассейн северной Германии стал расчленяться на лагуны, в которых началась садка хемогенных пород. Эта регрессивная стадия водоема дала наибольшую мощность осадков, расположенных, однако, лишь на территории центральных частей Северогерманской котловины.

3. Урало-Сибирская геосинклинальная зона

На территории восточной половины Урало-Сибирской геосинклинальной зоны пермские отложения развиты незначительно. Они локализуются исключительно в Чуйском, Тенизском, Карагандинском, Зайсанском и других синклинориях, оформившихся уже в верхнекаменноугольную эпоху, и представлены здесь целиком континентальными фациями.

В Чуйской и Тенизской впадинах к перми относятся толщи до 800—1000 *м* красноцветных песчаников и глинистых сланцев с редкими растительными остатками, а также включениями и прослойками гипса. В Зайсанской котловине пермские отложения выражены в угленосной фации, причем верхняя половина угленосной толщи лежит несогласно на нижней и начинается мощными конгломератами. В Кузнецкой котловине пермь также угленосная. Здесь на верхнекаменноугольной острогской свите согласно залегает балахонская свита, относящаяся условно к нижней перми (мощность 2600 *м*). Она состоит из разнообразных песчаников и глинистых сланцев, которым подчинены многочисленные и мощные пласты каменного угля, обычно матового, с большим количеством включений древесного материала. В глинистых сланцах имеются многочисленные отпечатки растений, преимущественно кордаитовых, гинкговых и папоротниковых. Следующие две свиты — безугольная и кольчугинская — относятся к верхней перми. Первая (мощность 2800 *м*) лишена углей и слагается лишь обломочными породами — песчаниками и глинистыми сланцами с растительными остатками; характерно наличие в породах примеси вулканогенного материала и покровов лав. Кольчугинская свита (мощностью 3300 *м*) угленосна, содержит до 45 пластов угля, преимущественно блестящего, возникшего главным образом за счет листового и корового материала. Вся пермская толща в целом имеет черты отложений, переходных от паралических к лимническим. Тот же характер имеют пермские отложения и в Минусинской котловине.

Фации пермских отложений и их локализация внутри восточной половины Урало-Сибирской орогенической зоны определяют пермскую палеогеографию этой территории. Казахская степь, Алтай, Кузнецкая котловина и прилежащие к ним участки представляли собой континентальную зону, повидимому, с достаточно расчлененным рельефом. Антиклинории северных дуг Тянь-Шаня, Кокчетава, Чу-Илийских гор, Чингиз-Тау и другие, сформировавшиеся в предыдущие эпохи, высились как горные цепи, а территории синклинориев (впадин) были континентальными депрессионными участками, куда сносился и где аккумулировался сбрасываемый с гор обломочный материал. Характерно, что эффузивная вулканическая деятельность, столь напряженная в прежние эпохи, в пермский период была развита слабо. Лишь кое-где в Кузбассе и, может быть, на Алтае еще действовали разрозненные вулканические очаги.

Пермские отложения впадин в настоящее время складчато дислоцированы, хотя и в гораздо более слабой степени по сравнению с дислокациями девона и карбона в антиклинориях. Вместе с тем в некоторых из впадин (в Зайсанской) внутри пермских отложений отмечается угловое несогласие. Все это указывает на то, что в пермский период одновременно с общими поднятиями восточной половины Урало-Сибирской орогенической зоны шло дальнейшее усложнение ее складчатой структуры. Завершался ее герцинский орогенез.

Тот же самый процесс имел место на Урале и в южных дугах Тянь-Шаня.

В сакмарское время, как и в C_3, центральная и восточная части Урала представляли собой молодую складчатую страну, денудация которой давала массу обломочного материала. Западный же склон Урала

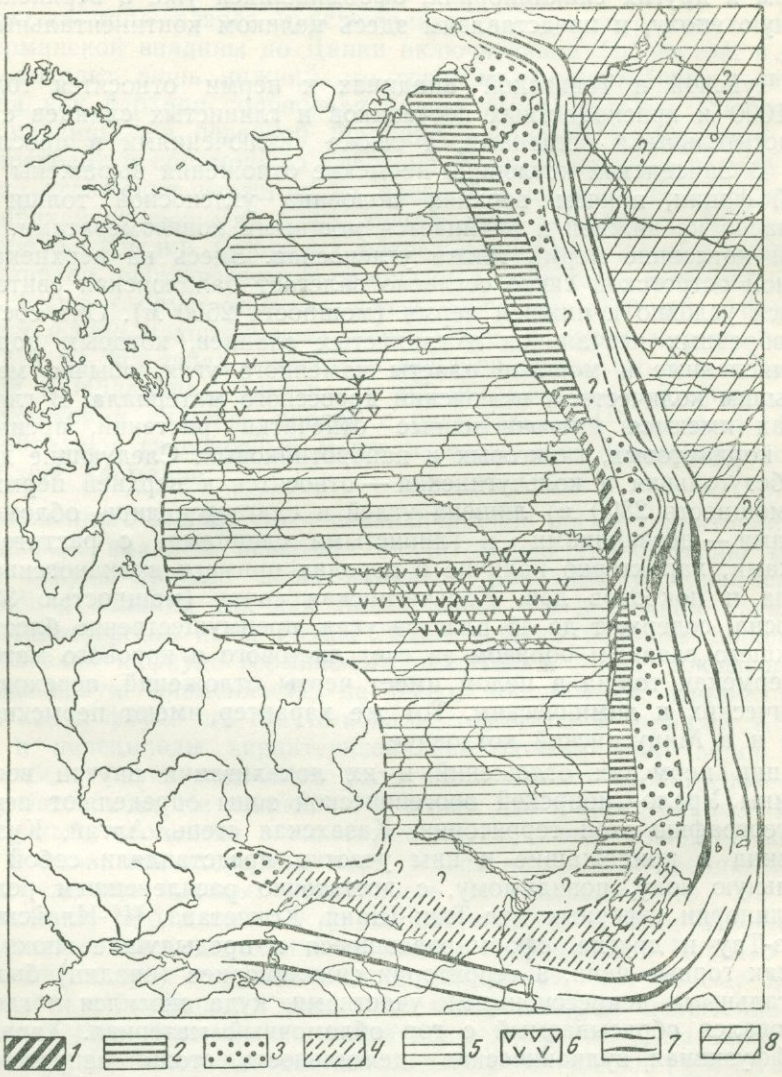


Рис. 28. Фации сакмарско-артинских отложений на Русской платформе

Предуральский прогиб: *1*—рифогенные известняки по западному борту прогиба; *2*—область „малых мощностей" (глинисто-карбонатная) центральной части прогиба; *3*—зона больших мощностей: глинисто-песчано-конгломератовая по восточному борту прогиба; осадки удалены эрозией и уцелели лишь на отдельных площадях; *4*—гипотетическое продолжение зоны больших мощностей в Донецко-Мангышлакскую область, где эти осадки не сохранились. Платформа: *5*—карбонатные отложения; *6*—прослои и включения гипса и ангидрита; *7*—герцинские складки Урала; *8*—то же восточнее Урала

и непосредственно прилегающая часть платформы (Приуралье) были обширным предгорным прогибом, обрамлявшим с запада складчатую структуру на всем ее протяжении. Распределение фаций внутри прогиба (рис. 28, 29) чрезвычайно закономерно и поучительно.

С наибольшей отчетливостью сакмарские отложения изучены на Южном Урале от широты г. Уфы до Ишимбаевского месторождения нефти, благодаря большому количеству проведенных здесь буровых скважин. В сакмарское время здесь выделяются три фациальные зоны. Восточную образует мощная (до 2000 *м*) толща перечных песчаников и серых глинистых сланцев, среди которых проходят отдельные прослои органогенно-обломочных фузулино-криноидных известняков, а также горизонты (иногда мощные) известняковых конгломератов; последние представляют собой нагромождение обломков известняков визейского и среднекарбонового возраста. В глинах фауны обычно нет, когда же она встречается, то представлена исключительно аммонеями (*Paragasirioceras, Medlicottia, Eoasianites* и др.), ортоцератитами и немногочисленными мелкими пелециподами. В известняках, помимо криноидей и фузулин, определена масса брахиопод верхнекаменноугольного облика и обломков мшанок. Эта фация мощных обломочных осадков обнажается вдоль западного склона Урала в Актюбинской и Чкаловской областях, севернее же отсутствуют, по всем данным, в силу последующего ее размыва.

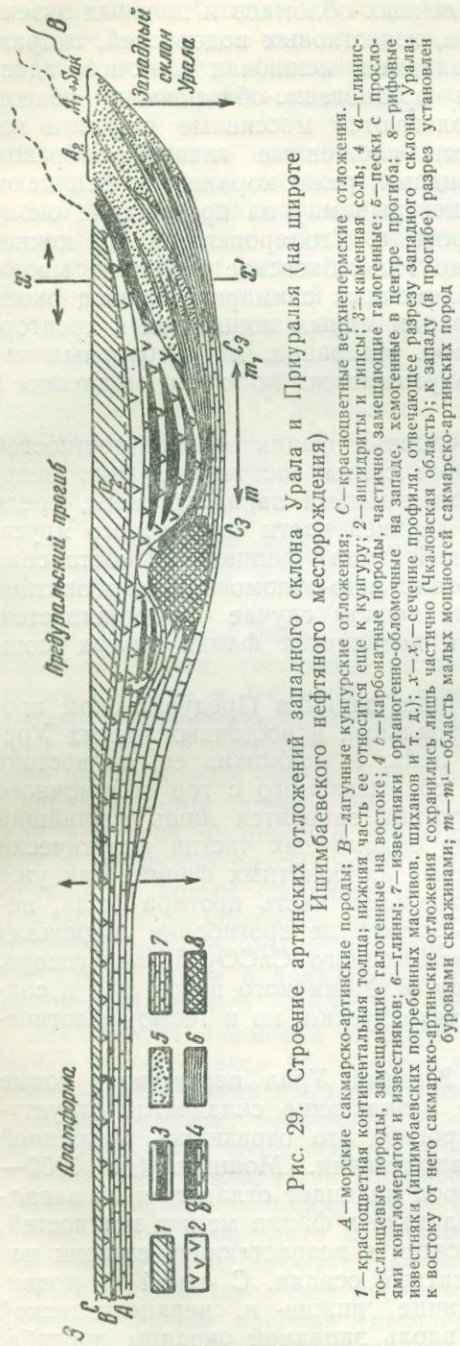


Рис. 29. Строение артинских отложений западного склона Урала и Приуралья (на широте Ишимбаевского нефтяного месторождения)

А—морские сакмарско-артинские породы; *В*—лагунные кунгурские отложения; *С*—красноцветные верхнепермские отложения. *1*—красноцветная континентальная толща; нижняя часть ее относится еще к кунгуру; *2*—ангидриты и гипсы; *3*—каменная соль; *4 а*—глинисто-сланцевые породы, замещающие галогенные на востоке; *4 б*—карбонатные породы, частично замещающие галогенные; *5*—пески с прослоями конгломератов и известняков; *6*—глины; *7*—известняки органогенно-обломочные на западе, хемогенные в центре прогиба; *8*—рифовые известняки (ишимбаевских погребенных массивов, шиханов и т. д.); *x*—*x*$_1$—сечение профиля, отвечающее разрезу западного склона Урала; к востоку от него сакмарско-артинские отложения сохранились лишь частично (Чкаловская область); к западу (в прогибе) разрез установлен буровыми скважинами; *m*—*m*^{1}—область малых мощностей сакмарско-артинских пород

остатки радиолярий и аммонитов; местами в них попадаются явно занесенные раковины фузулинид. В отдельных пунктах карбонатным

породам подчинены горизонты пластовых тонкослоистых фосфоритов.

По западному борту прогиба проходит полоса карбонатной фации сакмарского яруса, представленной чистыми органогенно-обломочными известняками, состоящими из бесчисленных обломков и цельных экземпляров криноидей, мшанок, кораллов, известковых водорослей, гидрактиноидов, брахиопод и других организмов, исключая аммоней, здесь практически отсутствующих. Среди органогенно-обломочных известняков отдельными участками располагаются массивные рифовые известняки, иногда большой мощности, сложенные главным образом мшанками, водорослями, гидрактиноидами, реже кораллами. Эти ископаемые рифы тянутся цепочкой (с перерывами) на протяжении около 200 *км* от хребта Кара-Тау до широты с. Столяровки (60 *км* южнее г. Стерлитамака). К ним приурочено Ишимбаевское нефтяное месторождение. Мощность органогенно-обломочных сакмарских пород около 900—1200 *м*, причем переход их к фации малых мощностей в предгорном прогибе происходит очень быстро. На запад, к центральным частям платформы, известняки также утоняются, но очень медленно и постепенно.

В области Уфимского плато срединная фация малых мощностей выклинивается и мощные терригенные свиты восточной фации непосредственно сменяются мощными известняками западной зоны, среди которых рифы сохраняются лишь в верхней части сакмарского яруса. Еще севернее по р. Чусовой (Северный Урал) фациальная обстановка пока не совсем ясна. Западная органогенно-обломочная карбонатная зона с рифовыми телами здесь во всяком случае выдерживается. К востоку от нее, возможно, опять появляется фация малых мощностей.

Легко видеть, что описанная картина фаций в Предуральском прогибе прямо отражает наличие в центральных и восточных частях Урала молодой разрушающейся горной цепи. У подножия ее, на востоке прогиба, отлагается основная масса сбрасываемого с гор обломочного материала. В центральную часть прогиба заносится лишь тончайший иловый материал, а далее на западе обломочных частиц практически нет совсем. Здесь царство органогенных карбонатных фаций. Как уже указывалось ранее (глава IV), центральная часть прогиба была, несомненно, областью глубоководной — зоной, где прогибание опережало поступление обломочных частиц и хемогенного $CaCO_3$. Иначе говоря, Предуральский прогиб к югу и северу от Уфимского плато был в сакмарское время выражен не только тектонически, но и геоморфологически, в рельефе морского дна.

В артинское время складчатый Южный Урал переживает новые орогенические подвижки, вызвавшие разрастание складчатой структуры к западу. В Южноуральском прогибе это отразилось миграцией обломочных фаций в западном направлении. Мощная (до 1000—1200 *м*) толща песчано-глинистых пород начинает отлагаться на западном склоне Урала, где до того располагалась фация малых мощностей, тонкий же глинистый материал заносится в возрастающей степени все далее на запад и загрязняет карбонатные осадки. С одной из подвижек складчатого Урала — на границе нижне- и верхнеартинской эпох — совпало временное поднятие вдоль западной окраины прогиба, вызвавшее размыв только что отложенных перед тем карбонатных пород.

Над сакмарско-артинскими породами залегают толщи существенно иного состава.

Непосредственно перекрывает их мощная (до 1200 *м*) галогенная формация, состоящая из ангидритов и пластов каменной соли, переслоенных доломитами. Каменная соль приурочена главным образом к центральным, наиболее пониженным, частям прогиба на всем его протяжении от Соликамского района на севере до Чкаловского на юге, но наиболее мощна она на крайнем севере (г. Соликамск) и на крайнем юге (южнее г. Стерлитамака). В этих краевых точках с каменной солью ассоциируются калийные соли — в Соликамском районе пластами огромной мощности, на юге гораздо меньшими. По западному и восточному бортам прогиба соль выклинивается, замещаясь на востоке ангидрито-песчаной пачкой, на западе ангидрито-карбонатной, значительно меньшей по мощности (400—500 *м*). Таким образом, нормально-морской бассейн сакмарско-артинского времени сменяется в ходе пермской истории водоемом лагунного типа, располагавшимся у подножия Уральской горной страны. Такая эволюция водоема указывает, очевидно, что площадь предгорного прогиба в целом испытала некоторое поднятие, что и создало условия для возникновения здесь изолированных или полуизолированных от моря лагун со значительно осолоненной водой. С Уральских гор в лагуны сбегали многочисленные водотоки, приносившие с собой много обломочного материала. Их подводные конусы выноса в лагуне имеют вид узких и длинных полос, языков красноцветных и сероцветных песчано-глинистых пород, лежащих почти широтно и замещающих галогенные осадки.

По возрасту галогенная формация обнимает большую часть кунгурского яруса и частично, быть может, самые верхи артинского яруса.

Над галогенной формацией располагается еще более мощная красноцветная толща, состоящая из песчаников, часто косослоистых, глинистых сланцев и мергелей, с пачками конгломератов, порой весьма мощных, и известняков, обычно малых по мощности и глинистых. Породы содержат растительные остатки и раковинки остракод. По времени они относятся частью еще к верхам кунгура, главным же образом к верхней перми, причем, как показывают последние работы Башкирской нефтяной экспедиции Академии наук СССР, охватывают казанский и татарский ярусы. Возникновение красноцветной толщи связано, очевидно, с новым оживлением орогенических движений на Урале и дальнейшим расширением складчатой структуры его на запад. Поступавший с гор огромными массами обломочный материал засыпал кунгурскую лагуну и в дальнейшем накоплялся на поверхности предгорной равнины частью в широких речных долинах, частью в озерах.

Закончилась пермская история предгорного прогиба слабой дислокацией накопившихся красноцветных толщ, совпавшей, очевидно, с последними моментами формирования складчатого Урала.

Таким образом, пермская история Урала сводилась к окончательной ликвидации здесь геосинклинальной площади и к превращению ее в жесткую складчатую герцинскую структуру, причем, благодаря мощному разрезу пермских пород Предуральского прогиба, мы можем шаг за шагом проследить за ходом пермского орогенеза.

Аналогичные процессы характеризовали и южные дуги Тянь-Шаня. В начале перми здесь еще продолжается накопление осадков, и на обломочные породы карбона (песчаники и сланцы, иногда с прослоями известняков и углей) ложатся снова такого же рода осадки. Далее, седиментация прекращается и накопившиеся толщи складчато дислоцируются еще до мезозоя, так как породы последнего лежат на палеозойских с угловым несогласием.

Так, к концу перми в результате длинного и сложного каменноугольно-пермского орогенеза Урало-Сибирская геосинклинальная зона в целом прекратила свое существование как геосинклиналь и превратилась в сложно построенную складчатую герцинскую зону, пропитанную на глубине массивами интрузивных пород.

По петрографическому составу интрузии эти достаточно однообразны. Подавляющая масса их принадлежит повсюду гранитам и гранодиоритам, т. е. породам кислой магмы, и только на Урале, кроме гранитов, имеются также породы средней (сиениты), основной (габбро) и даже ультраосновной магмы. К сожалению, до сих пор ни точный возраст интрузий, ни их взаимные отношения, ни связь с определенной фазой орогенеза в большинстве случаев не выяснены. Лишь для Южного Урала имеются более или менее достоверные данные о том, что интрузии внедрились на границе среднего и верхнего карбона, причем наиболее ранними были породы ультраосновной магмы — перидотиты, затем средней и, наконец, кислой магмы — граниты. Что касается габбро-перидотитовой платиноносной формации Среднего и Северного Урала, то она, повидимому, относится еще к девонскому времени.

В Казахской степи и на Алтае интрузии также внедрялись в несколько приемов, частью в среднем или верхнем карбоне, частью в конце перми. Пермскими, повидимому, являются интрузии южных дуг Тянь-Шаня.

Как обычно, внедряющаяся магма принесла с собой огромное количество металлов, выделив их и отложив в рудных жилах, а также на контактах и внутри тела интрузии. Эта металлогения герцинского этапа и породила в основном те богатства рудных ископаемых, которыми располагает в настоящее время СССР. Упомянем среди них лишь важнейшие. С ультраосновными и основными породами Урала связаны месторождения платины, хромистого и титанистого железняка; с интрузиями второй фазы связывают месторождения магнитного железняка гор Магнитной, Высокой, Благодати; с гранитами Урала — золото, частью медь. В Казахской степи и в Тянь-Шане граниты дали полиметаллическое оруденение Центрального Казахстана (рудники Успенский, Каркаралинский, Беркара, Джезказганский — свинец, цинк, медь, серебро) и медь Коунрада, Джезказгана, Бощекуля и других месторождений. Наконец, в Алтайской зоне граниты породили все полиметаллическое (свинец, цинк, серебро) оруденение грабена Рудного Алтая и непосредственно примыкающего с востока Риддерского района, а также месторождения вольфрама и олова в Калбинском хребте.

4. Юго-восток Азии

Пермские отложения и история юго-востока Азии существенно отличаются от осадков и истории только что разобранных геосинклинальных участков.

Классическим разрезом перми, с которым сопоставляются все остальные разрезы ее на юго-востоке Азии, является колонка Соляного кряжа в Северной Индии. Пермские осадки здесь согласно залегают на верхнекаменноугольных и слагаются 250-метровой толщей известняков и доломитов, которым в основании разреза, и особенно в верхней части его, подчинены прослои глин и песчаников. Все породы изобилуют фауной брахиопод, кораллов, криноидей, двустворок, головоногих, фузулин и т. д.; особенно обильны продуктиды, почему вся толща получила наименование продуктусового известняка. Различают три

отдела: нижний, средний и верхний продуктусовые известняки. Для нижнего характерны: *Productus cora, Pr. lineatus, Pr. spiralis, Richthofenia, Laurentiana, Aulosteges* и др.; для среднего отдела особенно важны *Lyttonia nobilis* и *Oldhaminia decipiens, Productus abichi* и др.; для верхнего — *Michelinia, Polypora, Fenestella* и в самых верхних горизонтах — аммониты с цератитовой лопастной линией: *Xenodiscus* (*Xenaspis*) *carbonarius*. В базальных частях продуктусового известняка встречены тонкие пропластки угля с отпечатками *Glossopteris* и *Gangamopteris*, что позволяет произвести стратиграфическую увязку морской перми геосинклинали с континентальной пермью Гондваны.

В Гималаях — в Кашмире, области Спити и других местах — морские пермские отложения переходят в сравнительно маломощную глинисто-песчаную фацию с фауной того же типа и возраста, что в разрезе Соляного Кряжа. На севере Гималайской системы, по южной окраине хребта Куэнь-Лунь, в хребтах Кукунор, Семенова и Циньлинь вновь обнаруживаются в виде отдельных пятен пермские карбонатные породы с фораминиферами и местами с головоногими моллюсками. Та же карбонатная фация — вероятно, не в сплошном развитии, а лишь участками — зафиксирована в Юннани и в Южном Китае, образуя здесь полосу от провинции Сечуань через Хэбей в Гуанси (г. Нанкин). Возраст карбонатных пород далеко не всегда точно установлен, но, повидимому, имеются как нижне-, так и верхнепермские осадки. Несколько южнее, в провинции Хунань, Анхуэй, частью Гуанси, пермь представлена угленосными песчано-глинистыми толщами, которым подчинены значительные по мощности прослои карбонатных пород с фауной среднего и верхнего отделов продуктусового известняка Индии (*Lyttonia, Oldhamina, Orthotetes kingi* и др.).

В Индо-Китае строение пермских отложений (по Ж. Фромаже) сложное и изменчивое. Преобладают морские песчано-глинистые фации с зубами *Helicoprion* (акуловая рыба), с фузулинами и другими фораминиферами, с растительными остатками (*Sigillaria*). Этим толщам почти повсеместно подчинены эффузивные породы (риолиты), особенно мощные в северном Аннаме и Кохинхине. Карбонатные фации развиты лишь в северном и северо-восточном Тонкине.

Таким образом, в отличие от западных частей геосинклинальной зоны, на юго-востоке Азии пермский период характеризуется широким развитием морских условий и отсутствием сколько-нибудь заметных складкообразовательных движений. Герцинское складкообразование, проявившись здесь в начальных своих фазах, в перми не получило дальнейшего развития.

5. Восточная Австралия

В геосинклинальной зоне Австралии пермское осадконакопление локализуется в тех же крупных синклинориях штата Новый Южный Уэльс и Квинсленд, где оно имело место в карбоне. Пермские осадки объединяются здесь, как было отмечено, в Камиларойскую систему. Нижнепермские отложения начинаются морской толщей, являющейся продолжением верхнекаменноугольной, но распространенной несколько шире ее. В основании разреза повсеместно прослеживается небольшой мощности горизонт гляциально-морских песчано-глинистых осадков с ледниковыми валунами, разнесенными айсбергами. Выше следуют песчаники и глины с пелециподой *Eurydesma cordatum*, брахиоподой *Aulosteges* и другой фауной, а наверху располагаются мощные (до 500 *м*) водорослевые известняки или мергели с *Helicoprion*. Во многих местах в слои с *Eurydesma* включены эффузивные породы и туфы.

Над морской свитой и частью на более древних породах располагается континентальная угленосная толща Грета со значительным угольным пластом посередине. В отличие от обычных угленосных толщ, свита Грета часто включает мощные (до 1000 *м*) пачки базальтов, андезитов и туфов. Растительные остатки представлены *Glossopteris, Gangamopteris, Sphenophyllum, Bothrodendron.*

Верхнепермские отложения сложены также двумя свитами: внизу — морской, наверху — угленосной. Морская свита распространена так же широко, как нижнепермская, и сложена в основном песчано-глинистыми породами с включениями эффузивных. На двух горизонтах ее, в средней части и наверху, обнаружены слои с ледниковыми валунами, имеющие гляциально-морской генезис. Таким образом, в Австралии, в отличие от других участков южного полушария, оледенение высоко приподнятых гористых участков удерживается и в верхнепермское время; с гор ледники спускались прямо в море и доставляли сюда валунный материал. Морская фауна относительно небогата видами и содержала главным образом пелеципод из родов *Eurydesma, Cleobis, Aphanaia* и др., а также брахиопод (*Derbya, Strophalosia*), криноидей и др.

После отложения морской толщи территория геосинклинали претерпела крупное горообразование, более или менее отвечающее, по мнению австралийского геолога Дэвида, заальской фазе складчатости. Только что отложенные осадки были смяты местами в крупные складки и подверглись глубокому размыву.

Угленосная верхнепермская свита имеет характерный «австралийский» облик, т. е. включает не только осадочные песчано-глинистые, но и эффузивные породы. Угли (местами мощные) встречаются на двух горизонтах — внизу и в верхней части разреза, так что различаются две продуктивные свиты.

Растительные остатки обильны и попрежнему принадлежат флоре *Glossopteris — Gangamopteris*. Среди пород широко развиты битуминозные («керосиновые») сланцы сапропелевого типа, возникшие за счет массового накопления микроскопической сине-зеленой водоросли *Reinchia* и пыльцы хвойных.

Заканчивается пермь новым слабым проявлением орогенеза — пфальцской фазой.

Из этих данных видно, что на крайнем юге Средиземноморской геосинклинали пермская история вновь напоминает ту картину, какую мы видели в Европе и Сибири. В пермское время здесь продолжается и заканчивается герцинское складкообразование, завершившее превращение геосинклинального участка в складчатую жесткую зону.

6. Общий характер пермской истории геосинклиналей Евразии

Окидывая общим взглядом пермскую историю описанных евразийских геосинклиналей, можно свести ее к двум этапам, последовательно сменившим один другой.

Нижнепермская палеогеография является естественным продолжением верхнекаменноугольной. В Западноевропейской и Урало-Сибирской геосинклиналях в это время происходит медленное, но неуклонное разрастание сухопутных площадей за счет вытеснения моря, и к концу P_1 здесь практически вся территория превращается в континент, исключая самый юг Европы,— область Средиземного моря. На юго востоке Азии, в Гималаях, Китае, Индо-Китае и в Австралии, напротив, в нижнепермскую эпоху продолжается и достигает своего максимума трансгрессия моря.

Примерно на границе нижне- и верхнепермской эпох, в различных районах геосинклинальной зоны имеет место довольно крупная заальская орогеническая фаза. Проявления ее установлены в Западной Европе (по периферии Северогерманской впадины и на площади ее), в Урало-Сибирской геосинклинальной зоне (западный склон Урала, Тянь-Шань, Зайсанская котловина и др.) и в восточной Австралии. Едва ли эта фаза была везде одновременно. Вероятнее, что подобно всем другим орогеническим фазам, движения в одних пунктах начались несколько раньше, в других позже, и заальская «фаза» является лишь суммарным выражением этих частных подвижек.

В верхнепермскую эпоху устойчивый морской бассейн удерживается только в Средиземноморской и Гималайской областях в виде относительно узкой зоны, протягивающейся от Сицилии через Восточные Альпы и Балканы в Малую Азию и Закавказье, а отсюда к Гималаям и, вероятно, на площадь Малайского архипелага. Все остальные площади геосинклинали представляют собой континентальные участки, лишь местами — в Западной Европе, Южном Китае, восточной Австралии — покрытые временными небольшими бассейнами, повсеместно исчезающими во вторую половину верхнепермской эпохи. Резко деформированная предыдущими фазами герцинского горообразования, геосинклинальная зона Евразии в конце перми переживает обширную регрессию моря. По размерам своим она, вероятно, значительно превышает все предыдущие регрессии, даже такие, как позднепротерозойская или связанная с каледонской складчатостью. Это и понятно, ибо и горообразование на территории Средиземноморской зоны впервые получает такой размах.

7. Русская платформа

В пермских отложениях Русской платформы выделяются четыре петрографически различных комплекса, отвечающих сакмарско-артинским слоям, кунгурскому, казанскому и татарскому ярусам.

Сакмарско-артинские отложения установлены буровыми скважинами в Заволжье (Туймазы, Чистополь, Вожгалы), Прикамье (Краснокамск), а также выделены с некоторой условностью в разрезах Самарской Луки и восточной половины Подмосковья. Во всех этих пунктах сакмарско-артинские слои слагаются известняками и доломитами, иногда немыми, с включениями ангидритов, чаще же со скудной фауной брахиопод, одиночных кораллов, швагерин и мелких фораминифер (глобоспира). По мере приближения к Приуралью фауна становится все более богатой, пока, наконец, в Приуралье не появляются рафогенные фации, цепочкой протянувшиеся параллельно западному склону Урала (см. выше). Мощность сакмарско-артинских пород в Подмосковье ничтожна и измеряется 15—20 *м*, в Заволжье доходит уже до 100—150 *м*, а в Приуралье до 700—900 *м*. По всем данным, сакмарско-артинский бассейн Русской платформы близко напоминал верхнекаменноугольный и был его прямым продолжением. То же господство карбонатной седиментации, то же обогащение заволжских разрезов доломитом с включениями, иногда и прослойками сульфатов.

В кунгурскую эпоху на всем протяжении от Белого моря до Каспия (рис. 30, 31) отлагается значительная по мощности галогенная толща, образованная переслаиванием доломитов и ангидритов; глинистые породы развиты мало и преимущественно в верхней части разреза. Количественные соотношения названных пород в различных частях разреза неодинаковы. В западной полосе кунгура, в Подмосковье

и западной части Горьковской области, развиты преимущественно доломиты, маломощные (15 *м*) и со скудной фауной. На Самарской Луке кунгур образован слоистыми доломитами с многочисленными прослоями ангидрита и гипса. Фауна доломитов очень бедна и представ-

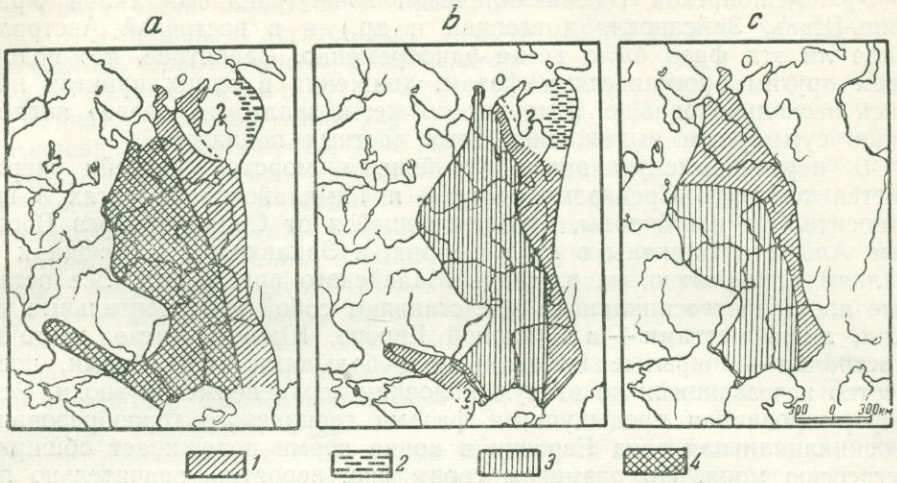


Рис. 30. Фации верхнепермских отложений Русской платформы
(по А. Д. Архангельскому)
a—кунгурский век; *b*—казанский (спириферовый) век; *c*—конхиферовый век
1—область отложения континентальных красноцветных осадков; *2*—область отложения угленосных осадков; *3*—море; *4*—лагуны

ляет вымирающую фауну верхнего карбона. Кораллы, иглокожие, трилобиты, аммонеи здесь исчезают совсем; фораминиферы и брахиоподы отступают на задний план, главная роль переходит к пластинчатожа-

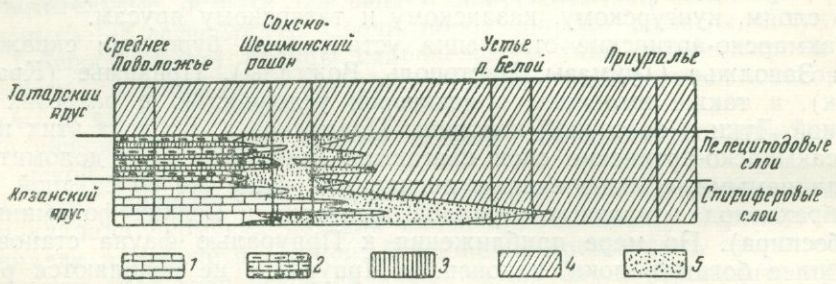


Рис. 31. Строение верхнепермских отложений на Русской платформе
(по М. Э. Поинскому, с изменениями)
1—известняки с брахиоподами, мшанками и т. д.; *2*—доломиты с пелециподовой и гастроподовой фауной; *3*—гипсы; *4*—красноцветные континентальные песчано-глинистые породы; *5*—морские песчано-глинистые отложения с брахиоподово-мшанковой фауной

берным и брюхоногим моллюскам, которые и составляют подавляющую массу фауны; к концу кунгурского века и эта фауна постепенно вымирает. В Притиманье и во всем Заволжье, т. е. в центральной части кунгурского бассейна, доломитные породы с прослоями гипса слагают только нижнюю половину кунгура, около 70—80 *м*; в доломитах порою еще сохраняется брахиоподовая и пелециподовая фауна, водоросли, мелкие брахиоподы. Выше располагается почти чисто сульфатная (ангидритовая) пачка с прослоями доломитов и отдельными слоями серых глин, общей мощностью 50—70 *м*. По мере движения вверх количество глинистого материала возрастает, и верх кунгура

слагается уже песчано-глинистой сероцветной или красноцветной сульфатизированной пачкой. Чем ближе к Приуралью, тем мощнее разрез кунгура и тем более мощной становится верхняя терригенная пачка, переходящая в красноцветную верхнекунгурскую толщу Приуралья. Интересно, что на всей огромной площади кунгура, от Белого моря до Общего Сырта, в галогенной толще отсутствуют сколько-нибудь заметные следы каменной и калийных солей, локализующихся, как мы знаем, вдоль всего протяжения Предуральской депрессии от Соликамска до Чкаловской области. Лишь на крайнем юге, в Прикаспийской области, ситуация меняется и каменная соль появляется во множестве мест и на крупных площадях. Наличие ее здесь установлено геофизическими работами, начиная от озер Эльтона и Баскунчака, гг. Бишчохо и Чапчачи на западе, до Урало-Эмбенского района на востоке; особенно большая концентрация NaCl (и частью калийных солей) зафиксирована к востоку от р. Урал. Аналогичная галогенная толща развита и по северо-западной окраине Донбасса.

Генезис галогенной кунгурской толщи длинных объяснений не требует. Морской бассейн, до того существовавший на Русской платформе, сильно осолоняется и превращается в гигантскую, вероятно очень сложную морфологически, лагуну с очень изменчивой по солености водой. Современный Сиваш с его бесчисленными ответвлениями, заливами, бухтами, отшнурованными соляными озерами и с водой, изменяющейся по концентрации от 1% в Геническом проливе до 12—15 и даже 22% в отдельных ответвлениях, может дать живой образ этой огромной кунгурской лагуны Русской платформы. Только по площади своей кунгурская лагуна бесконечно превосходила Сиваш — настолько, что применение самого термина лагуна здесь кажется не совсем удачным. Во всяком случае это грандиознейшая из когда-либо бывших в истории Земли лагун, никогда и нигде более не повторявшаяся. Судя по описанному выше распределению кунгурских фаций, лагуна была наименее осолонена в ее западной (и, может быть, северной) части, где садились главным образом доломиты и в отдельных местах еще жила фауна. Максимального же осолонения заливы и ветви лагуны достигали в полосе Приуралья и в Прикаспийской низменности, где садились NaCl и калийные соли; здесь осолонение подымалось временами до 25—30%. Параллельно с садкой основных хемогенных продуктов: доломита, ангидрита, NaCl, садилась также серия характерных акцессорных минералов: флюорит, целестин, борные минералы, соединения брома. Первый минерал свойственен главным образом доломитовой фации; второй и третий — переходной от доломитов к ангидритам; бром — галититовым породам.

В самом конце кунгура в Приуралье и на примыкающих к нему частях платформы начинается вытеснение галогенных пород терригенными. Это было связано с началом формирования западного склона Урала и выносом с него на платформу огромных масс обломочного материала. Складчатая герцинская структура Урала начинает питать своим детритусом платформу, подобно тому, как это было в аналогичной обстановке в верхнем кембрии на Сибирской платформе и в среднем и верхнем карбоне на Североамериканской.

Казанский комплекс (см. рис. 30) располагается на той же площади, что и предыдущие, но построен существенно иначе. В нем необычайно резко выражена фациальная зональность как по вертикали, так и в горизонтальном направлении — с запада на восток.

На западе, в Горьковской области и в Сокско-Шешминском районе Заволжья казанские слои имеют следующий состав. Нижняя половина их представлена известняками с относительно богатой фауной мшанок

(*Geinitzella*), брахиопод (*Spirifer rugulatus, Sp. schrenki, Sp. sokensis, Productus haemisphaerium, Strophalosia horrescens* и др.), пелециpод (*Bakewellia*) и др.. Так как только к этому отделу и приурочены спириферы, то он получил название спириферового горизонта. Мощность его доходит до 45—50 *м*. В верхней половине казанского яруса,— так называемом конхиферовом горизонте,— чем выше по разрезу, тем все больше преобладают доломиты, доломитизированные известняки, появляются прослои гипса. Брахиоподы начинают терять свое господствующее положение, многие виды их и даже целый род *Spirifer* вымирают. Гастроподы, остракоды и в особенности пелециподы, напротив, приобретают доминирующее положение, что происходит, впрочем, не за счет появления новых видов, а за счет сильного развития видов ранее существовавших. В самых верхах казанского яруса появляется обломочный материал — песчаники и глины, а кое-где в последних — остатки пресноводных моллюсков, а также линзы и прослои сажистого угля.

С приближением к Уралу карбонатные казанские породы постепенно обогащаются обломочным материалом и переходят в сероцветные известковистые песчаники и глины с морской фауной (р. Шешма, г. Туймазы и др.). Еще восточнее, на территории Предуральского прогиба эта морская песчано-глинистая фация выклинивается, замещаясь континентальными красноцветными глинами, песчаниками и конгломератами большой мощности — 700—2000 *м*. Нижние горизонты красноцветной и морской сероцветной фаций местами обогащены медистыми солями; полоса медистых песчаников, часто являющихся небогатыми медными рудами, тянется вдоль Урала почти непрерывно от г. Молотова до г. Чкалова.

Уже в районе г. Бузулук в составе казанских отложений начинает появляться серия галогенных пород до каменной соли включительно. По направлению на юг, в Прикаспийскую впадину и Урало-Эмбенский район, эта лагунная фация, повидимому, все больше развивается и на крайнем юго-востоке казанские породы вообще переходят в красноцветную обломочно-галогенную фацию, сливающуюся воедино с аналогичной фацией кунгура.

Характер пород и фауны спириферового горизонта не оставляет сомнений в том, что они возникли в условиях морского водоема и, что, следовательно, начало казанского века на Русской платформе характеризуется отчетливо выраженной трансгрессией. Районом, откуда пришла эта трансгрессия, считают площадь Северного Полярного моря, на островах которого (Гренландия, Шпицберген) сохранились пласты с фауной, сходной с казанской (см. рис. 31). Из этой же области, как мы знаем, состоялась одновременная трансгрессия цехштейнового моря в Северогерманскую низменность, что и объясняет сходство фауны германской и русской верхней перми. Площадь, занятая на Русской платформе морем спириферового века, значительно меньше площади средне- и верхнекаменноугольных морей; казанский бассейн был в сущности длинным и узким меридиональным заливом.

Соответственно своеобразным очертаниям моря и биономический режим его был своеобразен, что можно установить по составу обитавшей в нем фауны.

«Количество видов,— пишет А. В. Нечаев [1],— невелико, но в то же самое время некоторые из последних представлены массой особей, положительно подавляющих своей численностью остальные формы. Обилие эндемичных видов, значительное развитие разновидностей, близко стоящих друг к другу, дополняют ее характеристику». Фауны

[1] Верхнепермские отложения Европейской России. 1918.

с подобными чертами, как известно, развиваются в более или менее изолированных бассейнах с аномальной соленостью. Вероятнее всего, соленость казанского моря была несколько выше нормальной. На юге бассейн переходил в цепь соленых лагун.

Вымирание фауны, появление гипса и доломитов указывают, что во вторую половину казанского века бассейн сокращается, разбивается на цепь лагун, а последние в одних случаях выпариваются с образованием гипса, в других засыпаются обломочным материалом. Иными словами, происходит поднятие территории, ликвидация бассейна и превращением Русской платформы в низменный континент.

Что касается последнего татарского комплекса, то он представлен повсеместно исключительно красноцветными глинами, мергелями, песками, в которых, как и во всех красноцветных толщах из органических остатков, имеются только пресноводные моллюски и рыбы, рачки (*Estheria*), остатки растений, амфибий и рептилий. Несомненно, что это целиком континентальные отложения. Верхняя часть татарского комплекса принадлежит уже триасу.

8. Сибирская платформа

К пермскому периоду здесь относятся образования двух типов: а) континентальная тунгусская свита и б) интрузивные залежи траппов (рис. 32).

Тунгусская свита приурочена к западной половине платформы и занимает огромное пространство—до 1300 *км* по меридиану и до 1200 *км* по широте, выполняя обширную впадину в фундаменте Сибирской платформы, известную под именем Тунгусской. По составу своему свита распадается на нижнюю угленосную и верхнюю туффитовую толщи. Угленосная толща выходит по периферии впадины и состоит из переслаивающихся песков, глин, углистых сланцев и пластов угля, залегающих в значительном количестве пунктов. В песчаниках встречаются отпечатки и остатки стволов растений, которые и определяют возраст толщи как пермский. В верхней половине угленосной толщи к обломочному материалу начинает примешиваться более или менее обильный туфовый материал, так что некоторые слои здесь неотличимы от вышележащей толщи туффитов. Мощность угленосной

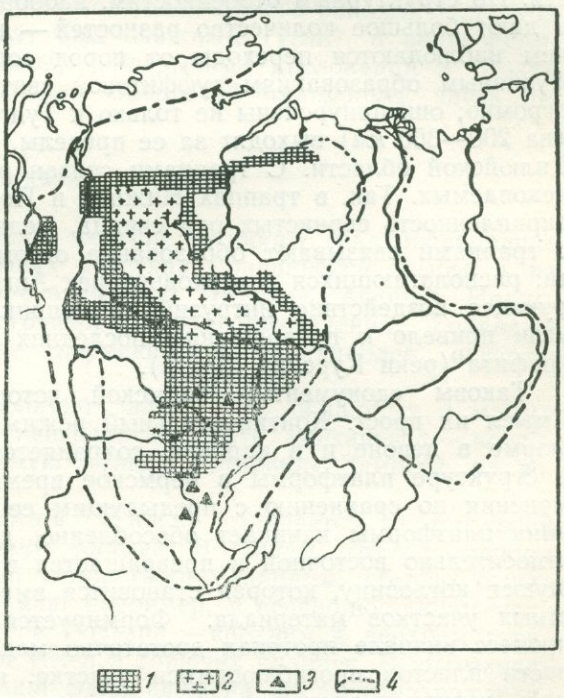


Рис. 32. Осадки пермского периода на Сибирской платформе (по Рожкову)

1—область преобладания угленосных осадков и туфов; *2*—область преобладания лав; *3*—месторождение Fe; *4*—граница распространения траппов

толщи около 350—450 *м*. Туффитовая толща развита в центральных частях Тунгусской впадины и образована переслаиванием туфов и туффитов, т. е. песчаников с обильной примесью туфового материала, с пластами траппов (основных эффузивных пород) и отдельными линзами нормальных осадочных пород. При этом в более северных частях Тунгусской впадины преобладают лавы, южнее же Подкаменной Тунгуски — туфы и туффиты. Вся свита обильно пересечена дайками траппов, особенно на юге. Возраст туффитовой толщи не совсем ясен. Обычно ее относят еще к перми, но не исключено, что верхние горизонты ее переходят уже в мезозой.

Последним образованием на Сибирской платформе являются интрузии траппов. Морфологически они представляют собой интрузивные залежи, приуроченные к породам верхнего кембрия, силура и к угленосной толще тунгусской свиты. Залежи располагаются обычно на контакте пород разного петрографического состава (например известняков — песков) и имеют вид огромных пластообразных тел (силлов) нередко большой мощности (до 100—150 *м*), тянущихся на десятки километров. Нередко силлы лежат друг над другом, образуя многоярусные залежи, соединенные дайками; в отдельных случаях число ярусов доходит до 10. По составу своему траппы отвечают базальтовой магме и отличаются постоянством на больших протяжениях; только очень редко среди них появляются более кислые разности. По структурным особенностям, наоборот, они весьма разнообразны и дают большое количество разностей — диабазы, габбро и т. д., причем наблюдаются переходы от пород собственно интрузивных к эффузивным образованиям туффитовой свиты. Распространение траппов огромно; они приурочены не только к Тунгусской впадине, но и далеко (на 200—300 *км*) выходят за ее пределы, распространяясь и в Ленско-Вилюйской области. С траппами связан ряд месторождений полезных ископаемых. Так, в траппах Нижней и Подкаменной Тунгусок найдена вкрапленность сернистых руд свинца, меди, цинка. На юге платформы с траппами связывают образование огромных месторождений гематита, располагающихся в верховьях рек Ангары и Илима. Метаморфизирующее воздействие интрузий на соприкасающиеся с ними местами угли привело к превращению последних в пластовые месторождения графита (реки Курейка, Бахта).

Таковы «документы» пермской истории Сибирской платформы. Смысл их прост. Континентальный режим, господствовавший на платформе в девоне и в карбоне, сохраняется и в пермский период. Но в структуре платформы в пермское время начинаются серьезные изменения по сравнению с предыдущим ее состоянием. Западная половина платформы начинает обособленно, дифференцированно опускаться относительно восточной и превращается в низменную и все понижающуюся котловину, которая становится вместилищем сносимого с окрестных участков материала. Формируется Тунгусская впадина. Этот процесс вначале протекал достаточно медленно, без разрывов сплошности пластов прогибающегося участка, но затем движения ускорились, возникли расколы и вместе с ними начался быстрый подъем колоссальных количеств магмы, повидимому, с больших глубин; об этом свидетельствует однообразие состава траппов и отсутствие в них сколько-нибудь выраженных явлений дифференциации магмы. Поднимающаяся магма частью извергалась на поверхность, образуя туффитовую толщу, частью же раздвигала при подъеме пласты пород, слагающих стенки трещины, и давала начало многоярусным интрузивным залежам. Эта напряженная вулканическая деятельность заканчивается уже в мезозое.

9. Китайская платформа

На Китайской платформе пермские отложения распространены широко и в свое время покрывали ее всю или почти всю, но сейчас сохранились лишь отдельными участками в провинции Шаньси, Шенси, Чжили и др.

В основании разреза на размытой поверхности тайюанской свиты (низы C_2) или непосредственно на более древних породах располагается угленосная серия Шаньси мощностью 65 *м*. Ее слагают глины, песчаники и тонкие слои угля. В середине разреза проходит единственный известняковый прослой (3,2 *м*), содержащий *Enteletes, Chonetes, Productus* и др.; в глинах встречаются отпечатки *Cordaites* и *Annularia*.

Выше залегает серия Шихотзе 450 *м* мощностью. Ее нижняя часть еще угленосна, но большая верхняя половина слагается шоколадными глинами и песчаниками без угля. Из растительных остатков многочисленны папоротник *Gigantopteris* и *Ginkgo*. Обе описанные свиты относят к нижней перми. Верхнепермские отложения объединены в свиту Шишифенг мощностью 700 *м*. Нижнюю часть ее (150 *м*) слагают шоколадные и красные мергели с прослоями гипса; наверху лежат косослоистые красные и бурые песчаники без гипса и без растительных остатков.

Таким образом, Китайская платформа, подобно Сибирской, характеризовалась в перми господством континентального режима. При этом в нижнепермское время климат был влажным (угли), в верхнепермскую же эпоху аридным (гипсы). Разрывные дислокации и резкий вулканизм, столь характерные для Сибирской платформы, здесь отсутствовали.

10. Гондванская глыба

Пермский период — первый, в течение которого осадконакопление идет не на отдельных небольших участках Гондванской глыбы, а на главной части ее территории — в Южной Америке, Африке, Индии, Австралии. Разбор палеогеографии и осадконакопления Гондваны удобно начать с Африки, где пермские осадки наиболее изучены (рис. 33).

Пермские отложения выполняют здесь ряд обширных и малых мульдообразных прогибов: в центральной части континента — котловину р. Конго, на юге — Капскую мульду, котловину Замбези, на востоке — впадину Танга и др.

Нижнепермская свита Экка отличается значительной изменчивостью петрографического состава. В общем, это обломочная свита, сложенная песчаниками, глинистыми сланцами, обычно серых тонов. В некоторых пунктах,— как, например, в северо-восточном углу Капской мульды, в Трансваале и Родезии,— средним и верхним горизонтам Экка подчинены пласты углей и горючих сланцев. В юго-западном углу Капской мульды толща Экка сложена исключительно глинистыми сланцами, серовато-зелеными и синими. В юго-западной Африке (и в Калахари) распространена «аномальная» пестроцветная фация Экка. В песчаниках и глинистых сланцах найдены обильные растительные остатки, принадлежащие частью *Pterydophyta*, частью кордаитам и семенным папоротникам: *Gangamopteris cyclopteroides, Gang. Browniana, Gang. indica, Psygmophyllum, Neuropteridium, Schizoneura* и др. Встречаются также позвоночные: *Eccasaurus priscus, Archaeosuchus, Acrolepis* и др. Мощность свиты Экка обычно незначительна (200—300 *м*), но в относительно узкой прибрежной полосе, которая тянется

от северо-восточной части Капской мульды вдоль индийского побережья, резко возрастает; одновременно здесь наблюдается и погрубение обломочного материала. Очевидно, областью денудации являлась какая-то горная цепь, протягивавшаяся на территории Индийского океана в том же северо-восточном направлении.

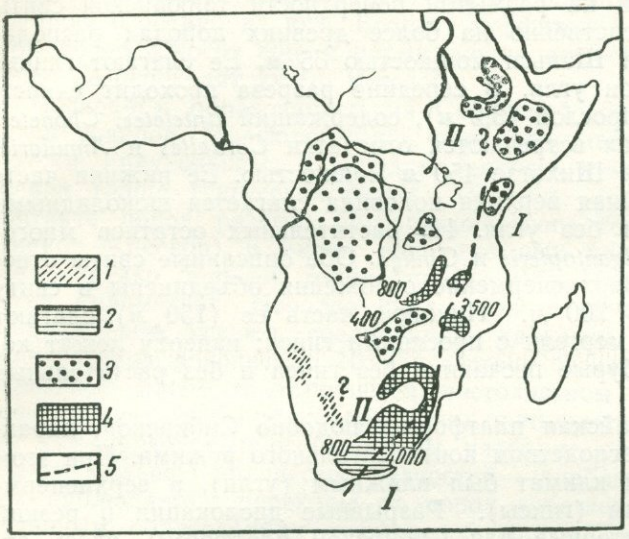


Рис. 33. Пермские отложения Африки (по Диксей)

1—пестроцветная толща; *2*—сероцветная преимущественно глинистая серия; *3*—песчано-глинистые сероцветные отложения; *4*—угленосные отложения; *5*—граница областей мощного и маломощного осадконакопления.

Цифры указывают мощность пермских пород (свита Экка и нижний Вофорт).

I—I—мощность осадков более 1000 *м* (до 4000 *м*);

II—II—мощности осадков от 400 до 800 *м*

Верхнепермские осадки (свита Бофорт), распространены так же широко, как и толща Экка, но слагаются породами несколько иного типа. Песчаники и особенно глинистые сланцы окрашены в яркие, пурпуровые, зеленые тона, и вся толща приобретает характер пестроцветной. Угли из разреза исчезают практически совсем и лишь в нижней части встречаются еще их тонкие пачки. По мере приближения к восточному побережью Индийского океана мощность пород резко возрастает, причем увеличивается также песчанистость разреза и появляются гравийные песчаники. В разрезе часты поверхности размывов и прослои песков с глиняными катунами, напоминающими овражно-речные осадки. Верхнепермские породы отличаются исключительным богатством остатков позвоночных, особенно южная часть Капской мульды, где найдено свыше 70 видов рептилий и стегоцефалов; наиболее распространены; *Bradysaurus* (2 вида), *Dicynodon* (14 видов), *Endothiodon, Gorgonops* и др.

На о. Мадагаскаре разрез пермских слоев сходен с африканским. Но над нижнепермской угленосной толщей Экка на юго-западе острова располагаются красноцветные осадки с прослоями известняка с морской фауной (*Productus, Spirifer*) пермского облика. Верхнепермские красноцветные осадки на севере острова также кончаются морскими слоями— песчаниками и известняками с *Productus, Spirifer,* пелециподами (*Schizodus, Goniomya*), а также головоногими (*Xenaspis carbonarius, Medlicottia*) и другими формами самых верхов индийского продуктусового известняка. Эти находки интересны с той точки зрения, что устанавливают наличие неоднократных трансгрессий моря, а может быть, указывают на начало еще более крупного процесса — распада Гондванской глыбы.

В Южной Америке, на Бразильской платформе, пермские отложения приурочены к обширной Паранской впадине, располагающейся параллельно атлантическому побережью в бассейне р. Параны.

Нижняя пермь представлена континентальной угленосной свитой Туберао, сложенной чередованием песчаников и глин, среди которых местами встречаются достаточно мощные пласты угля. Интересен состав растительных отпечатков, найденных в глине. В самом низу толщи встречаются только немногие представители рода *Gangamopteris*. В более высоких горизонтах флора более разнообразна, причем наряду с типично гондванскими формами (*Phyllotheca, Schizoneura*) обнаружены и европейские представители (*Lepidodendron, Sigillaria*). «Поразительно — по словам Г. Герт[1] — наличие разнообразных видов австралийской глоссоптериевой флоры, которые неизвестны ни в Индии, ни в южной Африке».

Верхняя свита южноамериканской перми (или серия Пассадуа) начинается своеобразными сланцами Ирати, сильно битуминозными, с прослоями известняков и песчаников, в которых имеются явные признаки нефти. Фауна состоит главным образом из рачков (*Liocaris, Paulocaris*) маленьких гастропод, напоминающих *Loxomena* и *Bellerophon*, и двустворок (*Schizodus* и *Myalina*). По этим органическим остаткам можно предполагать, что сланцы Ирати возникли в слабо солоноватоводном бассейне типа современного Азовского моря. Таким образом, в конце перми юг Южной Америки испытал слабую трансгрессию, аналогичную,— хотя иную по фауне,— верхнепермской трансгрессии на Мадагаскаре. Заканчивается пермь накоплением чисто континентальных обломочных толщ.

На Индийской платформе пермские отложения локализуются в трех линейно вытянутых крупных депрессиях восточной и центральной частей платформы.

Одна из них протягивается от г. Итарси на севере до г. Раджамэндри (*Rajahmundry*) на юге и совпадает в значительной мере с современной долиной р. Годавари. Другая депрессия пролегает от г. Янакпура до г. Куттак; третья от Янакпура до г. Ассасони, сливаясь у Янакпура с предыдущей депрессией.

Пермские отложения объединяются в свиту Дамуда, состоящую из трех горизонтов. Нижний горизонт образует угленосная толща Баракар до 600 *м* мощностью, сложенная преимущественно песчаниками и сланцами с прослоями угля; средний — сидеритовая глинистая толща (до 500 *м*) с обильными, но невыдержанными линзами и прослоями сидерита; верхний — угленосная свита Ранигани (около 1500 *м* мощностью), являющаяся главным угленосным горизонтом Индии. В пермских породах обильны остатки флоры: *Glossopteris* (в стадии расцвета), *Gangamopteris* (постепенно вымирает), кордаиты *Dadoxylon, Noeggerathiopsis* и др. Из указанных трех горизонтов только нижний (Баракар) пользуется повсеместным распространением; два других развиты локально и весьма неполно.

На Австралийской платформе пермские отложения широко развиты вдоль западной окраины, начиная от плато Кимберлей на севере до крайнего юго-запада у г. Перта. Их строение полностью совпадает со строением перми в геосинклинальной части Австралии, в Новом Южном Уэльсе и Квисленде (см. выше). Нижняя пермь образована внизу морской толщей с *Helicoprion* и *Aulosteges* вверху — угленосной свитой. Верхняя пермь также начинается морскими глинистыми породами с фораминиферами, кончается же угленосными отложениями. Отличие от геосинклинальных районов заключается лишь в отсутствии синхроничных эффузивов.

[1] H. Herth. Geologie Südamerikas. Bd. I, 1929.

Из сказанного видно, что в пермское время в истории Гондваны с еще большей резкостью и отчетливостью, чем ранее, проявляется перелом, начавшийся в верхнем карбоне. Огромная область, которая в нижнем палеозое, в девоне и в начале карбона почти не накопляла осадков, теперь характеризуется широко развитой седиментацией. При этом осадконакопление локализуется в многочисленных обособленных одна от другой котловинах, которые, очевидно, разделялись повышенными участками, служившими площадями сноса обломочного материала. Основное содержание пермской истории Гондваны в сущности сводится к расчленению монолитной доселе глыбы на серию участков, одни из которых двигались вниз, превращаясь во впадины, другие — вверх, образуя повышенные области. Это тот же процесс, который мы уже отмечали на Сибирской и других платформах, но только он приобретает на Гондванской глыбе несравненно больший размах.

Тип пермского осадконакопления Гондваны изумительно однообразен. Преобладающими осадками являются континентальные, угленосные. В нижнепермское время угленосные толщи формируются решительно во всех котловинах Гондваны; в верхнепермское — в Африке и Южной Америке угленакопление прекращается, но в Индии и Австралии еще усиливается, и к этому времени здесь относится образование главных пластов угля. Однообразие континентального осадконакопления еще подчеркивается изумительной однотипностью наземной флоры, за счет которой идет формирование углей. Эта флора содержит *Glossopteris* и *Gangamopteris*; широко развиты кордаиты, частью первые гинкговые и хвойные. Наземная фауна крупных рептилий и амфибий, центр развития которой был в Африке, довершает сходство между различными частями сложного пермского Гондванского континента.

Морские трансгрессии в пермской истории Гондваны играют подчиненную роль; они проявляются на весьма разных участках — в Южной Америке, на Мадагаскаре и особенно в Австралии. Интересно, что в органических остатках пермских морей Гондваны также много общего (например, устрицеподобная пелеципода *Eurydesma* пользуется широким распространением).

11. Северная Америка

Пермские отложения в Северной Америке развиты исключительно на юго-западе ее, частью в Скалистых горах и Кордильерах, частью на юго-западном конце платформы. Они отложились здесь в двух почти изолированных бассейнах и значительно различаются фациально (рис. 34).

На юге Кордильер и Скалистых гор, в штатах Новая Мексика, Аризона, Невада, Колорадо, Уайоминг, Юта и Айдахо пермские отложения представлены главным образом красноцветной толщей глин и косослоистых песчаников. В основании толщи местами встречаются очень тонкие прослои известняка; более мощная карбонатная пачка (слои Кайбаб) венчает разрез. Эти верхние известняки наиболее мощны на западе в штате Невада (рис. 35) и выклиниваются на востоке в штате Колорадо, замещаясь здесь красноцветной терригенной толщей. Очевидно, морские отложения связаны с обширной ингрессией моря, шедшей с запада, со стороны Тихого океана. В штате Калифорния к середине перми относятся мощные накопления вулканических туфов.

Восточнее, на территории штатов Техас, Оклахома, Небраска, Канзас, формировались свиты иного состава. На ограниченной площади, обнимающей юг штата Новая Мексика и западную часть штата Техас,

в пермское время отлагается мощная, до 2300 *м*, толща главным образом карбонатных пород с обильной фауной аммоноидей, кораллов, брахиопод и т. д.; здесь часты рифовые массивы. По фауне разрез об-



Рис. 34. Палеогеография конца нижнепермской эпохи в Северной Америке (по Ч. Шухерту)
1—море; *2*—лагунные отложения; *3*—горы

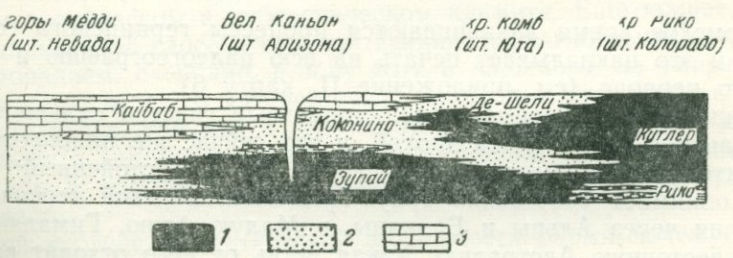


Рис. 35. Строение пермских отложений Кордильерской зоны
1—красноцветные континентальные отложения; *2*—осадки переходного типа; *3*—морские карбонатные отложения. Длина профиля около 600 *км*

нимает все отделы перми и является в этом отношении единственным в Северной Америке и одним из немногих в мире. Восточнее, от Небраски до Техаса включительно, разрез перми становится менее мощным

(от 600 до 1500 *м*) и обнимает лишь нижнепермские слои. В основании располагаются морские глины и известняки, с фауной вначале очень богатой, а затем все беднеющей, вследствие постепенного отмирания кораллов, мшанок, брахиопод и т. д. Выше следует галогенная толща около 200 *м* мощностью, где ангидриты переслаиваются с каменной солью и прослоями глин. Эти породы перекрываются свитой красноцветных песчаников и глин (около 300 *м*), среди которых также встречаются линзы ангидрита, порой очень мощные, особенно в штате Оклахома.

Из разреза видно, что морской бассейн, унаследованный от пенсильванской эпохи, существовал на платформе лишь в самом начале пермской эпохи. Затем на большей своей части он осолоняется, превращаясь в лагуну или, точнее, в цепь лагун. Морские условия удерживаются лишь на юго-западной окраине, на юге штата Новая Мексика и на западе штата Техас; этот морской бассейн, как-то сообщавшийся с океаном, очевидно, питал платформенные лагуны своими солями. Пермские лагуны юго-западной части Северной Америки напоминали более или менее синхроничные им кунгурские лагуны Русской платформы, но только много уступали им по размерам. В конце нижнепермской эпохи и в начале верхней перми эти лагуны в главной своей массе засыпаются обломочным красноцветным материалом, как это было и в Приуралье.

В восточной части Североамериканской платформы пермские отложения были в свое время, вероятно, широко распространены, но ныне уцелели лишь ничтожными обрывками в штате Охайо, где представлены пачкой красноцветных и сероцветных песчаников и глин с очень тонкими прослоями глинистого известняка с *Lingula*. В основном это континентальные отложения — осадки дельт и рек, сбегавших с Аппалачских гор, море заходило сюда своим опресненным заливом лишь на ничтожный отрезок времени.

В Аппалачской геосинклинали и ее продолжении, в горах Уачита, пермских отложений нет. В это время происходит окончательное превращение названных геосинклинальных зон в герцинскую складчатую структуру и внедрение в нее многочисленных интрузий. Точный возраст складкообразования неизвестен. Обычно принимают его более или менее синхроничным заальской фазе (граница P_1 и P_2).

12. Общие черты истории земной коры в пермский период

В пермское время заканчиваются процессы герцинского горообразования, и это накладывает печать на всю палеогеографию и историю пермского периода (см. приложение II, карту 6).

В нижнепермское время геосинклинальные участки сильно сузились сравнительно с предыдущей эпохой, и это сейчас же нашло отражение в сравнительно малом распространении моря. Устойчивый морской бассейн обнимает собственно зону Средиземноморской геосинклинали от Сицилии через Альпы и Балканы, в Малую Азию, Гималаи, Индо-Китай и восточную Австралию. Узкая ветвь от него отходит вдоль западного склона Урала, частью и в Южный Китай. Самостоятельный бассейн обозначается на северо-востоке Азии, а также вдоль Кордильер Северной Америки. На платформах море покрывает небольшой юго-западный угол Североамериканской платформы, восточную треть Русской платформы и небольшие участки на Гондванской глыбе. Все вместе взятое значительно уступает тому, что мы знаем в силуре, девоне, карбоне. К тому же нужно иметь в виду, что только на юго-во-

стоке Азии (Индо-Китай) и на северо-востоке ее отмечаются следы некоторой трансгрессии; в большинстве же мест (Северная Америка, Урал и Русская платформа, восточная Австралия и др.) море к концу нижней перми сокращается еще значительнее, превращаясь то в осолоняющиеся лагуны с галогенными осадками, то в опресненные озера с угленосными отложениями.

Примерно на границе нижней и верхней перми в ряде геосинклинальных участков (Аппалачи, Западная Европа, Урал и дуги Тянь-Шаня, восточная Австралия) имеет место крупное горообразование — заальская фаза складчатости, повлекшая за собою усложнение ранее бывших и создание новых структур. На палеогеографии верхнепермской эпохи это сказалось дальнейшим сокращением моря. Нормально-морские условия сохранились лишь в Средиземноморской геосинклинальной зоне от Сицилии до Малайского архипелага. Остальная площадь геосинклиналей, за исключением редких ограниченных размеров участков, представляла собой континентальную область. На Русской платформе и в Северогерманской низменности имела место мимолетная трансгрессия полярного моря. Кое-где в южной и северной части Гондваны также продвинулись языки моря. Но все это были трансгрессии незначительные и крайне непродолжительные, быстро сменявшиеся регрессией. Конец перми характеризуется полным обсыханием всех платформ и господством континентальных условий на большей части бывших геосинклиналей. Это геократическая эпоха первого ранга, близко напоминающая аналогичные эпохи в конце протерозоя и в конце силура.

В целом пермский период является эпохой завершения герцинского горообразования и одновременно эпохой нарастания одной из крупнейших регрессий в истории Земли.

Климатическая обстановка пермской эпохи еще не выяснена с достаточной степенью детальности. Широкое развитие галогенных толщ в Северной Америке, Европе, отчасти в Западной Сибири и на Китайской платформе указывает на обширный аридный пояс в северном полушарии. К северу от него на Северном Урале и на Сибирской платформе сохранились угленосные толщи, свидетельствующие о наличии северной умеренной климатической зоны с флорой гандванского типа.

К югу от аридной зоны, начиная от южной Европы до Китайской платформы, Индо-Китая и Малайского архипелага тянутся осадки, частью морские, карбонатные, частью континентальные с флорой верхнекаменноугольного облика (с лепидодендронами, сигиллариями, древовидными папоротниками), позволяющие в общем говорить о влажном и теплом тропическом и субтропическом климате. Еще южнее, в области Гондваны с ее глоссоптериевой флорой и угленосными накоплениями мы попадаем, очевидно, в зону хотя и влажного, но умеренного по температуре климата. В юго-восточной Австралии этот климат был уже достаточно суров, так что с гор могли спускаться ледники прямо до уровня моря и лед разносил валунный материал; что мы видим неоднократно как в нижне- так и в верхнепермских морских отложениях этой области.

В этой картине климатической зональности перми почему-то не находится места для южной аридной зоны, которая должна была бы теоретически располагаться где то на площади Гондваны между тропической и южной умеренно влажной зонами. В чем причина этой аномалии и действительно ли эта южная аридная зона отсутствовала реально, а не выпадает из-за недостатка наших фактических знаний,— остается вопросом неясным. Намек на наличие засушливого участка в экваториальной части Африки можно видеть в красноцветных отложениях свиты Экка в котловине Конго.

13. Смена органических форм в конце пермского периода и возможные причины ее

Описывая органический мир пермского периода, мы отметили уже, что конец этого периода характеризуется значительными изменениями в составе фауны и флоры. В конце нижней перми резко сокращаются палеозойские *Pteridophyta,* семенные папоротники и кордаиты и главенствующая роль переходит к голосеменным — цикадовым, хвойным и т. д. В конце верхней перми окончательно вымирает длинный ряд животных форм — трилобиты, цистоидеи, бластоидеи, древние ежи и многие группы криноидей, гигантостраки, гониатиты, ругозы и табуляты, много родов брахиопод и другие формы. Спрашивается, какие причины могли обусловить подобного рода процессы?

Анализируя этот вопрос, мы должны будем отметить прежде всего, что одновременное вымирание ряда крупных органических групп, исключает предположение, будто основная причина этого вымирания лежит внутри самих групп, в свойствах (или вернее дефектах) самой их организации. Было бы странно и непонятно, почему эти дефекты, мирно дремавшие в организмах, вдруг сразу приобрели роковую форму в целой серии таксономических единиц. Правильнее и правдоподобнее искать основную причину одновременной (конечно, в геологических масштабах времени) гибели серии групп в каких-то общих изменениях внешней среды, оказавшихся гибельными для палеозойского органического мира.

После изложенного в предыдущих главах мы можем облечь это общее соображение в более конкретную форму. В самом деле, как раз вторая половина перми характеризовалась неоднократными радикальными переменами общих физико-географических условий на поверхности земной коры. Вместо обширных морских бассейнов, разделенных в карбоне низменными и плоскими континентами и островами, мы наблюдаем в перми (особенно к концу ее) огромные по размерам сухопутные площади, с весьма разнообразным и часто гористым рельефом, с резко выраженными климатическими различиями, с интенсивными эффузивными процессами. Значительно изменился, вероятно, и рельеф оставшихся еще морских бассейнов. Отметим, что все эти перемены в общем шли достаточно быстро (геологически) и нередко меняли направление (трансгрессия начала верхней перми). Едва ли могут быть сомнения в том, что этот быстрый ход палеогеографических перемен должен был предъявить повышенные требования к изменчивости организмов, к их способности приспосабливаться, по сравнению с более спокойным временем. Те формы, которые успевали приспосабливаться к меняющейся обстановке, продолжали преуспевать. Более же консервативные, слабее приспосабливающиеся, отставали и в процессе естественного отбора погибали.

Таким образом, мы должны признать, что в конце перми повторилось, в общем, то же, что и в конце силура. Быстрые изменения среды, вызванные герцинской складчатостью, оказались гибельными для многих каменноугольно-пермских групп, как и аналогичные перемены, созданные каледонской складчатостью,— для большого числа групп силурийских. В обоих случаях совпадение вымирания и складчатости является совпадением следствия и причины, хотя конкретный механизм, здесь действующий, мы представляем себе пока лишь в очень общих и туманных очертаниях.

Глава IV

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕРЦИНСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭТАПА ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Девонский, каменноугольный и пермский периоды в своей совокупности образуют герцинский тектонический этап в истории земной коры. Целесообразно поэтому после разбора каждого периода в отдельности бросить общий взгляд на герцинский этап в целом, подвести его итоги и выяснить особенности его тектогенеза и литогенеза сравнительно с этапом каледонским.

В герцинское время, как и прежде, имели место, с одной стороны, дальнейший рост стратисферы за счет выброса на поверхность и переработки свежего вулканического материала, с другой,— прогрессивное возрастание сложности тектонической структуры сиаль, благодаря процессам герцинского складкообразования. Первый из этих процессов был уже достаточно разобран в предыдущем и потому не будем еще раз обсуждать его применительно к герцинскому этапу. Герцинское складкообразование, напротив, протекало весьма специфично, отлично от каледонского, на иных территориях, и потому требует самостоятельного рассмотрения, тем более, что впервые мы наблюдаем складкообразовательный процесс столь широкого масштаба.

1. Основные черты герцинских деформаций в геосинклинальных зонах

Структурные изменения в герцинское время коснулись всех основных тектонических единиц земной коры, но в наибольшей степени сказались на площади вновь возникшей герцинской складчатости. Поэтому наш обзор целесообразно начать с краткого очерка герцинских структур в Северной Америке, Европе и Западной Сибири, где они изучены с наибольшей детальностью.

Крупная полоса герцинской складчатости Аппалачской геосинклинали и ее продолжения в хребте Уачита в настоящее время сохранилась лишь частично, в ее западной половине, непосредственно прилегающей к платформе. Центральная и, вероятно, наиболее дислоцированная часть ее опущена и прикрыта плащом мезо-кайнозойских отложений (рис. 36). Представление о структуре Аппалачей дает сечение, проведенное перпендикулярно простиранию зоны в центральной части штата Вирджиния и изображенное на рис. 36, *в*.

Аппалачские герциниды представляют собой серию складок, у края платформы слабых, но по направлению к центральным частям становящихся все более резкими, крутыми, острыми и асимметричными. Общий наклон складок — на запад, на платформу. По простиранию складки часто разбиты продольными разрывами, падающими на восток, то крутыми, то пологими, и по этим разрывам произошло пере-

мещение восточных чешуй на западные, т. е. в направлении общего движения масс на платформу. Две системы надвигов выражены особенно резко и на большом протяжении. Мартикский надвиг прослежен, например, от штата Пенсильвания до штата Георгия на протяжении свыше 900 *км*, а надвиг Голубых гор (Blue Ridge) — от Алабамы до Пенсильвании — почти 1200 *км*. В поперечном направлении перемещения масс по плоскости надвигов измеряются часто километрами, доходя до 15 *км*. Общее сокращение ширины бывшей геосинклинальной

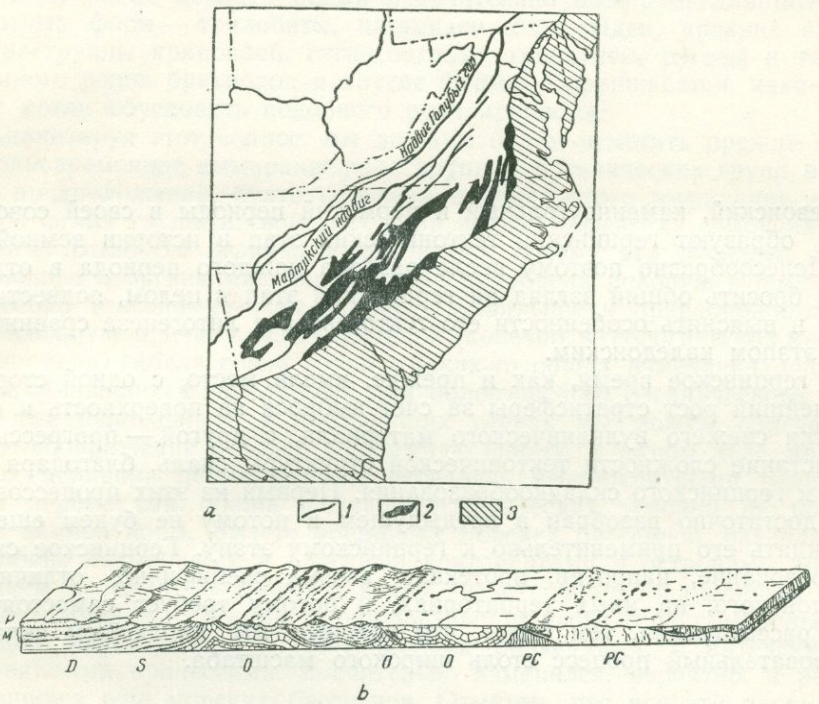


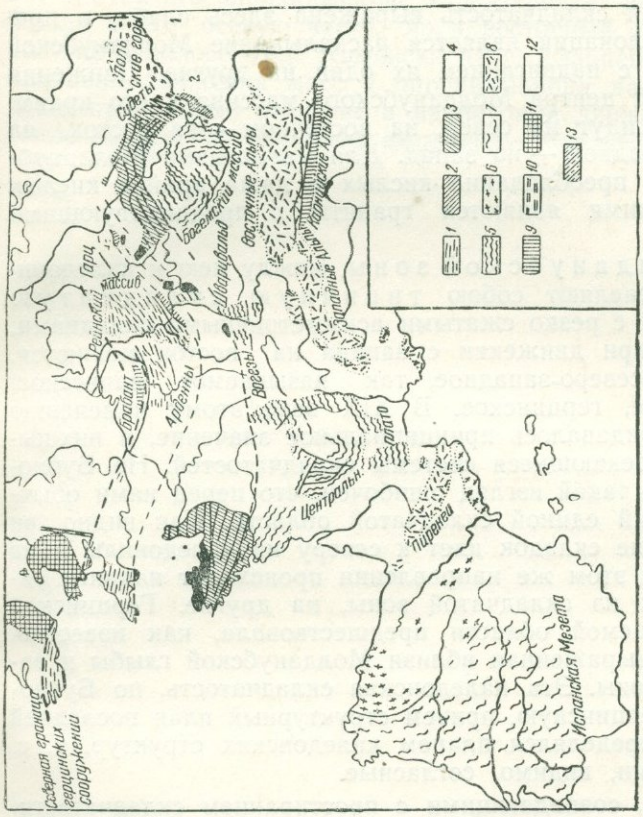
Рис. 36. Строение Аппалачской складчатой зоны. *a*—основные структурные элементы зоны; *b* — поперечное сечение зоны.

1—простирание главнейших надвигов; *2*—интрузии; *3*—центральная часть Аппалачской структуры, закрытая плащом мезозойских и кайнозойских пород. *PC*—докембрий; *O*—ордовик; S—готландий; *D*—девон; *M*—миссисипский отдел; *P*—пенсильванский отдел

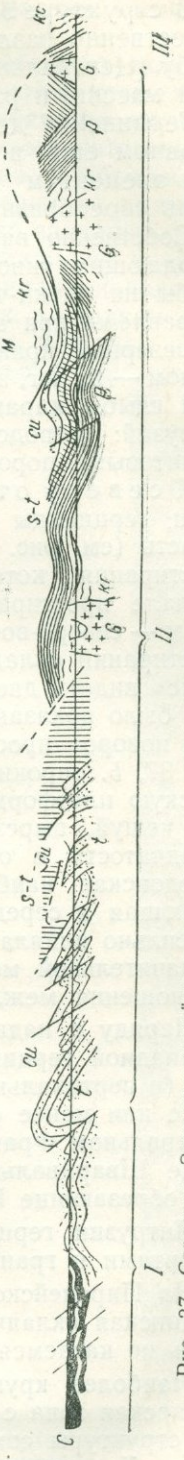
зоны, происшедшее в результате складчатости, измеряется многими десятками километров. В центральных частях зоны в складчатые структуры внедрились крупные батолиты гранитов, время возникновения которых точно не установлено, предположительно его относят к пермскому периоду. Эти гранитные батолиты не претерпели сколько-нибудь значительного метаморфизма и потому считаются возникшими после главных фаз орогенеза.

Горы Уачита, лежащие на западном продолжении Аппалачей, представляют собой серию тектонических чешуй, вырезанных из интенсивно смятой зоны и надвинутых на северо-запад, на платформу.

В западной Европе герцинские структуры в настоящее время сохранились в виде более или менее крупных глыб, обломков прежде единой складчатой зоны, разделенных областями глубоких погружений. К числу таких обломков относятся: Корнуэлс (юг Англии), Бретанский массив, Центральное Французское плато, Эйфель и Рейнские Сланцевые горы, Шварцвальд, Вогезы, Гарц, Богемский массив и окружающие его хребты. Общие черты тектоники герцинид, полученные



1—северная осадочная зона; 2—филлиты; *3*—Арморикапская и Саксо-Тюрингенская зоны; *4*—кристаллические зоны северной Бретани и Спессарта; *5*—Молданубская центральнофранцузская зона; *6*—Испанская осадочная зона; *7*—Испанская кристаллическая зона; *8*—остатки герцинских сооружений, переработанные альпийской складчатостью; *9*—Южная осадочная зона; *10*—восточный ствол герцинид; *11*—каледонские сооружения; *12*—Кульмская мульда Ансени; *13*—массив Брюнна



I—Северная осадочная зона; *II*—Саксо-Тюрингенская зона; *III*—Молданубский комплекс

G—граниты; *kr*—кристаллические сланцы; *p*—филлиты; *t*—девон; *st*—силуро-девон; *su*—кульм; *M*—надвинутый участок молданубского комплекса; *C*—карбон, верхний

Рис. 37. Строение Западноевропейских герцинид: *a* — структурная схема герцинид (по Беккеру); *b* — схематический обзор герцинской структуры к северу от Молданубской зоны (по Коссмату, упрощено)

путем синтеза данных по структуре отдельных обломков, стали выясняться лишь в последние 15—20 лет.

В структуре Западноевропейских герцинид (рис. 37) различают два существенно различных элемента: Центральную или Молданубскую глыбу (Центральное Французское плато, Шварцвальд, Вогезы, Богемский массив) и располагающиеся к северу от нее участки.

Герцинские деформации Центральной глыбы, сформированной в основном еще в протерозое и бывшей в течение палеозоя позитивным элементом геосинклинальной зоны, отличаются, по Бубнову, очень своеобразными чертами.

Собственно варисская складчатость выражена здесь слабо, и преобладающим типом дислокации является раскалывание Молданубской глыбы на блоки-чешуи, с надвиганием их одни на другие. Движения направлены при этом от центра Молданубского массива к его краям: на северном краю они идут на север, на восточном — на восток, на южном — на юг, на западном — на запад. Для магматизма Молданубской глыбы характерно преобладание кислых и даже крайне кислых интрузий: господствующими являются граниты с предшествующими сиенитовыми породами.

К северу от Молданубской зоны, между нею и каледонидами, герциниды представляют собою типичную складчатую область (см. рис. 37, *b*) с резко сжатыми асимметричными складками, простирания которых при движении с запада на восток меняются. Вначале простирание северо-западное, так называемое варисское, затем — северо-восточное, герцинское. В XIX веке этому изменению простираний складок придавалось принципиальное значение, в них пытались видеть две пересекающиеся системы складчатостей. Но Бубновым было показано, что такой взгляд ошибочен, что перед нами обычный поворот простираний единой складчатой области. Как видно на рис. 37, *b*, опрокидывание складок идет к северу на каледониды и на Русскую платформу и в этом же направлении происходят надвиги одних чешуй, вырезанных из складчатой зоны, на другие. Герцинской складчатости в описываемой области предшествовала, как известно, каледонская, наиболее выраженная вблизи Молданубской глыбы и затухающая к середине зоны. Эта каледонская складчатость, по Бубнову, сильно влияла на герцинскую, причем структурный план последней в значительной мере определялся планом каледонских структур, т. е. соотношения между ними, видимо, согласные.

Наряду с надвигами, совпадающими с простиранием складчатости, в западной герцинской зоне широко развиты разломы и горизонтальные (и вертикальные) сдвиги по ним в направлении, секущем зону под более или менее острым углом. Таковы субмеридиональные сдвиги на Центральном Французском плато; северо-восточные разломы, захватывающие Шварцвальд, Вогезы, Рейнские Сланцевые горы, и северо-западные, обрезающие Богемский массив и протягивающиеся отсюда к Гарцу.

Интрузии герцинской зоны представлены многочисленными гранодиоритами и гранитами.

На Пиренейском полуострове, в его западной части, также развита герцинская складчатость, но структура ее выяснена слабо, почему мы здесь не касаемся этой области.

Наиболее крупной площадью герцинид является, однако, Урало-Сибирская зона с ее продолжением в Монголию и Тибет. В этой области структуры сохранились также лишь обрывками: Урал, дуги Тянь-Шаня, Казахская горная страна, Алтай и т. д. Но эти обрывки относятся не только к краевой части складчатой зоны, но и к центральным

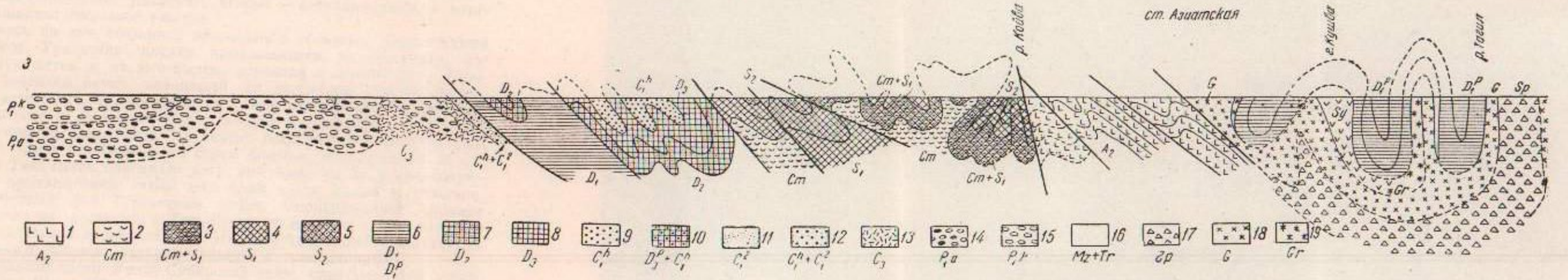


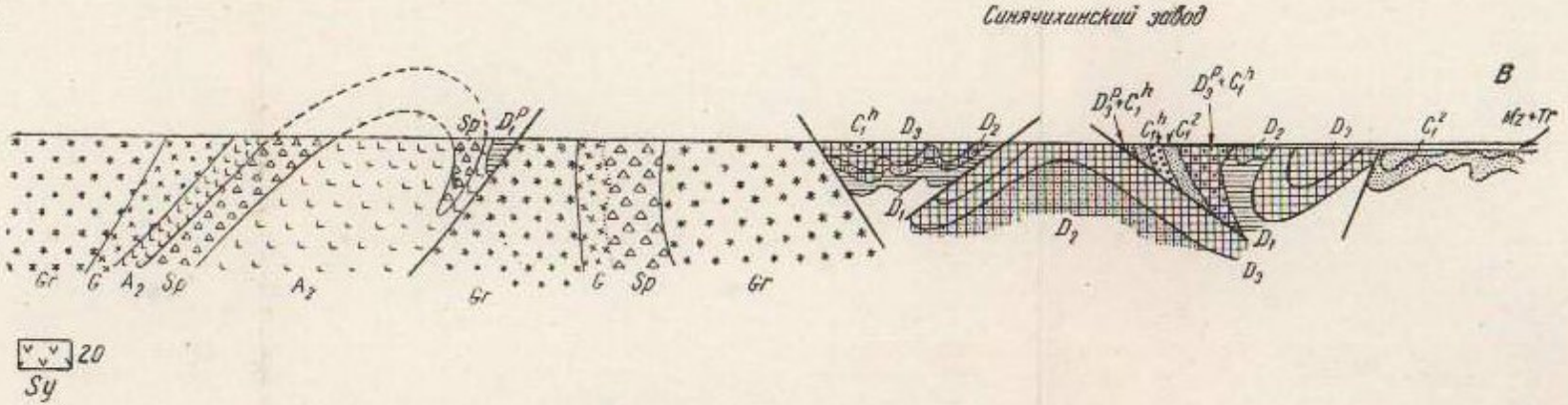
Рис. 38. Строение Урало-Сибирских герцинид

а—разрез через Урал (по Е. А. Кузнецову).

1—докембрий; *2*—кембрий; *3*—кембрий и нижний силур без разделения; *4*—нижний силур; *5*—верхний силур; *6*—D_1—нижний девон. D_1^o—нижний девон эффузивный; *7*—средний девон; *8*—верхний девон; *9*—нижний карбон (турне и угленосная толща); *10*—верхний девон и нижний карбон без разделения; *11*—нижний карбон (визе); *12*—нижний карбон без разделения; *13*—верхний карбон; *14*—артинский ярус; *15*—кунгурский ярус; *16*—мезозой и третичные отложения; *17*—перидотиты и змеевики; *18*—габбро и диориты; *19*—граниты; *20*—сиениты.

b—разрез через восточный Казахстан (по Н. Г. Кассину).

A—докембрийские метаморфизованные породы; *Cm+S*—кембрийские и силурийские отложения; D_1—нижний девон; D_2—верхний девон; *D*—девон вообще; C_1^1 и C_1^2—нижний карбон; *C+P*—карбон и пермь; λ—граниты


Синячихинский завод
В
Sp
D_1^p
C_1^h
D_3
D_2
$D_3^p+C_1^h$
C_1^h
C_1^2
$D_3^p+C_1^h$
D_2
D_3
C_1^2
Mz+Tr
D_1
D_2
D_1
D_3
Gr
G
A_2
Sp
A_2
Gr
G
Sp
Gr
20
Sy

частям ее, так что перед нами здесь впервые предстает структура складчатой герцинской зоны на всей ее ширине. В разных частях ее эта структура неодинакова (рис. 38).

Урал представляет собой меридионально расположенную складчатую область, основные простирания которой определяются краем платформы. У границы с платформой складчатость слабая, но по мере удаления в центральные части хребта становится весьма интенсивной. Узкие, вытянутые и сжатые складки карбона — девона, кембро-силура и докембрия асимметричны и опрокинуты в направлении на платформу, причем это опрокидывание характеризует не только западный склон Урала и его осевую часть, но и восточный склон; лишь на крайнем востоке в полосе от г. Каменска на г. Алапаевск начинают появляться признаки движения масс и опрокидывания на восток. Складкам присущи продольные разрывы и надвиговые движения по ним, как полагают, весьма ограниченной амплитуды, ориентированные в том же общем направлении на платформу, как и опрокидывание складок. Согласно с простиранием структур тянутся колоссальные интрузии ультраосновной, основной и кислой магмы. В более западных полосах развиты главным образом перидотиты, пироксениты, габбро; в центральных и восточных — преимущественно граниты. Первые подчинены крупным меридиональным разломам, вторые — антиклинориям, в которых они занимают сводовые участки.

Прерываясь на юге обширной пониженной областью Кызыл-Кумов и Кара-Кумов, Уральские складки продолжаются, на юго-запад, давая Донецкую ветвь, и на юго-восток, переходя в южные дуги Тянь-Шаня. О Донецкой ветви, возникшей из вторичной геосинклинали, речь будет итти ниже, что же касается Южнотяньшанских дуг, то здесь тип складчатости и ее интенсивность близки к уральским, но направление простираний резко иное. На западе простирание структур северо-западное, затем становится все более близким к широтному. В целом южный Тянь-Шань описывает дугу, выпуклую на юг и являющуюся как бы продолжением самой восточной части Урала и участков, ныне погребенных под Тургайским плато. Опрокидывание складок и перемещения по надвигам в Тянь-Шане происходят с юга на север в сторону Казахской горной страны. Из интрузий, линейно вытянутых по простиранию складок, развиты граниты и гранодиориты.

В центральной части Урало-Сибирской зоны, охватывающей северные дуги Тянь-Шаня, Казахскую горную страну, Алтай, Салаир, герцинская тектоника своеобразная и в общем гораздо менее интенсивная. Вся доступная исследованию площадь герцинских структур, по Н. С. Шатскому, разделяется на серию антиклинориев (северные дуги Тянь-Шаня, Улу-Тау, Кокчетав, Чуйский антиклинорий, Чингиз-Тау и его продолжение на запад, Горный Алтай, Салаир) и расположенных между ними обширных мульдообразных впадин — синклинориев. В первых выходят более древние горизонты $Cm+S$ и частью $D+C_1$, причем последние выражены относительно маломощными и стратиграфически неполными сериями (с перерывами). В синклинориях вскрываются преимущественно свиты $C+P$ и D, тогда как более древние глубоко опущены и обычно недоступны; девонско-каменноугольные свиты здесь весьма мощны и стратиграфически полны. Структурно антиклинории представляют собой области более интенсивных деформаций, серии складок симметричных и частью асимметричных с углами падения 25—50°, редко больше. Простирания складок в общем совпадают с простиранием антиклинориев. На юге они почти широтные и антиклинории сближены, образуя пучок складок; севернее антиклинории расходятся веерообразно, происходит их виргация и в местах виргаций

обособляются синклинории. Внутри последних залегание девонско-каменноугольных свит гораздо более спокойное, чем на антиклинориях, и тем более спокойное, чем ближе к центру мульд. Характерно, что в областях антиклинориев не обнаруживается какого-либо общего направления движения масс и опрокидывания; последнее происходит обычно в сторону синклинориев, наиболе опущенных. Интрузии локализуются как в антиклинориях, так и в синклинориях, но преимущественно в первых; петрографически они представлены гранитами. Учитывая, что на востоке герцинская зона приближается к Сибирской платформе и к каледонидам, можно было бы думать, что складки здесь будут более интенсивными и обнаружат опрокидывания и надвигания на восток — на платформу. Отчасти это явление обнаруживается в Салаирском хребте и к северо-западу от него. Но насколько выдержанным и постоянным является движение масс на восток, остается пока неясным

Помимо складчатых форм, Казахстанско-Алтайской территории присущи разрывные дислокации, порой очень крупные. Два случая заслуживают особого внимания. Во-первых, крупный разлом вдоль южного края каледонского северного Тянь-Шаня, прослеживающийся на сотни километров (В. А. Николаев); во-вторых, так называемый грабен Рудного Алтая, установленный В. П. Нехорошевым. Он представляет длинную (до 300 *км*), но узкую (до 50 *км*) резко опущенную область, которая на западе ограничена непрерывной и прямолинейной зоной разрыва, а на востоке — двумя такими же зонами меньшего протяжения. Общая амплитуда опусканий этого грабена относительно окружающих территорий оценивается В. П. Нехорошевым в 9—14 *км*.

Так как на территории центральной части Урало-Сибирских герцинид имело место значительное проявление каледонского орогенеза, то важно выяснить, какие соотношения в плане и в локализации структур существуют между названными двумя складчатостями? Этот вопрос в разное время решался неодинаково.

При первых работах по изучению геологии Казахстана Н. Г. Кассиным принималось, что герцинская складчатость построена по иному плану, сравнительно с каледонской, и что герцинские структуры секут каледонские под значительным углом, до прямого, как, например, в центральной части Казахстана (Карагандинская область, Успенский район и т. д.). Более поздние и детальные работы Казахской экспедиции Академии наук, руководимые Н. С. Шатским (1936—1940 гг.), показали, однако, что эта схема фактически неверна и что в действительности наблюдается согласное пролегание герцинских и каледонских структурных форм. Герцинская орогения унаследовала свой план от каледонской и развивала, расширяя и усложняя, эмбриональные антиклинории и синклинории, заложенные в каледонское время, изменяя их лишь в деталях. Поскольку Казахстан является пока единственной изученной площадью в центре обширной орогенической зоны, пережившей два этапа складчатости, указанный вывод о согласии каледонского и герцинского структурного плана имеет, очевидно, крупное принципиальное значение для познания процесса складкообразования вообще. Это руководящая идея, с которой необходимо подходить к сравнительному тектоническому анализу складчатых зон других возрастов и на других территориях.

Герцинская складчатость Урало-Сибирской зоны продолжается, как мы знаем, в Монголию и Тибет. Однако структуры этих участков изучены настолько слабо, что мы вынуждены пока оставить их без рассмотрения.

Небольшие участки герцинских структур имеются также в восточной Австралии, северной Африке и на юго-западе Южной Америки (Аргентина). Не входя в подробности, укажем лишь, что везде в этих пунктах складчатость интенсивна и общее движение масс (опрокидывание и надвигание) идет в направлении на платформы. На востоке Австралии, в связи с общим расширением складчатой зоны, отмечается ослабление интенсивности складкообразования и образование нескольких обширных синклинориев, выполненных осадками $C_3 + P$, аналогичных, повидимому, казахстанским (Новый Южный Уэльс, Квинсленд).

За пределами собственно герцинид, во внутренних частях обширной Средиземноморской геосинклинали, Кордильер Северной Америки и геосинклинали северо-восточной Азии также имели место во многих местах проявления герцинского орогенеза, но он не привел пока к превращению этих геосинклинальных зон в складчатые области.

Резюмируя вкратце изложенное относительно герцинского складкообразования, можно указать три закономерности, которым оно подчиняется.

1. Наиболее интенсивная складчатость, сопровождаемая обширными интрузиями и приводящая к ликвидации геосинклинальных свойств смятых участков, локализуется более или менее широкими полосами по периферии платформ, хотя и не оконтуривает их целиком. В центральных частях обширных геосинклинальных зон складчатость ослаблена, порой не проявляется совсем.

2. В зонах периферической (приплатформенной) складчатости общее движение масс, опрокидывание складок, надвигание направлены на платформу (жесткую структуру); при этом простирания крупных складок явно приспособляются к очертаниям платформ и контролируются последними. По направлению к центральным частям складчатой зоны складки делаются более спокойными и в складчатом поле обособляются крупные антиклинории и разделяющие их синклинории (последние с очень слабыми деформациями). Одностороннее движение масс исчезает, заменяясь небольшими опрокидываниями складок и линейными небольшими надвигами антиклинальных зон на прилежащие более глубоко опущенные синклинории.

3. Там, где герцинскому предшествовало каледонское складкообразование, они развивались в основном по одному и тому же плану и герцинские структуры в основном унаследованы от каледонского времени. В деталях, однако, существуют отклонения, и мелкие герцинские структуры могут резать каледонские и быть несогласными с ними.

Сопоставляя эти основные закономерности герцинского складкообразования с тем, что было ранее изложено относительно каледонской складчатости, нетрудно видеть, что оба случая имеют много общего. Две первые закономерности герцинского складкообразования целиком отвечают распределению и характеру каледонской складчатости. Вероятно, проявляется и третья закономерность, но только крайняя скудость фактического материала мешает ее выяснению в кембро-силуре. Как будет показано ниже, и в альпийской складчатости можно без труда уловить те же черты, что в герцинской, так что эти закономерности имеют, повидимому, более общее значение.

2. Структурные изменения платформ в герцинский тектонический этап

При анализе структурной эволюции платформ за герцинское время мы остановимся в первую очередь на рассмотрении тектоники Русской платформы, которая наиболее изучена и может служить эталоном для сравнения с другими платформами (рис. 39).

Как видно из описания девона, карбона и перми, поведение Русской платформы в эти периоды резко отличается от того, какое было ей свойственно в кембро-силуре. От высокого стояния Русская платформа переходит в герцинское время к обширным длительным погружениям и длительному господству морских условий. В девонское время мор-

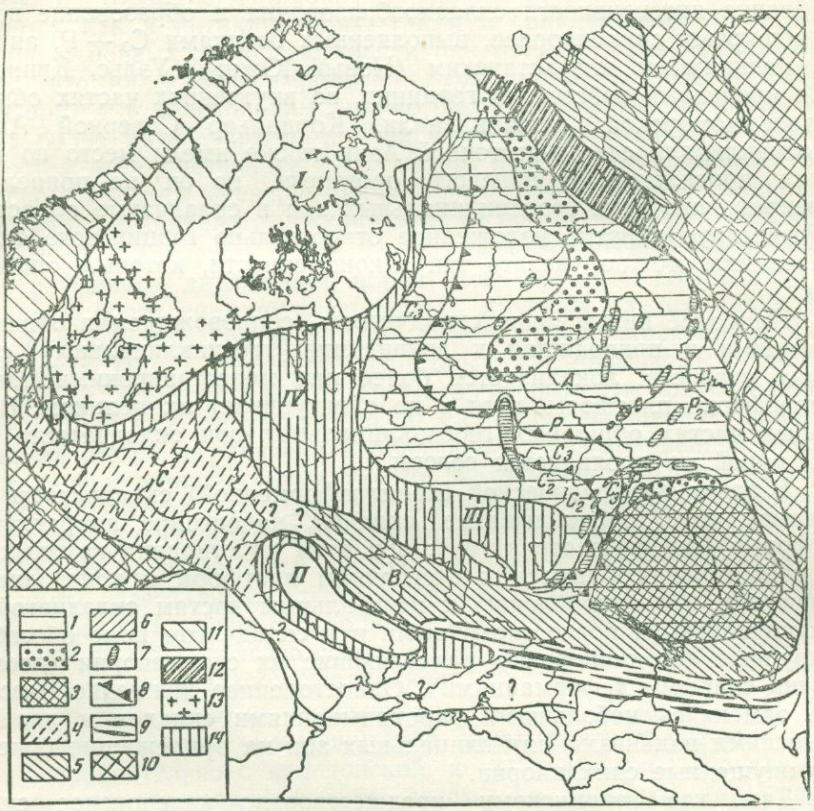


Рис. 39. Строение Русской платформы в конце палеозоя (по Н. С. Шатскому, с изменениями)

I—Балтийский щит (на юге покрыт плащом кембрия и силура); *II*—Азовско-Подольский щит (частично покрыт осадками силура и девона); *III*—Воронежский массив (покрыт осадками среднего и верхнего девона); *IV*—подземный склон Балтийского щита, покрытый осадками кембрия, силура и девона. *A, B, C*—впадины докембрийского фундамента *1*—Восточнорусская впадина; *2*—наиболее прогнутая часть Восточнорусской впадины; *3*—Прикаспийская впадина, являющаяся частью Восточнорусской; *4*—Северогерманская впадина; *5*—предгорные прогибы герцинид: Предуральский и Донецкий; последний называют также Украинской или Южнорусской мульдой (впадиной); *6*—поперечные перегибы Предуральского прогиба; *7*—„валы" на территории Восточнорусской впадины; *8*—границы разных отделов верхнего палеозоя (C_2—C_3, C_3—P и т. д.) и направление падения слоев этих отделов; *9*—Донецкие герцинские складки; *10*—герциниды Урала и Западной Европы; *11*—каледониды; *12*—Тиманская структура: *13*—область Балтийского докембрийского массива, прикрытая осадками кембрия и силура; *14*—выступы докембрийского фундамента, прикрытые осадками кембрия, силура и девона

ская трансгрессия покрывает почти всю платформу, исключая Балтийский щит и Азовско-Подольский массив. В карбоне распространение морей более ограничено и приурочено лишь к восточной и южной окраинам платформы и лишь отчасти к юго-западному краю ее, тогда как остальные области платформы были континентальны и осадков не накопляли.

Такого рода локализация осадконакопления, а также и мощность осадков определялись сложным ходом эпейрогенических колебаний плат-

формы. Хотя они попрежнему и захватывают всю платформу в целом, но происходят резко диференцированно на разных ее участках. Выделяются три крупных устойчивых района, где докембрийский фундамент долгое время находится в приподнятом положении и почти не испытывает погружений: это Балтийский щит, Азовско-Подольский массив и Воронежский массив, образующие выступы в современной структуре платформы. Остальные участки платформы характеризуются тенденцией к погружениям, благодаря чему к концу герцинского этапа фундамент их уходит на значительную глубину, сравнительно с выступами, и возникают три современные крупные впадины Русской платформы. К юго-западу от выступов образуется Северогерманская впадина, постепенно переходящая в аналогичное погружение в теле герцинид; на востоке—Восточноевропейская [1], обнимающая большую часть платформы; на юге — Украинская или Южнорусская мульда, располагающаяся между Азовско-Подольским и Воронежским массивами. На юг эта последняя мульда переходит в Донецко-Мангышлакский предгорный прогиб. Морфологически это огромные (во многие сотни километров шириной и до 2000 *км* длиной), плоские и очень мелкие сравнительно с шириной (до 1—2 *км*) мульдообразные структуры, падения слоев на крыльях которых измеряются всего 0,2—1°, т. е. в обнажениях неуловимы. Поскольку все названные структуры и поныне являются основными в строении платформенного тела, можно сказать, что в герцинское время закладываются основы современной тектоники Русской платформы. Отметим характерную черту процессов, вызвавших эти платформенные деформации. Все они происходили чрезвычайно медленно, растянулись на весь верхний палеозой, шли параллельно с осадконакоплением и почти не сопровождались проявлениями вулканизма. Последнее указывает, повидимому, что самое формирование выступов и впадин и вторичной геосинклинали сводилось к плавным перегибам пород докембрийского фундамента без разрыва их или сопровождалось лишь редкими разрывами.

Выступы и впадины, сформировавшиеся на Русской платформе в герцинское время, тогда же были и усложнены. Так, в области Балтийского щита, на юге — у Осло, и на севере — на Кольском полуострове, еще в каменноугольное (или в позднедевонское) время возникли многочисленные расколы и по ним вторглись крупные массы щелочных пород — нефелиновых габбро и сиенитов, щелочных гранитов. Представителями их могут служить Ловозерский и Хибиногорский массивы нефелиновых сиенитов, причем последние принесли с собой колоссальные количества фосфора (в виде апатита), титана, редких земель и других элементов. Аналогичная дизъюнктивная тектоника, частично сопровождавшаяся магматической деятельностью, имелась, возможно, и в других местах, например на Азовско-Подольском массиве, но пока с достоверностью не установлена. На северо-востоке платформы от Канина полуострова к верховьям р. Печоры протягиваются дислокации Тиманского хребта северо-западного простирания, представляющие две почти параллельные крупные складки с крутыми западными и пологими восточными крыльями, разорванные по оси и осложненные надвигом в юго-западном направлении. Эти дислокации теснейшим образом связаны по времени и генетически с герцинской орогенией западного склона Урала и имели место в самом конце перми. В средней части Восточноевропейской впадины в верхнепалеозойское время формируются длинные (до 100 *км* и больше), слабо выраженные (с углами в 1,5—2°) сводообразные поднятия — валы Окско-Цнинский и Вятский и

[1] Ее называют также Восточнорусской.

серия куполов и брахиантиклиналей в нижнем Поволожье и Заволжье (Саратовские поднятия, Сокско-Черемшанские и др.). В южной части Восточноевропейской впадины, повидимому, уже в верхнем палеозое, возникает дополнительный осложняющий ее прогиб — зародыш современной Прикаспийской впадины. Наконец, вторичная Донецко-Мангышлакская геосинклиналь в конце палеозоя, накопив огромные толщи каменноугольно-пермских пород, испытывает значительную складчатость и превращается в складчатую зону, на востоке смыкающуюся с герцинским Уралом. В недрах этой складчатой структуры возникли интрузии и поныне еще почти не вскрытые эрозией; с ними связаны рудные месторождения, из которых пока известны руды ртути (Никитовка) и полиметаллы.

Из изложенного видно, что структура Русской платформы в конце палеозоя стала существенно иной и гораздо более сложной сравнительно с тем, чем она была еще в нижнем палеозое. При этом основные структурные элементы — выступы и впадины — были созданы в ходе колебательных движений и являются типичными эпейрогеническими структурами. Некоторые структурные элементы, (Тиманский кряж, Донецкая складчатость)возникли, однако, в прямой связи с орогенией прилежащих геосинклинальных участков.

Герцинские структурные изменения Сибирской платформы при современном уровне знаний кажутся гораздо более простыми сравнительно с только что описанными. Они сводятся к образованию обширной Тунгусской впадины, сформировавшейся в карбоне и перми. Уже отмечалось, что процесс этот вначале протекал очень спокойно, эпейрогенически, но в конце перми осложнился крупными расколами и мобилизацией по ним колоссальных масс основной (базальтовой) магмы, давшей трапповые эффузии и интрузивные залежи. Возможно, что тогда же была заложена и Хатангская депрессия, являющаяся как бы северным продолжением Тунгусской.

На Североамериканской платформе герцинские деформации также были относительно невелики. Небольшая полоса вдоль западной окраины платформы (по соседству с Кордильерской геосинклиналью), а также южная часть платформы, на территории США, дополнительно прогнулись и накопили значительные толщи осадков, особенно на юге. Таким образом, диференциация между Канадским щитом и его западными и южными окраинами резко усилилась. На погружающихся краевых зонах движение вниз также шло диференцированно: одни участки забегали вперед, другие отставали. В частности, Озаркский купол и Цинциннатский вал, зародившиеся еще в каледонское время, в верхнепалеозойское время окончательно оформились в их современном виде. Имеются и некоторые другие, более мелкие структуры.

Но наиболее яркие структурные изменения начались в герцинское время на территории Гондванской глыбы. Уже упоминалось, что в конце карбона и, особенно, в пермское время монолитная до того площадь глыбы разбивается на крупные блоки, одни из которых движутся вниз и превращаются в обширные осадкообразовательные бассейны, другие же — вверх и становятся областями эрозии. К числу таких впадин относятся: Амазонская и Паранская котловины в Южной Америке, котловины Конго, Замбези, Капская и ряд мелких в Африке, удлиненные линейные грабеноподобные впадины в Индии, широкие прогибы по западной окраине Австралии. Это усложнение структуры Гондваны шло пока плавно, эпейрогенически, и не сопровождалось вулканизмом.

Не исключено, что начало распада Гондванской глыбы и, в частности, зарождение современного Индийского океана относится еще к

концу пермского периода. На севере Мадагаскара, как мы знаем, существуют верхнепермские морские отложения с фауной индийского типа (*Xenodiscus carbonarius*). Вполне возможно, следовательно, что трансгрессия на Мадагаскар шла с севера, из Индии. Но тогда трудно расценивать этот морской рукав поперек Гондванской глыбы иначе, как начало распада ее на западную и восточную части и как начало формирования Индийского океана. Тем более что в последующие эпохи как раз на этом месте мы непрерывно обнаруживаем морские отложения.

3. Схема герцинских движений земной коры

На диаграмме герцинского орогенеза и эпейрогенеза (рис. 40) видно, что герцинский тектонический этап открывается длительной геократической эпохой, обнимающей конец силура и нижнедевонскую эпоху. В это время все платформы и некоторая часть геосинклинальных зон, захваченных каледонской складчатостью, стояли выше уровня моря и только на геосинклинальных площадях, не подвергавшихся складкообразованию, морской режим кембро-силура наследовался верхним палеозоем.

Затем начались повсеместные погружения и одна за другой последовали три крупные трансгрессии: средне-верхнедевонская, нижнекаменноугольная, верхнекаменноугольная — нижнепермская, разделенные значительными, хотя и кратковременными, регрессиями, после чего в верхнепермское время устанавливается новая длительная геократическая эпоха.

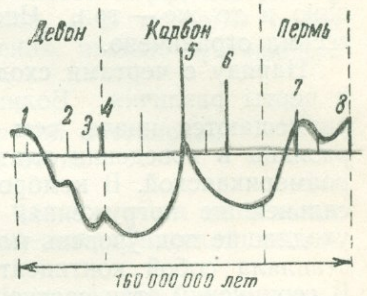


Рис. 40. Схема движений земной коры в течение герцинского тектонического этапа

1, 2, *3*—местные орогенические фазы девона; *4*—бретонская фаза; *5*—судетская фаза; *6*—астурийская фаза; *7*—заальская фаза; *8*—пфальцская фаза

В отдельные моменты герцинского этапа колебательные движения на разных участках геосинклиналей осложнялись более или менее значительными орогеническими фазами. Число таких фаз значительно и по мере развития знаний все увеличивается, но в большинстве случаев это мелкие местные подвижки, и среди них имеется всего несколько фаз крупного значения и широкого распространения.

1. Бретонская фаза (на границе девона и нижнего карбона). Установлена: на северной оконечности Рейнских Сланцевых гор, в Вогезах (?), Гарце, Саксонии (?), Судетах, на северо-востоке Аппалачей, в Центральном Казахстане, Индо-Китае и Южном Китае, в восточной Австралии, в Южной Америке.

2. Судетская фаза (в конце нижнего и начале среднего карбона). Проявилась: в Вогезах, Шварцвальде, Гарце, Рудных горах, Саксонии, Судетах (везде в очень сильной форме), в Урало-Тяньшанском орогене, вероятно, на юго-западе Аппалачей и на юге Русской платформы, в Индо-Китае (с запозданием) и в восточной Австралии.

3. Астурийская фаза на границе среднего и верхнего карбона — в тех же местах Европы, что и предыдущие фазы, и, кроме того, в юго-восточной Англии, Бретани (?), Астурии, на восточном склоне Урала, в Передовых Кордильерах Аргентины (?) и Кордильерах восточной Австралии (?).

4. Заальская фаза — на границе нижней и верхней перми. Отмечается: на северном конце Рейнских Сланцевых гор, Шварцвальде, Вогезах, Рудных горах, Саксонии, на Центральном Французском плато, в Пиренеях, Западных Альпах, на западном склоне Урала, в Тянь-Шане, Аппалачах, Передовых Кордильерах Аргентины.

5. Пфальцская фаза (на границе перми и триаса): в Англии, Вогезах, на Центральном Французском плато, в Западных Альпах (?), на Урале, в Урало-Сибирской складчатой области (?), в Передовых Кордильерах Аргентины.

Проявления названных орогенических фаз каждый раз сопровождались крупными регрессиями на дислоцированных и прилежащих к ним участках, отразившимися на общей кривой эпейрогенеза и в конце концов вызвавшими общую регрессию моря верхнепермской эпохи.

Сопоставляя эту диаграмму герцинского тектогенеза с соответствующим изображением тектогенеза каледонского, нетрудно уловить в них черты сходства. Оба тектонических этапа развивались, в сущности, по одной и той же динамической схеме: начинались геократической эпохой, продолжались серией крупных трансгрессий (погружений) и серией крупных орогенических актов и заканчивались новой геократической эпохой. Число крупных трансгрессий в обоих случаях было одно и то же — три. Число крупных орогенезов было различно, но весьма ограничено.

Наряду с чертами сходства, однако, не менее отчетливо выступают и черты различия. Волны герцинских трансгрессий пространственно размещаются иначе, чем в каледонское время. Особенно отчетлива разница в поведении платформ Сибирской, Китайской, Русской, Североамериканской. В кембро-силуре первая, вторая и третья испытывали сильнейшие погружения, особенно Китайская и Сибирская, целиком уходившие под уровень моря; Русская же платформа в основном представляла собой континент и лишь по краям погружалась под воду. В герцинский этап соотношения движений платформ становятся противоположными. Русская платформа погружается максимально; Сибирская и Китайская представляют собой континенты, на которых либо не накопляется никаких осадков, либо возникают угленосные отложения. Орогенезы герцинского этапа в своем максимальном проявлении распространяются на площади, либо не захваченные каледонской складчатостью, либо затронутые ею слабо. Характерно, что число орогенических фаз, даже крупных, сильных, в герцинском этапе значительно больше, чем в каледонском. Получается впечатление, будто горообразовательные процессы в верхнем палеозое усиливаются сравнительно с нижнепалеозойским этапом. При оценке этого различия необходимо иметь в виду, однако, что верхнепалеозойские породы и структуры сохранились гораздо лучше нижнепалеозойских и что поэтому в верхнепалеозойской истории мы можем реконструировать такие детали, которые пропадают для нас в каледонском этапе. Не исключено, что именно в этой разнице наших знаний двух последовательных этапов истории земной коры лежит причина различия интенсивности их орогенических процессов. Если стать на такую точку зрения, то различия интенсивности тектогенеза герцинского и каледонского — только кажущиеся. Все же этот вывод не может считаться вполне достоверным. Возможно, что интенсивность складкообразования в геосинклиналях действительно возрастает параллельно с сокращением широты геосинклинальных зон. Похоже, что величина тектонического напряжения во внутренних горизонтах земной коры, реализуясь в подвижках верхних ее слоев, приводит, через сокращение геосинклинальных зон, к возрастанию частоты орогенических актов.

Как бы, однако, ни решалась эта интересная, но сложная проблема, достоверно одно, что герцинский геотектогенез не является точным повторением геотектогенеза каледонского. Развиваясь по той же схеме, как и этот последний, герцинский геотектогенез приобретает яркую индивидуальную окраску, множество своих особых, крупных и мелких, черт и особенностей. Периодическое повторение процесса вело одновременно к движению вперед, создавало направленное развитие.

Анализируя каледонский этап, мы коснулись так называемого «закона Ога» о соотношениях движений платформы и геосинклиналей и отметили его неприемлемость в качестве общего правила. Этот вывод сохраняет свою силу и для герцинского этапа. Движения платформ и геосинклиналей здесь в большинстве случаев однозначны и «согласованы». Но наблюдаются и интересные исключения. Мы уже отмечали, что в C_{2+3} Русская платформа испытывает длительные погружения и покрывается морем во все большей степени, тогда как в окружающих ее геосинклинальных зонах идет резко выраженная регрессия. Здесь движения платформы и геосинклинали противоположны и как бы следуют закону Ога. Возможно, однако, что такая ситуация есть только кажущееся следование закону Ога. Она объясняется тем, что платформы, как более инертные участки земной коры, отстают в своих движениях от колебаний геосинклиналей, и в моменты резко выраженного отставания получаются соотношения, внешне отвечающие закону Ога (А. Д. Архангельский).

4. Об особенностях физико-географической обстановки герцинского тектонического этапа

При разборе истории герцинского этапа в целом нельзя не остановиться на некоторых особенностях его физико-географической обстановки.

Одной из таких особенностей является сильное развитие на поверхности континентов высшей растительности. Мелкая кустарниковая флора каледонского этапа, ютившаяся в пониженных болотистых равнинах, уступила место крупным древесным формациям. Последние заселили сплошь области умеренного и тропического климатов, и, освоив здесь различные геоморфологически (равнинные и горные) участки, начали постепенно завоевывать аридную полосу, вырабатывая специфические ксерофитные приспособления. Одновременно бурно развивалась наземная фауна разных типов. Этот процесс не только резко изменил облик континентальных ландшафтов, «оживив» их, но имел, повидимому, ряд далеко идущих геохимических следствий.

Резкое увеличение растительной биомассы на континентах должно было повести к усиленному потреблению CO_2 из атмосферы и к превращению ее частью в органическое вещество, накопляющееся в телах растений и животных, частью в свободный кислород, удаляющийся в атмосферу. Таким образом, в герцинском тектоническом этапе должно было резко возрасти содержание кислорода в атмосфере и уменьшиться концентрация CO_2. Но CO_2 и O_2 являются основными факторами выветривания на континентах, и, следовательно, мы должны признать, что этот существеннейший процесс в поверхностных горизонтах земной коры должен был в герцинское время вступить в какую-то новую стадию своего развития. Последнее акцентируется еще тем обстоятельством, что обильное органическое вещество, накапливающееся в лесных формациях в результате отмирания растений, несомненно само по себе, непосредственно, должно было начать воздействовать на ход выветривания в самых верхних горизонтах литосферы, на каче-

ство и количество вымываемых из них соединений и на самое строение получающейся коры выветривания. К сожалению, мы не в состоянии пока представить себе конкретно, в чем именно состояли эти измене-

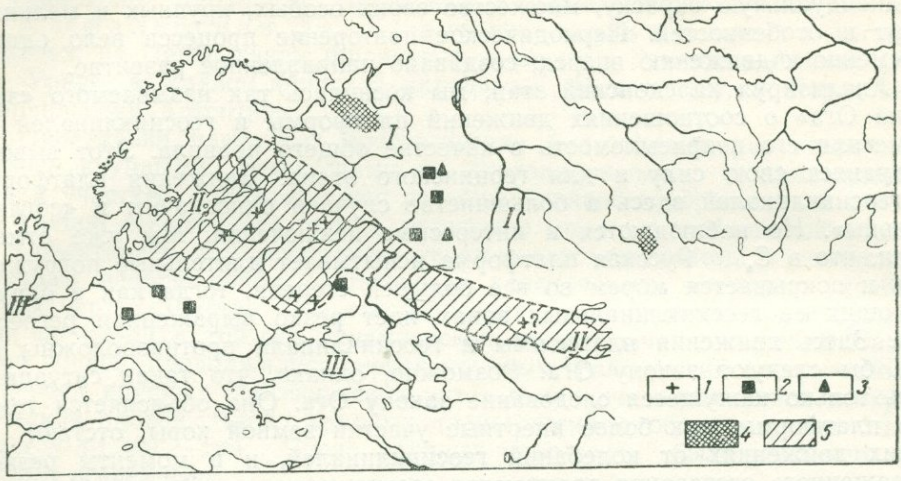


Рис. 41*a*. Климатическая зональность конца среднего—начала верхнего девона

1—ангидриды, гипсы, местами каменная соль (шелонские сл и, Ромны); *2*—железные руды; *3*—бокситы; *4*—угленосные отложения; *5*—засушливая зона (*II—II*); *I—I*—северная влажная зона (умеренная и теплоумеренная); *III—III*—южная влажная зона (тропическая)

ния в выветривании и в строении элювиальной коры, но можно высказать предположение, что современные типы почв, как продукты взаимодействия органических и неорганических агентов должны были впер-

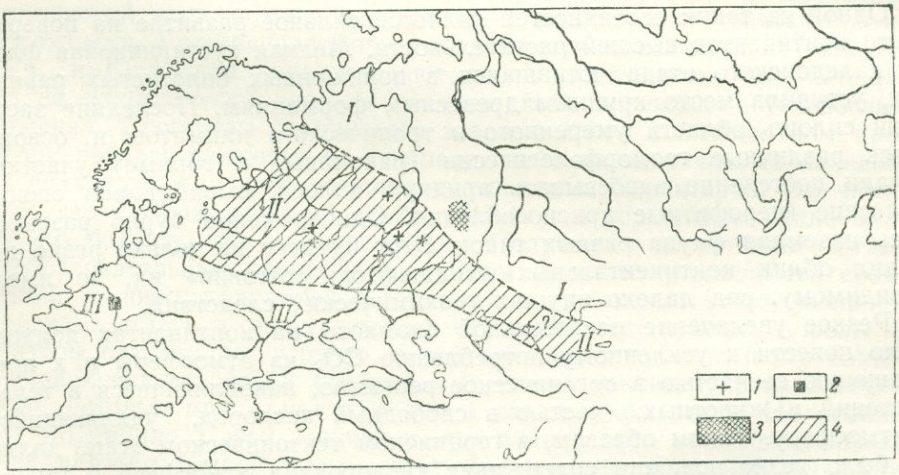


Рис. 41*b*. Климатическая зональность конца фаменского века

1—гипсы среди доломитов; *2*—железные руды Арденн; *3*—угленосные отложения; *4*—засушливая зона (*II—II*); *I—I*—северная влажная зона (умеренная); *III—III*—южная влажная зона (тропическая)

вые оформиться именно в верхнем палеозое. До того момента характер почвообразования был главным образом минеральный и сами почвы едва ли походили на современные. Исследования в этом направлении фактически не начаты, хотя и перспективы их очень интересны и увлекательны.

Другой своеобразной физико-географической чертой герцинского этапа была его климатология. До настоящего времени история климатов верхнего палеозоя еще недостаточно разработана, и потому очень

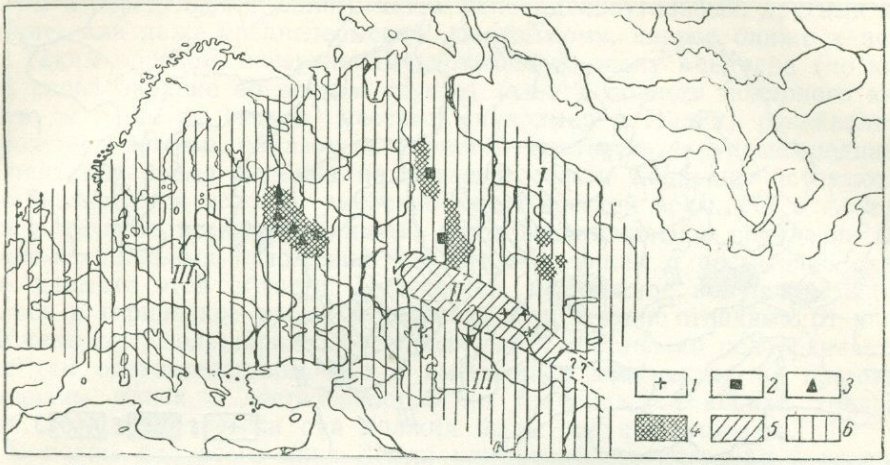


Рис. 41*c*. Климатическая зональность конца турне—начала визе

1—гипсы; *2*—железные руды (западный склон Урала); *3*—бокситы; *4*—угленосные отложения; *5*—засушливая зона (*II*); *6*—влажные зоны: *I—I*—северная; *III—III*—южная (тропическая)

многое остается в этой истории темным. Тем не менее некоторые факты вырисовываются уже и теперь.

Мы отмечали в предыдущих главах, что на территории северного

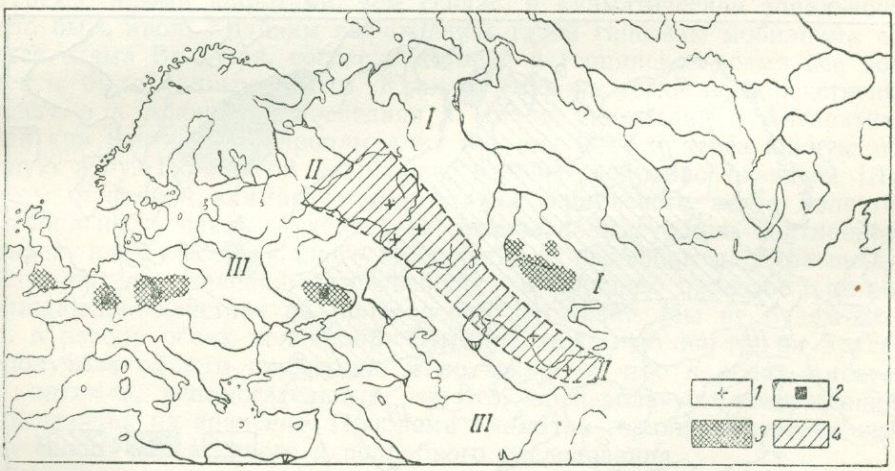


Рис. 41*d*. Климатическая зональность конца нижнего—начала среднего карбона

1—гипсовые включения (и прослойки) среди доломитов; *2*—сидеритовые руды; *3*—угленосные отложения; *4*—засушливая зона (*II—II*); *I—I*—северная влажная зона (умеренная); *III—III*—южная влажная зона (тропическая)

полушария, особенно в северо-западной Евразии, удается распознать три климатические зоны: аридную, северную умеренную влажную и тропическую влажную. При этом обращают на себя внимание два обстоятельства (рис. 41). Во-первых, сохраняя в общем одну и ту же локализацию, аридная и смежные с ней гумидные зоны не остаются постоянными по площади: то аридная расширяется за счет гумидных,

то гумидные за счет аридной. Так, в нижнекаменноугольное время аридная полоса в Евразии резко редуцируется, и влажные северная и южная зоны сливаются воедино. В конце нижней перми и в течение

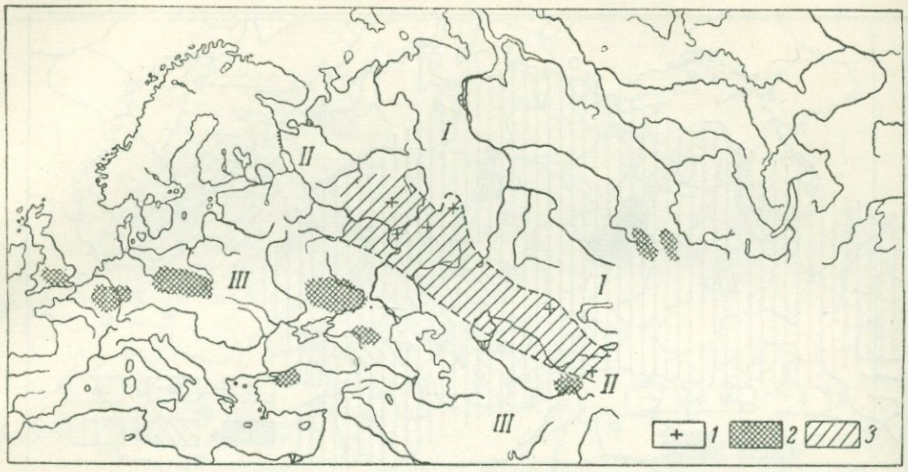


Рис. 41*e*. Климатическая зональность среднего карбона — верхнего карбона — артинского века

1—включения и пропластки ангидритов и гипсов среди доломитов; *2*—угленосные отложения; *3*—засушливая зона (*II—II*); *I—I*—северная влажная зона (умеренная); *III—III*—южная влажная зона (тропическая)

верхнепермской эпохи, напротив, в Евразии необычайно расширяется засушливая зона, гумидные же сильно сокращаются. Во-вторых, все

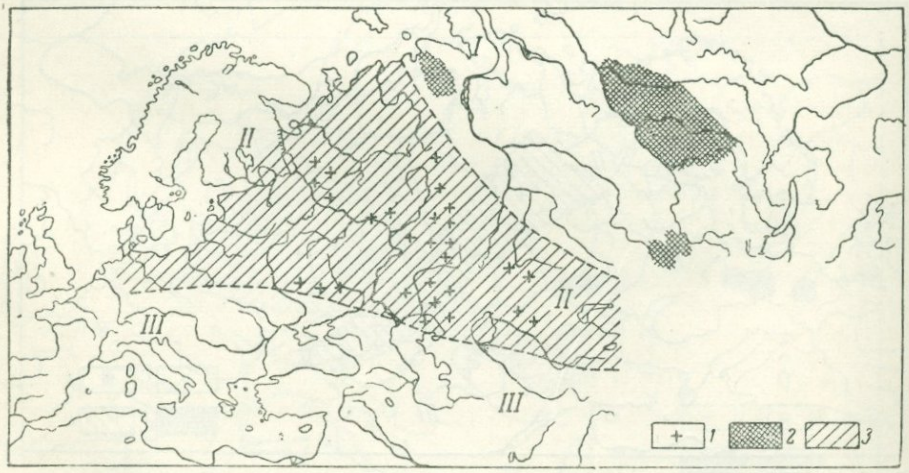


Рис. 41*f*. Климатическая зональность кунгурского века

1—включения и пропластки ангидрита и гипса среди доломитов; *2*—угленосные отложения; *3*—засушливая зона (*II—II*); *I—I*—северная влажная зона (умеренная); *III—III*—южная влажная зона (тропическая)

климатические зоны Евразии (и Северной Америки) в герцинское время явно сдвинуты к северу от современного их пролегания и вообще местами (например в северо-западной Евразии) секут простирания современных климатических зон.

В южном полушарии данных по климатологии значительно меньше сравнительно с полушарием северным. Твердо установлено, однако, что

в верхнем палеозое здесь имело место огромное, вероятно неоднократное, оледенение материкового и частью горного типа, охватившее самые разнообразные участки Гондваны: Южную Америку, южную Африку, Индию, Австралию. Возраст оледенения до сих пор вызывает споры и определяется одними как верхнекаменноугольный, другими как нижне- или даже среднепермский. Повидимому, первое ближе к истине. Таким образом, в верхнекаменноугольную эпоху Гондвана (по южной своей окраине во всяком случае) была в области полярного климата и даже на севере местами (например в Индии) развивались, вероятно, главным образом в гористой местности, крупные ледники. В пермское время ледники на большей части Гондваны исчезают и устанавливаются условия умеренно-климатической зоны. Но в Австралии в течение всей перми имело место неоднократное появление маринно-гляциальных отложений, свидетельствующих о достаточно суровом климате этой области. Получается, что южное полушарие находилось в герцинское время в условиях, существенно отличных от условий северного полушария. Своеобразие этой обстановки подчеркивается еще тем обстоятельством, что в имеющихся документах на площади Гондваны никак с достоверностью не улавливается южная аридная зона, хотя теоретически она должна была там существовать.

В целом для всего лика Земли климатическая ситуация в герцинском тектоническом этапе была достаточно своеобразна и отлична от современной. Естественно, давно уже встал вопрос о причинах ее своеобразия. До сих пор удовлетворительного ответа на него не получено. Наметились два принципиально разных направления в решении этого вопроса. Одно из них ищет причину в мобилизме (подвижности) сиаль относительно симы, в «плавании» ее на симической постели, благодаря чему разные участки сиаль, конечно, могли в разные времена оказаться под резко иными широтами, чем сейчас, и климатическая зональность могла быть иной. Крайним выражением такой гипотезы мобилизма является схема Вегенера, согласно которой в герцинское время все континенты были единым целым. Южная Америка тогда непосредственно прилегала к Африке, а последняя к Индии, Австралии и Антарктике, и эти три континента «проплывали» в эпоху C_3 — P через южную полярную зону. По другой концепции, недавно подробно развитой Шухертом, причиной климатических отличий герцинского этапа является не мобильность сиаль, а иная, чем теперь, конфигурация континентов и морей, иная высота южного континента и, особенно, иное распределение морских течений, оказывавших в верхнем палеозое резкое охлаждающее действие на Гондванский континент. Мы не будем входить в разбор обеих концепций. Отметим лишь, что ни та, ни другая не получили общего признания, и по заслугам, ибо в обеих имеется ряд натяжек, вспомогательных гипотез, произвольных утверждений, подрывающих их значение. Проблема климатов герцинского этапа еще ждет своего объективного и подробного исследования.

5. Некоторые особенности осадконакопления герцинского тектонического этапа

При сопоставлении осадконакопления герцинского и каледонского этапов можно убедиться, что в основных чертах оно одинаково, т. е. характеризуется почти одними и теми же фациями. Имеются, однако, и некоторые отличия. Новой чертой герцинской седиментации является гораздо более развитое континентальное осадконакопление, громадное количество разнообразных континентальных и тесно с ними связанных лагунных фаций. Достаточно припомнить исключительное распростра-

нение в С и Р угленосных, галогенных и ледниковых фаций, чтобы стало ясно, что в этом отношении герцинское осадконакопление действительно сделало крупный шаг вперед сравнительно с предшествующими периодами. С этого времени континентальное осадконакопление в истории земной коры вообще выходит на авансцену и приобретает очень крупное значение.

Появление этой новой черты седиментационного процесса не случайно, но подготовлено всей предыдущей историей земной коры. Два обстоятельства здесь особенно важны. В герцинское время, благодаря мощному складкообразованию, резко разрастаются платформенные территории, которые, как мы знаем, вообще являются в основном континентами, и это создает первую необходимую предпосылку для развития континентальной седиментации. Новые континенты обладают, кроме того, сложной геоморфологией, на них много депрессий и разделяющих их повышенных территорий. С другой стороны, некоторые древние платформы, например Гондванская глыба и Сибирская платформа, в карбоне и перми вступают в фазу расчленения и деформаций, их рельеф также становится сложным и здесь также создается обстановка, благоприятная для образования континентальных свит. Так, «удачное» сочетание тектонического развития геосинклинальных и платформенных площадей в герцинском тектоническом этапе оживляет и выдвигает остававшуюся до тех пор совершенно в тени континентальную седиментацию.

Характер континентальных свит зависит от климатической обстановки их образования. Климаты гумидные дают характерные угленосные толщи, накопляющие органическое вещество, но бедные карбонатами или совсем лишенные их. Как правило, угленосные толщи почти неизменно содержат железные (сидеритовые) руды, каолиновые пласты (или рассеянный каолинит), нередко бокситы, белые кварцевые (стекольные) пески и т. д. В климатах аридных возникают красноцветные терригенные и галогенные формации, в которых названные выше породы и минералы отсутствуют, но развиты $CaCO_3$, доломит, магнезит, сульфаты, хлориды, а также монтмориллонит среди глинистых минералов. Полярные климаты дают характерные ледниковые комплексы. Так, климат как фактор седиментации, мало заметный в осадках моря, до сих пор бывших почти единственным типом осадков, теперь вырисовывается со все большей отчетливостью. Континентальные отложения, резко различные по составу в разных климатических зонах, помогают правильно разобраться и в климатических условиях морского осадкообразования.

Внутри климатически однородных зон, однако, континентальное осадконакопление не было строго одинаковым: в одних районах преобладали одни фации, в других иные. Анализ показывает, что решающим фактором локализации осадков внутри однородных климатических зон является их геоморфология или точнее — их тектонический режим, поскольку геоморфология является лишь отражением этого последнего. Интересно в связи с этим отметить, что тектоническая локализация разных континентальных осадков не вполне одинакова. Так, ледниковый комплекс герцинского этапа ограничен исключительно платформенной областью и почти не заходит в геосинклинальную зону (в Австралии). Галогенные толщи распространены шире: они встречаются и на платформах и в геосинклинальных зонах, преимущественно в их предгорных и реже в межгорных котловинах. Однако главным районом развития этих толщ остаются в общем платформы, особенно их краевые части. Что же касается углей, то их диапазон еще шире, чем у гало-

генов; при этом главной ареной герцинского угленакоплнеия были предгорные прогибы и межгорные котловины, возникшие в эпоху складкообразования. Таковы колоссальные паралические бассейны Западной Европы, Америки, Донбасс, Караганда, Кузбасс, Печорский бассейн, восточноавстралийские угли. На платформах угленакопление также имело место, но почти исключительно в краевых частях, примыкающих к предгорным прогибам и составляющих их продолжение. Центральные части платформ дали чрезвычайно мало угля. Таким образом, герцинское угленакопление оказывается процессом, теснейшим образом связанным с тектонической обстановкой — с определенными структурами, а также и с общим ходом движения коры.

Так, сочетание климатической зональности верхнего палеозоя с особенностями тектонической структуры и истории каждой климатической зоны определили локализацию на лике Земли характерных типов герцинских континентальных осадков.

Глава V

ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ТРИАСОВЫЙ ПЕРИОД

1. Органический мир триасового периода

(Табл. XV и XVI)

Наземная растительность триасового периода известна относительно мало, во всяком случае хуже флоры карбона и перми. Состав ее был уже вполне мезозойский. В ней преобладали цикадовые (саговниковые), хвойные и гинкговые растения; в конце периода появились бенеттиты. Из хвойных триаса весьма характерна *Voltzia*, среди гинкговых *Baiera*, среди цикадовых — *Pterophyllum;* из бенеттитов появляются роды *Williamsonia* и *Wielandiella*. Обычно указывают, что наряду с этими типичными мезозойскими формами еще удержались и некоторые элементы палеозойских лепидодендроновых флор. Однако, по мнению А. Н. Криштофовича, эти предположения мало обоснованы. Из *Pterydophyta* сохранились и развивались лишь папоротники, давшие большое число (до 400) видов *(Caulopteris, Taeniopteris, Anomopteris)*. Отсутствие в триасовой флоре архаических палеозойских форм, в сущности, неудивительно, так как вымирание их произошло в верхней перми и флора P_2 уже приобрела мезозойский облик. Интересно отметить и еще одну характерную черту триасового наземного растительного мира. «Та резкая разница,— пишет Криштофович [17],— которая установилась между флорой Гондваны и внегондванских стран в течение конца карбона и перми, стала постепенно стираться, с одной стороны, благодаря постепенному исчезновению палеозойских элементов глоссоптериевой флоры, а с другой — благодаря взаимному обмену элементов флоры между Гондваной и континентами северного полушария». Зональность наземной флоры в триасе выступает слабо.

Наземная фауна позвоночных триаса представлена последними представителями стегоцефалов, большим числом групп рептилий, занимавших тогда господствующее положение, и новым классом — млекопитающих.

Первенствующее положение среди рептилий триаса и мезозоя вообще занимали динозавры — «ужасные ящеры», отколовшиеся от большой группы котилозавров, вероятно, еще в пермское время. Среди них наметились две ветви: ящеротазовые (*Saurischia*), характеризующиеся типично рептильным устройством таза, и птицетазовые (*Ornitischia*), у которых таз приобрел конструкцию, чрезвычайно схожую с тазом птиц.

В триасе наиболее распространены были ящеротазовые динозавры, представленные текодонтозаврами: *Plateosaurus, Thecodontosaurus* и др. Это были животные до 5 *м* величиною, ящерицеобразные, с длинным подвижным хвостом и шеей и характерно видоизмененными конечностями. Передние лапы были резко укорочены и много слабее задних;

большой палец на них был самым сильным и снабжен когтем; второй (также с когтем) был слабее, но длиннее первого; остальные — небольшие и без когтей и быстро убывающие в размерах. Полагают, что эти конечности не участвовали в ходьбе, но имели хватательные функции Задние конечности были мощные и служили органами передвижения. Таким образом, текодонтозавры были двуногими прямоходящими рептилиями, что резко отличало их от пермских форм. Зубной аппарат у них резко варьировал. У одних родов (*Thecodontosaurus, Zanclodon*) зубы кривые, саблеобразные, загнутые внутрь пасти, сжатые, с режущими краями, указывающими на хищный образ жизни. У других — прямоконические, толстые, с зазубренными краями, приспособленные, повидимому, к растительной пище (хотя бы частично).

Рядом с динозаврами в триасе жили первые настоящие ящерицы, черепахи, крокодилы и крокодилообразные формы, а также некоторые из древних пермских африканских форм, например *Cynognathus*, с признаками, напоминающими млекопитающих.

Существенным шагом в истории наземных рептилий было частичное возвращение их в море и приобретение ими внешнего сходства с рыбами. При обитании в новой среде общие очертания тела рептилий в большинстве случаев меняются мало и в водной рептилии обычно легко узнать исходную наземную форму, как, например, у тюленеподобных плезиозавров. Но в некоторых случаях, как у ихтиозавров, изменения внешней формы заходят очень далеко и рептилии приобретают рыбообразный вид (конвергенция признаков). Внешние покровы тела при переходе к жизни в воде атрофируются, и кожа водных рептилий становится голой. Конечности укорачиваются и приобретают вид ластов, что сопряжено обычно с упрощением в их скелете. Кроме того, появляются дополнительные кожные непарные «плавники», т. е. складки кожи частью на спине, частью в хвостовом отделе.

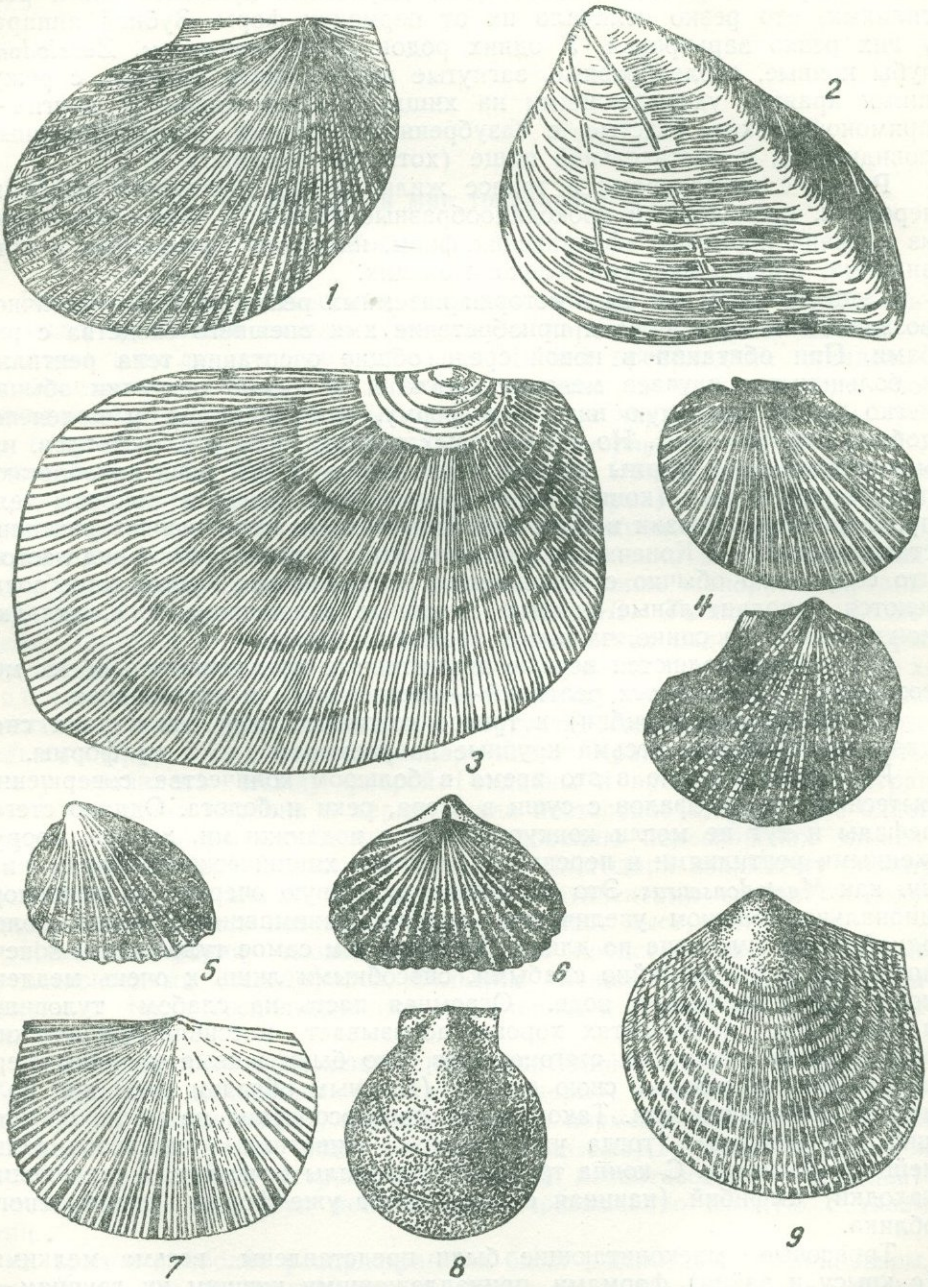
В триасе появляются первые примитивные представители обеих мезозойских групп водных рептилий — плезиозавров и ихтиозавров.

Стегоцефалы (амфибии) в триасе доживают свой век и дают специализированные и весьма крупные по размерам (до 5 *м*) формы.

Рептилии, жившие в это время в большом количестве, совершенно вытеснили стегоцефалов с суши в озера, реки и болота. Однако стегоцефалы и тут не могли конкурировать с подвижными, хорошо вооруженными рептилиями и перешли к пассивно хищническому образу жизни, как *Mastodonsaurus*. Это отразилось в первую очередь на непропорционально большом увеличении головы, занимавшей иногда более одной трети туловища по длине. Вместе с тем самое туловище и конечности стали чрезвычайно слабыми, способными лишь к очень медленному передвижению в воде. Огромная пасть на слабом туловище и крохотных конечностях хорошо показывает пассивно-хищнический образ жизни триасовых стегоцефалов. Это были живые капканы, терпеливо подстерегавшие свою добычу (главным образом рыб) при полнейшей неподвижности. Такого рода приспособление не могло обеспечить стегоцефалам (тогда уже крупным животным) успешного дальнейшего развития. С конца триаса стегоцефалы исчезают, и следующие находки амфибий (начиная с юры) дают уже формы современного облика.

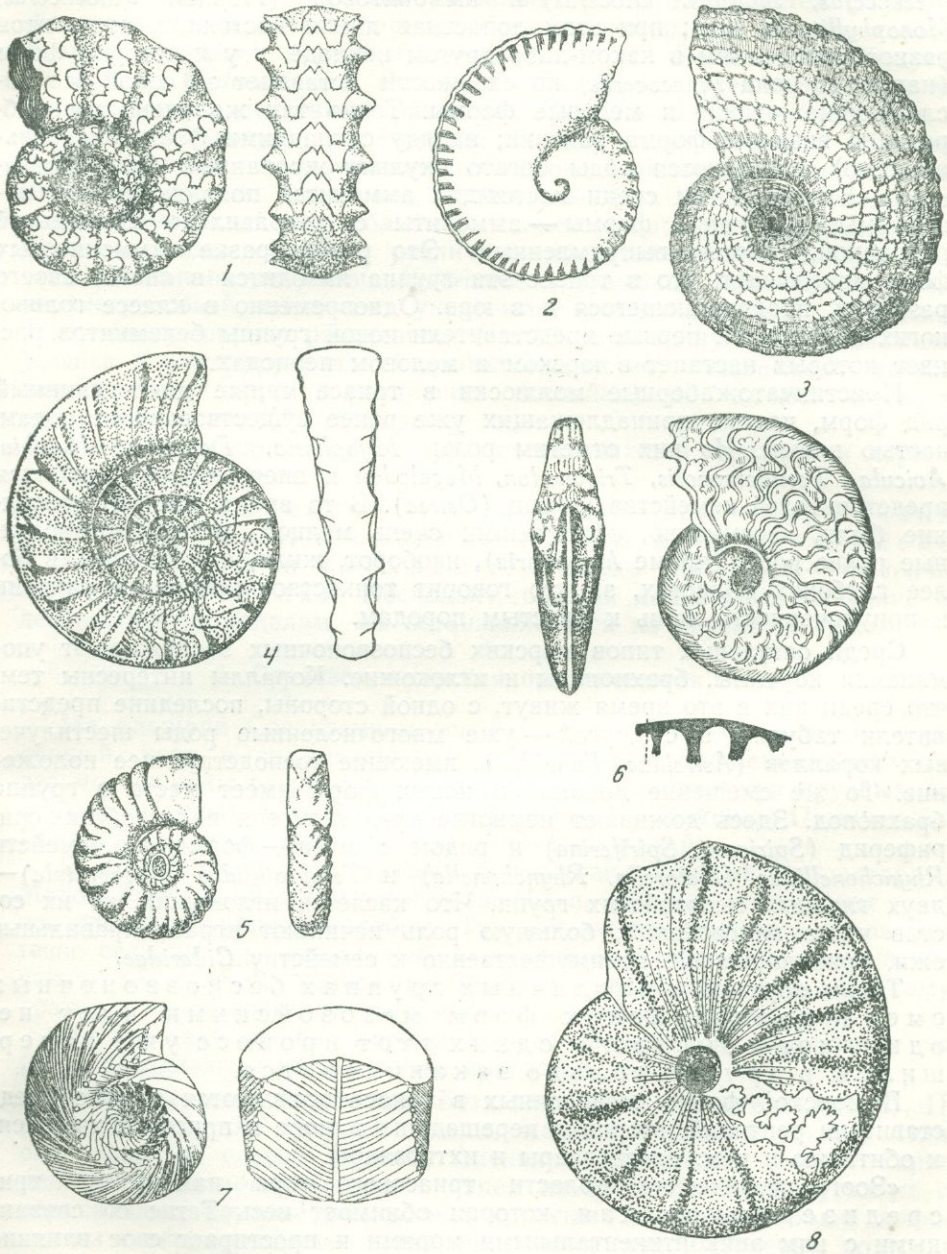
Триасовые млекопитающие были представлены весьма мелкими (с крысу и зайца) формами, принадлежащими низшим их группам — яйцекладущим и, возможно, сумчатым (с трехбугорчатыми зубами). В составе наземной фауны их роль совершенно подчиненная. Сохраняются от них обычно лишь черепа и нижние челюсти с зубами — то многобугорчатыми, то трехбугорчатыми.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ТРИАСОВОГО ПЕРИОДА



1—Pseudomonotis salinaria; *2*—Myophoria kefersteini; *3*—Halobia rugosa; *4*—Pseudomonotis ochotica; *5*—Myophoria goldfussi; *6*—Halorella; *7*—Daonella lommeli; *8*—Pecten discites; *9*—Pseudomonotis clarai

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ТРИАСОВОГО ПЕРИОДА



1 — Ceratites; *2* — Pinacoceras; *3* — Trachyceras; *4* — Tirolites cassianus; *5*—Sibirites; *6* — Meecoceras; *7* — Tropites; *8* — Ptychites

В морской фауне на первом месте среди беспозвоночных по их значению для биостратиграфии следует поставить аммонитов, затем уже все остальные группы — эхинодермат, членистоногих, брахиопод и т. д. Характерной чертою триасовых аммонитов является необычайное разнообразие их лопастной линии. Имеются аммониты с гониатитовой лопастной линией, с цератитовой (*Ceratites, Hedenstroemia, Hungarites, Meekoceras, Sibirites, Otoceras*) и аммонитовой (*Tropites, Pinacoceras, Monophyllites* и др.); при этом лопастная линия настоящих аммонитов разнообразнее, чем в каком-либо другом периоде, и у некоторых форм (например рода *Pinacoceras*) по сложности оставляет за собой все последующие юрские и меловые формы. Точно так же очень разнообразна и внешняя форма раковин; наряду с гладкими формами (большинство) встречаются роды богато скульптурированные (род *Trachyceras*). Вместе с тем среди настоящих аммонитов появляются так называемые побочные формы — аммониты с неправильно спиральной раковиной, частью выпрямленные. Это разнообразие аммонитовых форм показывает, что в триасе эта группа находится в апогее своего развития, продолжающегося и в юре. Одновременно в классе головоногих появляются первые представители новой группы белемнитов, расцвет которых настанет в юрском и меловом периодах.

Пластинчатожаберные моллюски в триасе также дают длинный ряд форм, частью принадлежащих уже ранее существовавшим родам, частью новым. Из них отметим роды *Myophoria, Daonella, Halobia, Avicula, Pseudomonotis, Trigonodon, Megalodon* и впервые появляющихся представителей семейства устриц (*Ostrea*). В то время как эти последние были, несомненно, обитателями очень мелкого моря, перечисленные ранее роды (кроме *Myophoria*), наоборот, жили, повидимому, в более глубоких областях, за что говорит тонкостворчатость их раковин и приурсченность лишь к илистым породам.

Среди остальных типов морских беспозвоночных заслуживают упоминания кораллы, брахиоподы и иглокожие. Кораллы интересны тем, что среди них в это время живут, с одной стороны, последние представители табулят, а с другой — уже многочисленные роды шестилучевых кораллов (*Astrcidae, Fungidae*), имеющие господствующее положение. То же смешение древних и новых форм имеет место в группе брахиопод. Здесь доживают немногие представители палеозойских спириферид (*Spirigera, Spiriferina*) и рядом с ними — формы из семейств *Rhynchonellidae* (*Halorella, Rhynchonella*) и *Terebratulidae* (*Terebratula*) — двух главных мезозойских групп. Что касается иглокожих, то их состав чисто мезозойский; большую роль начинают играть правильные ежи, принадлежащие преимущественно к семейству *Cidaridae*.

Таким образом, в различных группах беспозвоночных смена палеозойских форм мезозойскими идет неодинаково быстро: в одних этот процесс уже завершился, в других только заканчивается.

В морской фауне позвоночных в триасе появляются первые представители рептилий, вторично перешедших в море и приспособившихся к обитанию в нем: плезиозавры и ихтиозавры.

«Зоогеографические области триасового моря намечаются три: средиземноморская, которая обнимает весь Тетис со связанными с ним эпиконтинентальными морями и простирает свое влияние на запад до Северной Америки; бореальная, захватывающая периодически северную часть Азии и Северной Америки, и тихоокеанская. Средиземноморская область в свою очередь распадается на ряд провинций: альпийскую с подпровинцией германской, индийскую и др.; менее отчетливо расчленение других областей. В связи с изменением

физико-географических условий, открывавших широкое соединение одних провинций и затруднявших сообщение между другими, может быть намечена перегруппировка областей; так, в начале периода по окраинам Азии господствуют фауны индийско-тихоокеанской и бореальной области, а в конце получает широкое распространение бореально-тихоокеанская, противопоставляющаяся сократившейся индийской.

«Руководящими формами указанных областей является фауна цефалопод; так, в начале периода Средиземноморскую область характеризуют *Tirolites*, бореальную — *Dinarites* и *Sibirites*, индийскую — *Meekoceras, Hedenstroemia, Prionolobus, Flemingites*. Среднетриасовая эпоха отличается энергичным развитием *Ceratidae* во всех областях и появлением *Monophyllites* и *Ptychites*; однако различие между областями и провинциями поддерживает целый ряд своеобразных свойственных им форм; помимо цефалопод, отличительной особенностью среднетриасовых фаун различных областей является широкое распространение *Daonella*, также имеющих различных представителей в разных областях. Внезапное появление *Haloritidae* и *Tropitidae*, намечающее начало верхнетриасовой эпохи, не уничтожает различия между областями; в эту эпоху широко развивается *Halobia*, а к концу ее — *Pseudomonotis ochotica* и викарирующая ей (замещающая ее) *Pseudomonotis salinaria*: замещая друг друга в различных бассейнах, они имеют всесветное распространение» (А. А. Борисяк [6]).

Триас подразделяется на три отдела: нижний, средний и верхний, а отделы — на ярусы.

В нижнем триасе (T_1) различают один ярус — верфенский (или скифский); в среднем (T_2) два яруса — анизийский и ладинский; в верхнем (T_3) также два яруса — карнийский и норийский. Поскольку, однако, дальнейшее описание будет вестись по отделам, мы останавливаться на ярусах не будем.

2. Средиземноморская орогеническая зона

На площади Средиземноморской геосинклинальной зоны, еще уцелевшей, хотя и сильно суженной, триасовые отложения пользуются весьма широким распространением, причем образуют три крупных, ныне разобщенных ареала: Южноевропейский, Кавказско-Памирский и Гималайско-Малайский с ветвью в Южный Китай.

В Южноевропейском ареале, протягивающемся от Гибралтара до Малой Азии, наиболее изучен триас Альп, который стал одним из типов триасового разреза вообще. Так как, однако, фации мезозоя Альп тесно связаны с их тектоникой, а последняя чрезвычайно сложна, описанию альпийского триаса необходимо предпослать хотя бы самую краткую характеристику современной альпийской структуры.

На площади южной Европы горные сооружения альпийского возраста распадаются на два пучка или ветви.

Северная ветвь охватывает Бетийские цепи (на юге Испании), Пиренеи, Балеарские острова, Альпы, Карпаты. Южная ветвь — Атласские горы на севере Африки, Апеннины, Динарские Альпы. Горные цепи северной ветви состоят в общем из крупных, опрокинутых на север складок, которые осложнены крупными надвигами более южных зон на северные. Южная ветвь имеет аналогичное строение, но только складки опрокинуты и надвинуты на юг (на Африку). Между ветвями располагается промежуточная зона (междугорье), где складки относительно слабы или отсутствуют. Количество надвигов в разных частях северной и южной ветвей сильно варьирует, причем общепризнанных сопоставлений их друг с другом еще нет.

Особенность структуры Альп в рамках этой схемы состоит в том, что южная (африканская) ветвь здесь сильно приближена к северной и разделяющего их междугорья нет.

Карта и профили, проведенные перпендикулярно к простиранию надвигов, дают идею альпийской структуры (рис. 42 и 43). Из рисунков видно, что в составе северной ветви Альп различают три надвинутых друг на друга покрова, из которых каждый следующий перемещен

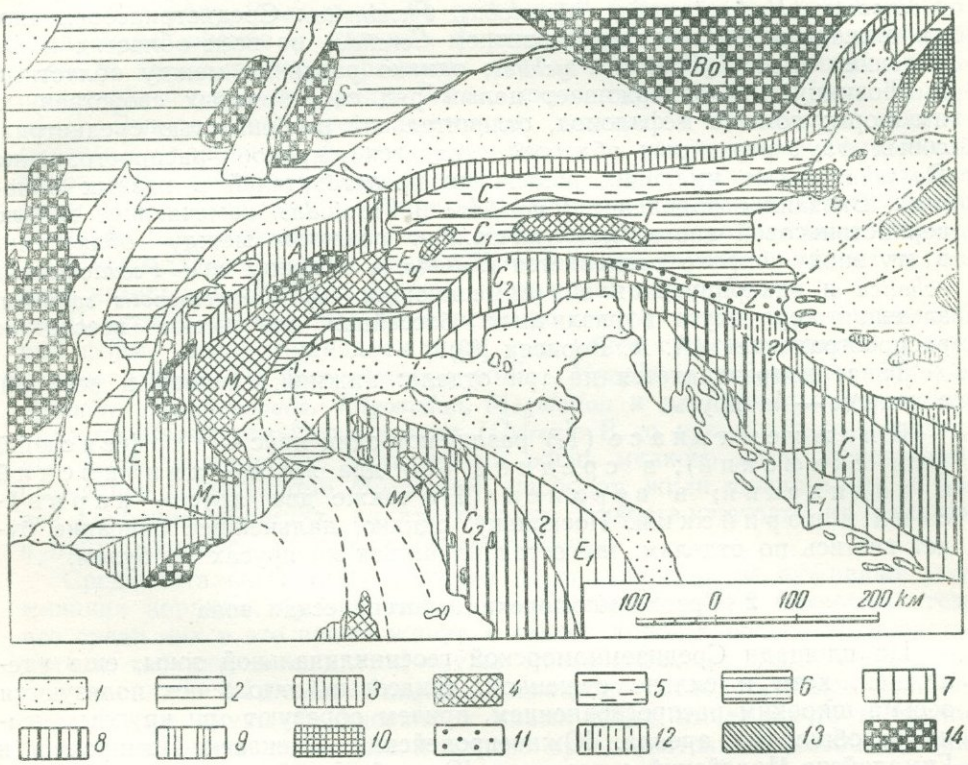


Рис. 42. Тектоническая карта Альп (по Л. Коберу)

1—третичные отложения; *2*—мезозойские отложения в области герцинид; *3—6*—северная (альпийская) ветвь: *3*—экстериды (*E*)—гельветские покровы и частью автохтон, *4*—метаморфиды (*M*)—пеннинские покровы, *5* и *6*—централиды (*C* и C_1)—восточноальпийские покровы; *Eg*—Енгандин; *T*—Тауэрн—тектонические окна в централидах, в которых из-под восточноальпийских покровов выступают покровы пеннинские; *7—9*—южная (динарская) ветвь Альп: *7*—экстериды (E_1); *8*, *9*—централиды (C_2); *10*—междугорья (*Zwischengebirge*); *11*—Карпатские Татриды; *(Z)*: *12*—зона Савских гор; *13*—Баконская зона; *14*—кристаллические массивы: *Bo*-Богемский массив, *V*—Рогезы; *S*—Шварцвальд; *Mr*—Меркантур; *P*—Пельву; *A*—Аарский массив; *F*—Центральный французский массив

по предыдущему в направлении с юга на север. Нижний покров носит название гельветского, средний — пеннинского, верхний — восточноальпийского. При этом каждый из покровов представляет собой не простой надвиг, но собственно серию или комплекс более мелких чешуй или покровов, также надвинутых в направлении с юга на север. Западные Альпы состоят из двух нижних комплексов—гельветского и пеннинского, причем по северной окраине распространен гельветский комплекс, в центральной и южных частях — пеннинский; восточноальпийский покров на большей части территории Западных Альп уничтожен размывом или сохранился лишь клочками. Восточные Альпы, наоборот, построены в основной массе восточноальпийским комплексом и только там, где последний удален эрозией (Высокий Тауэрн, Елгандин),

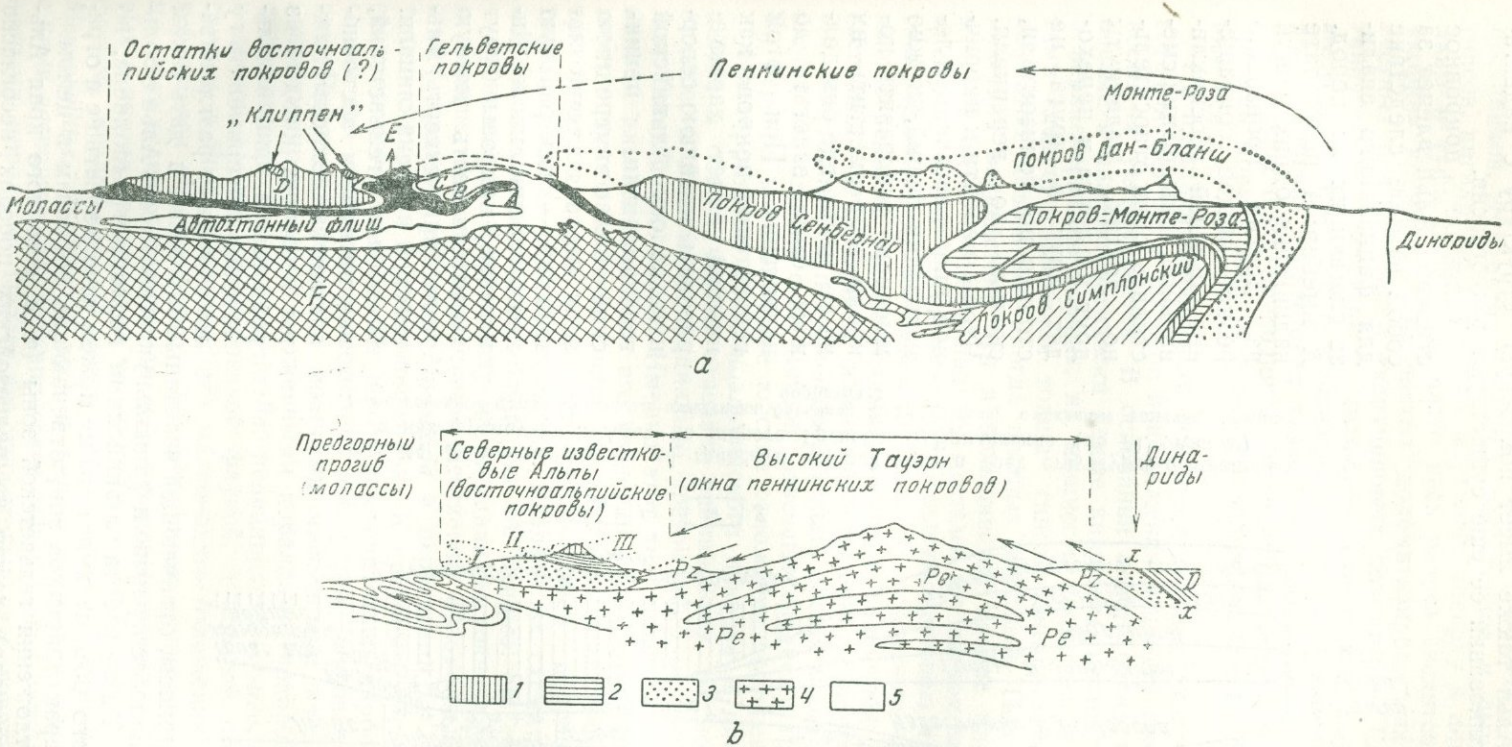


Рис. 43. Строение Западных и Восточных Альп на поперечных разрезах

a—профиль через Западные Альпы (из М. Жинью)

Гельветские покровы: *А*—Де-Моркль; *Б*—Видгорн; *С*—Дьяблерэ; *Д*—ультрагельветский покров. Пеннинские покровы; Симплонский, Сен-Бернарский; покров Монте-Роза; покров Дан-Бланш. Восточноальпийские покровы: клиппен в области Швейцарскх Альп.

F—кристаллическое основаниеАльп-

b—профиль через Восточные Альпы (из М. Жинью)

1—3—Восточноальпийские покровы: *1*—покровы даштейновый (i); *2*—покров галльштатский (II), *3*—покров баварский (III), *4*—пеннинские покровы (Pe); *5*—палеозой (P_2); *X—X*—граница динарской и альпийской ветвей

из-под него выступают пеннинские отложения. Южная, или динарская, половина Альп также имеет покровную структуру с надвигами на юг, но в толковании ее еще существуют разногласия.

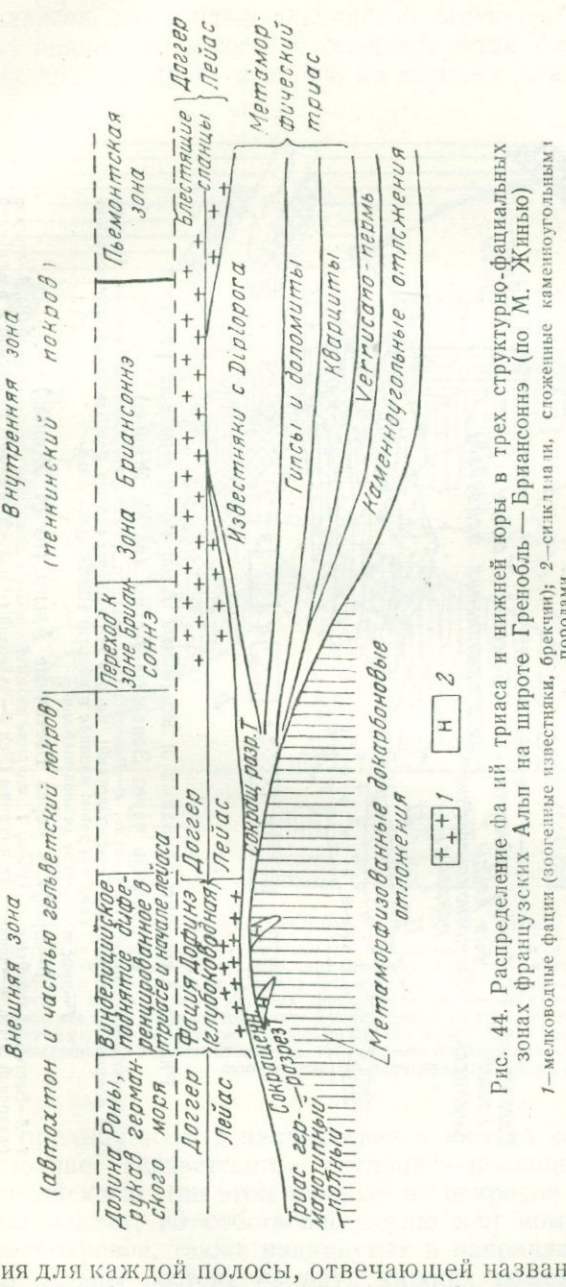


Рис. 44. Распределение фа ий триаса и нижней юры в трех структурно-фациальных зонах французских Альп на широте Гренобль — Бриансонне (по М. Жинью)
1—мелководные фации (зоогенные известняки, брекчии); 2—сингенетические, сгоженные каменноугольными породами

Сложное покровное строение Альп влечет за собой важное следствие для фациального анализа слагающих их пород. А именно: в результате надвигания одних чешуй на другие произошло резкое общее сокращение бывшей геосинклинальной зоны, фации сместились одни относительно других, надвинуты друг на друга и переходят друг в друга не столько по горизонтали, сколько по вертикали. Чтобы перейти к первичной пространственной локализации фаций, нужно мысленно расправить покровы и разместить их на те места, где они должны были залегать до надвигания. При этом гельветский покров как нижний будет характеризовать крайнюю северную полосу Альпийской геосинклинали, пеннинский — более внутреннюю зону ее, а восточноальпийский — центральную часть геосинклинали. Динарские покровы будут характеризовать южную треть (или четверть) Альпийской геосинклинали. Поскольку гельветский, пеннинский и восточноальпийский покровы сложны и состоят каждый из ряда чешуй, принципиально возможно применить ту же методику разглаживания для каждой полосы, отвечающей названным покровам и дать таким образом былую палеогеографию и фациальную зональность Альп с большими деталями. Такая работа альпийскими геологами выполнена, но вследствие малого объема курса мы не можем использовать ее и ограничимся лишь характеристикой зон, отвечающих покровам в целом.

Триасовые отложения гельветской зоны (т. е. северного края Альпийской геосинклинали) лежат на палеозойских породах несогласно

и представлены исключительно лагунными отложениями малой мощности, всего в несколько десятков метров (рис. 44). Это пласты грубых песчаников, доломитизированных известняков и дырчатых доломитов, гипсов, ангидритов и пестрых мергелей; наверху к ним присоединяются лавы и туфы базальтов; часто весь разрез сводится к 3—5-метровой «корке» кремнистых буроватых доломитизированных известняков, известных под названием «капуциновых доломитов». Единственными органическими остатками являются отпечатки растений *Equisetites arenacius,* к тому же встречающиеся лишь в единичных пунктах. Очевидно краевая гельветская зона Альпийской геосинклинали в триасовый период была приподнятым позитивным участком, высившимся над уровнем моря и лишь местами накоплявшим континентальные и лагунные осадки.

На площади пеннинского покрова триасовые отложения измеряются сотнями метров, и по мере приближения к центру геосинклинали мощность их увеличивается. В основании лежат очень чистые, тонкозернистые и палеонтологически немые кварциты, постепенно переходящие в верхнепермские породы; их мощность достигает 200 *м*. За кварцитами следует галогенная толща гипсов, ангидритов, каменной соли, дырчатых доломитов, иногда пестрых мергелей. Под влиянием тектонических воздействий эти в большинстве крайне пластичные породы местами выжаты почти нацело, местами же нагромождены огромными массами (многие сотни метров). Бо́льшую верхнюю часть разреза слагают известняки, то тонкослоистые, то массивные, доломитизированные, с редкими органическими остатками пелеципод (*Cardita*), мелких гастропод и, особенно, известьвыделяющих водорослей *(Diplopora)*. Нижние горизонты известняковой толщи, общая мощность которой равняется нескольким стам метров, отвечают среднему триасу, верхние — T_3; переход в налегающие юрские отложения постепенный.

На территории восточноальпийского покрова и динарид триасовый разрез в общих чертах отвечает пеннинскому, но мощность его еще больше, а известняки фациально чрезвычайно разнообразны и содержат богатейшую фауну. Именно этот тип триаса и известен под названием альпийского. При его изучении необходимо иметь в виду, что внутри полосы восточноальпийского покрова различают с севера на юг три более дробных зоны, отвечающие трем покровам: баварскому, галльштатскому и дахштейновому. Разрезы их схематически представлены в нижеследующей таблице (по М. Жинью; см. стр. 142).

В нижнетриасовую эпоху на площади восточноальпийского покрова и динарид накоплялись преимущественно обломочные песчано-глинистые осадки с редкими *Myophoria* и цератитами, а также лагунные толщи с гипсами и каменной солью. К среднему триасу относятся чисто морские и к тому же почти исключительно карбонатные породы. Среди них особенно существенны две фации: рифовая и цефалоподовая. Рифовая образована мощными массивными известняками, часто доломитизированными, сложенными кораллами, водорослями *Diplopora,* гастроподами *Natica, Chemnitzella,* пелециподами *Ostrea, Avicula, Daonella* и другой весьма разнообразной фауной, в которой представлены все группы донных животных; это мелководные отложения на быстро прогибавшихся участках дна, располагавшиеся крупными линзами, пятнами. Между ними отлагались цефалоподовые известняки и мергели серых и иногда красноватых тонов, обычно маломощные, со своеобразной фауной, представленной почти исключительно аммонитами (*Ceratites, Monophyllites, Ptychites* и др.) и пелециподами; в некоторых случаях с ними ассоциируются вулканические туфы; иногда они замещаются глинистыми породами. По Огу, это относительно глубоководные отложения.

Ярусы	Баварский покров	Галльштатский покров	Дахштейновый покров	Динариды (область доломитовая)	
Норийский	„Главный доломит", мергели с *Cardita*, песчаник (литоральные отложения)	Галльштатские известняки с аммонитами (глубоководная фация)	Коралловые известняки и доломиты Дахштейна. Райбльские слои с *Cardita*	„Главный доломит" Райбльские слои (прибрежная фация)	
Ладинский	Коралловые известняки Ветерштейна. Сланцы Партнах с аммонитами. Известняки Виргория с аммонитами	Доломиты и известняки с аммонитами (глубоководная фация)	Доломиты Рамзау	Мергельная фация с вулканическими туфами (С. Касиан, Вейген и др.)	Коралловая фация—известняки Мармолата, доломиты Шлерна
				Доломиты с *Diplopora*, песчанистые известняки с аммонитами	
Анизийский	Песчаные мергели с *Myophoria*				
Верфенский	Песчаники, конгломераты	Песчаники и сланцы с линзами соли (у Зальцкаммергута)	?	Песчаники и сланцы, соль	

Пространственное размещение рифовой и цефалоподовой фаций сложно и прихотливо, причем на коротких расстояниях они быстро переходят одна в другую. Но, как видно из таблицы, отмечается все же, что на площади баварского, дахштейнового покровов и динарид преобладают мелководные рифовые фации, в галльштатском же покрове развиты исключительно глубоководные цефалоподовые известняки. Поскольку восточноальпийский покров характеризует центральную часть Альпийской геосинклинали, мы можем, следовательно, принять, что эта центральная часть на площади галльштатского покрова была и морфологически выражена в виде рытвины с маломощной карбонатной седиментацией, не компенсировавшей прогибания. В обе стороны от этой центральной рытвины располагались главным образом мелководные области с быстро протекавшей органогенной седиментацией. С площадями относительного глубоководия здесь были связаны подводные излияния. Мощность среднего триаса колеблется от нескольких сот метров до свыше 1000 *м* (в рифовой фации).

Та же фациальная картина удерживается в общем и в верхнетриасовое время, но только подводные эффузии прекращаются. Мощности верхнего триаса еще значительнее среднетриасовых.

В целом Альпийская геосинклиналь в триасовый период отличалась своеобразной и до известной степени «аномальной» физико-географической обстановкой. В верфенскую эпоху аномалия эта заключалась в широком развитии лагунных галогенных свит не только по периферии геосинклинали, но и в центре ее, чего мы до сих пор нигде не наблюдали. В средне- и верхнетриасовую эпоху аномалией являлось широчайшее развитие мощных карбонатных толщ при почти полном

отсутствии терригенных накоплений. Такие фации в столь широком развитии мы наблюдали лишь в исключительных случаях, как например, в Cm_2+_3 Скалистых гор, Cm_2 Южного Китая, в верхнем визе Урала.

К югу от Альп, в Италии и Сицилии, а также на огромных площадях Карпат, в Баконском лесу, в Динарских горах по восточному побережью Адриатического моря триасовые отложения сохраняют альпийский тип и повсеместно выражены главным образом в известняковой фации. К западу, на площади Прованса (южная Франция), восточных Пиренеев, в Кантабрийских горах, на Балеарских островах и в северной Африке нормально-морские карбонатные отложения замещаются в основном песчано-глинистой лагунной серией, среди которой только в среднем триасе встречаются морские фации. Но и эти морские породы отличаются от альпийских сильно обедненной, угнетенной фауной преимущественно пелецинод *(Myophoria)* и редко аммонитов *(Ceratites)*, мигрировавших сюда из альпийского моря. По характеру своему этот западный тип средиземноморского триаса вполне отвечает триасу Северогерманской низменности (см. ниже), почему и получил наименование германского.

Отложения триаса на площади Крымско-Кавказской геосинклинали, в Копетдагском хребте и на Памире выходят отдельными, разрозненными островками, будучи в громадном большинстве скрыты под толщей вышележащих пород.

В западном Крыму известны лишь верхнетриасовые отложения, представленные мощной толщей глинистых сланцев и песчаников с *Pseudomonotis caucasica* (родственна *Pseudomonotis ochotica)*. На северном склоне Главного Кавказского хребта, в бассейнах рек Белой и Лабы разрез триаса полный, причем осадки его располагаются на подстилающих породах с резко выраженным угловым несогласием. Выделяются три литологически различные толщи. Нижняя представлена темными кремнистыми известняками, весьма бедными ископаемыми *(Pseudomonotis veneziana,* аммониты). Средняя толща начинается мощным конгломератом, за которым следуют кварцевые песчаники и переслои черных глин, мергелей и серых песчаников, также с бедной фауной: *Daonella lommeli, Tropites* и др. Верхняя свита — вновь известняковая с *Pseudomonotis caucasica* и располагается ни нижележащей также трансгрессивно. Первая толща относится к нижнему и частью среднему триасу; вторая — к среднему и верхнему триасу, третья — к верхнему триасу. В Закавказье близ Джульфы выходит лишь нижний триас, представленный мергелями. На Памире в хребте Дарваз констатировано наличие осадков нижнего триаса (красные песчаники, переслоенные известняками с фауной), а на юго-востоке — верхнетриасовых (известняки и мощные глинистые сланцы). В Дарвазе переход от осадков перми к триасу постепенный.

Восстановить на основании приведенных данных структурно-фациальную картину в полосе Крым — Кавказ—Памир для триасового периода трудно. Можно лишь констатировать, что область Крымско-Кавказско-Памирского орогена уже в эпоху нижнего триаса, по крайней мере в некоторой своей части, была покрыта морем. На востоке (Памир) это море было унаследовано от палеозоя, на западе (Кавказ) оно появилось лишь благодаря новой трансгрессии в начале триаса. В дальнейшем морской бассейн, несомненно, испытывал неоднократные колебания в очертаниях и размерах, о чем можно судить по смене фаций и по перерывам в разрезе, например, Кавказа. Однако эти колебания существенно не изменяли занятой морем площади.

Сравнительно с западной частью Средиземноморской орогенической зоны бросается в глаза значительное развитие обломочных свит. Извер-

женные породы на доступных участках Крымско-Кавказско-Памирской зоны не встречены, и только в двух пунктах севернее Памира на ограниченных участках в триасе, возможно, имели место эффузивные процессы.

На востоке Средиземноморской геосинклинальной зоны располагается новая обширная область триасовых отложений, обнимающая Гималаи, Индо-Китай и Малайский архипелаг. Классический разрез триаса, — правда только с точки зрения палеонтолого-стратиграфической, а не структурно-фациальной,— дают Гималаи и, в частности, области Спити и Кашмира.

Триасовые отложения Спити составляют непосредственное продолжение пермских и имеют мощность свыше 1000 *м*. Нижний триас маломощен (около 16 *м)* и слагается темными глинами и известняками с богатой фауной аммонитов *(Otoceras, Ophioceras, Meekoceras, Hedenstroemia* и др.). По аммонитам, несмотря на ничтожную мощность осадков, выделены четыре зоны.

Среднетриасовые отложения более мощны (около 140 *м*) и представлены известняками, главным образом конкреционного сложения, с аммонитовой и пелециподовой фауной, еще более богатой, чем нижнетриасовая. Наиболее обычны представители рода *Ceratites,* а также родов *Ptychites, Trachyceras, Monophyllites, Pinacoceras, Halobia, Daonella.*

Верхний триас, около 900 *м* мощностью, образован почти целиком известковистыми глинистыми сланцами, к которым вверху примешиваются прослои песчаников (кварцитов) и песчанистых известняков. В глинах часты пелециподы *Halobia, Pseudomonotis* (из группы *P. ochotica),* а в некоторых случаях аммониты — *Tropites, Juvavites* и др. Глины отвечают карнийскому и норийскому ярусам и вверх переходят в массивные известняки с *Megalodon* нижнеюрского (рэтского) возраста.

Описанный разрез чрезвычайно устойчив и в деталях повторяется на всей площади Гималаев, варьируя лишь в мощностях. Наиболее существенное отклонение отмечается на северо-западе Кашмира в области Хазард (Hazard), где нижне- и среднетриасовые слои замещаются толщей эффузивных пород.

Судя по структурным соотношениям, полоса гималайского триаса продолжается по западной половине Индо-Китая на полуостров Малакку и отсюда на острова Суматра, Ява, Тимор и др. До настоящего времени, однако, здесь обнаружены лишь верхнетриасовые (карнийские и норийские) отложения, широко развитые, представленные по большей части глинистыми сланцами и песчаниками с пелециподами *(Pseudomonotis)* и аммонитами, реже — известняками. Средний триас в коренном залегании встречен лишь на о. Тиморе. Здесь отложения T_2+T_3 выражены оригинальной пачкой серых плитчатых известняков, в которых из органических остатков встречаются только аммониты — фация вероятно глубоководная, аналогичная аммонитовым известнякам Галльштатской зоны Альп.

В восточной части Индо-Китая (Тонкин, Аннам и др.) и на юго-западе Китая (Юннань, Гуй-Чжоу, Гуанси) триасовые отложения заметно отличаются от гималайских. Нижний триас в морской фации развит мало, главным образом в Китае, и нигде не составляет продолжения морской перми. Средний триас распространен очень широко и известен во всех перечисленных выше пунктах, что свидетельствует, очевидно, о значительной среднетриасовой трансгрессии; известняки, глинистые сланцы и песчаники содержат богатую, преимущественно пелециподовую, фауну *(Myophoria)* и частью *Trachyceras, Ceratites* и др.

Морские верхнетриасовые отложения развиты мало (в Индо-Китае). Интересно, что в фауне описываемой крайней восточной части Средиземноморской геосинклинали в большом количестве присутствуют не только гималайские формы аммонитов и пелеципод, но и альпийские *Ceratites, Monophyllites, Myophoria,* что указывает, очевидно, на широкую связь морей вдоль Средиземноморской геосинклинальной зоны.

В конце триасовой эпохи, в норийское время, территория Индо-Китая переживает значительную орогеническую фазу, повлекшую за собой формирование ядра современных складчатых структур на этой территории. Это складкообразование можно рассматривать, повидимому, как раннее проявление крупной древнекиммерийской фазы, разразившейся в Средиземноморской геосинклинальной зоне на границе триаса и юры.

Окидывая триасовую историю Средиземноморской геосинклинали общим взглядом, можно отметить существенные палеогеографические изменения за этот период. Открывается триасовая история относительно малым развитием нормально-морских условий. В сущности, лишь на площади Гималаев, до Памира включительно, нормальный морской бассейн конца перми переходит без каких-либо изменений в триас. На западе — в Пиренеях, на Балеарских островах и вдоль северной Африки отлагаются красноцветные континентальные породы; в Альпах — по большей части лагунные отложения. На крайнем востоке в Индо-Китае и Китае возникают также в значительной мере континентальные осадки. Несомненно приподнятые территории имелись и внутри геосинклинальной зоны (в Малой Азии и в других местах), как можно заключить по несогласному налеганию здесь средне- (и верхне-) триасовых пород на палеозойские. Короче говоря, начало триаса дает картину ясно выраженной регрессивной эпохи, хотя мы и не можем пока конструировать точную палеогеографическую карту ее.

Уже в течение нижнего триаса море начинает постепенно завоевывать новые участки (например Кавказ, Китай), но настоящая трансгрессия происходит лишь в среднем триасе, когда море целиком перекрывает Альпы и заходит на Пиренейский полуостров и в северную Африку, давая здесь, правда, какой-то полузакрытый водоем с измененной фауной и, следовательно, аномальной соленостью. Одновременно значительно увеличивается площадь моря в Индо-Китае и Китае. В течение верхнетриасовой эпохи опять проступают следы регрессии: на Пиренейском полуострове и в северной Африке морские толщи сменяются красноцветными лагунными; в Китае и Индо-Китае породы с морской фауной развиты мало. Эта верхнетриасовая регрессия в норийский век осложняется складкообразовательными движениями в Индо-Китае.

Нетрудно видеть, что набросанная схема триасовой истории сильно суженной Средиземноморской геосинклинали весьма напоминает историю ее в девоне и в кембрии, когда эта геосинклинальная зона была гораздо шире. Но есть и одно заметное отличие. В триасовое время в Средиземноморской геосинклинали, как мы ее знаем сейчас, были поразительно слабо выражены вулканические процессы; они происходили в ничтожной мере в нескольких местах Альп, в Гималаях и Индо-Китае, тогда как в девоне и кембрии вулканизм был достаточно напряженным. Невольно встает вопрос: действительно ли триасовый вулканизм был так слаб в Средиземноморской области, как это нам сейчас кажется? Или же такое представление является простым следствием недостаточности наших фактических знаний? Решение дилеммы надо ждать от дальнейшего исследования.

3. Евразийская глыба

К северу от Средиземноморской геосинклинали в триасовый и последующие периоды располагался огромный жесткий участок — Евразийская глыба, возникшая в конце палеозоя благодаря герцинской складчатости и заключавшая в себе Русскую и Сибирскую платформы, Западноевропейские и Урало-Сибирские герциниды. Учитывая столь сложный состав этой колоссальной глыбы, мы будем в дальнейшем вести ее описание по естественным ее структурным частям, начиная с Западноевропейских герцинид.

Классическим примером развитых здесь триасовых отложений является триас Германии, лучше всего представленный в южной ее части, в Баварии. В нем выделяются три литологически резко различных отдела: нижний,— пестрый песчаник *(Buntsandstein)*, средний — раковинный известняк *(Muschelkalk)* и верхний — кейпер *(Keuper)*.

Нижний триас представлен главным образом песчаниками, реже глинами и конгломератами, причем последние приурочены к средней части отдела. Название «пестрый песчаник» происходит от пестрой, преимущественно красной, окраски слагающих его пород. Палеонтологически отложения пестрого песчаника большей частью немы или же содержат в отдельных прослоях крайне скудную фауну пелеципод, (Myophoria), отпечатки ног четвероногих, кости амфибий (стегоцефалов), остатки растений. Мощность пестрого песчаника изменчива и достигает в южной Германии 500 *м*, в северной же — 1000 *м*. Это—главным образом континентальные осадки, повидимому, пустынной зоны с песчаными дюнами и скудной растительностью, произраставшей в оазисах. С этим согласуется и тот факт, что растения пестрого песчаника, как правило, имеют много ксерофитных признаков. Лишь местами площадь пустыни затоплялась небольшими заливами моря.

Средний триас слагается в основании карбонатными породами: серыми и сине-серыми, часто глинистыми известняками, доломитами и чередующимися с ними мергелями; средняя часть характеризуется пластами гипса и соли; верхняя — вновь карбонатными породами. К известнякам приурочена оригинальная фауна, отличительными чертами которой являются бедность видами при богатстве особями и явный отбор в составе популяции. «Весьма многие роды,— пишет Вурм [63],— которые в Средиземном море (Альпы) достигали пышного расцвета, как фораминиферы, губки, кораллы, либо отсутствовали в среднетриасовом море Германии совсем, либо сильно отступали назад; другие, более способные к приспособлению, формы, как отдельные морские лилии *(Encrinus)*, пелециподы *(Myophoria vulgaris, Hornesia socialis, Pecten discites, Ostrea, Nucula, Monotis* и др.) брахиоподы *(Spirigera, Terebratula, Lingula)*, нашли здесь чрезвычайно благоприятные условия для развития». Цефалоподы были ограничены небольшим числом родов и относились главным образом к формам с цератитовой лопастной линией *(Ceratites)*; при этом встречались они далеко не везде, но преимущественно на востоке (Силезия). В предыдущем мы неоднократно имели дело с отложениями, отличавшимися специфически измененной фауной и знаем, что подобные осадки характеризуют бассейн ненормальной солености; в нашем случае соленость была, несомненно, повышенной. что можно усмотреть из тесной связи раковинного известняка с гипсом и солью. Таким образом, в среднетриасовое время площадь Германии пережила двухкратную трансгрессию, хотя возникшее море каждый раз было бассейном избыточно соленым. Мощность описанного отдела достигает 250—300 *м*.

Последний отдел триаса — к е й п е р — состоит из гипсоносных пестрых мергелей, песчаников и по большей части линзообразно залегающих песчанистых известняков и доломитов; строение отдела и мощность его чрезвычайно изменчивы. Характерной чертой кейпера является наличие мелких углистых прослоечков. Что касается фауны, то она редка, встречается только в некоторых незначительных по мощности горизонтах и представляет собой как бы остатки исчезающей морской фауны раковинного известняка. Известны находки растений (цикадовых) и наземных позвоночных (черепахи, крокодилоподобные рептилии). Все эти признаки заставляют рассматривать отложения кейпера, подобно отложениям пестрого песчаника, как преимущественно лагунные и континентальные фации полупустынного или даже пустынного типа.

Тот же тип триасовых пород развит и в северной Германии, почему и получил название германского (рис. 45).

К западу — во Франции и Бельгии — морская толща триаса постепенно выклинивается, замещаясь континентальными фациями. В Англии и южной Шотландии триас представлен сплошной толщей красных песчаников и мергелей, совершенно согласно прикрывающих такую же толщу перми (так называемый новый красный песчанник — New Red Sandstone). Точно так же чисто континентальный, только весьма неполный триас развит в северной Франции и по краю Центрального Французского плато. Таким образом, трансгрессия среднетриасового моря в область Западноевропейских герцинид была не только кратковременной, но и весьма ограниченной пространственно.

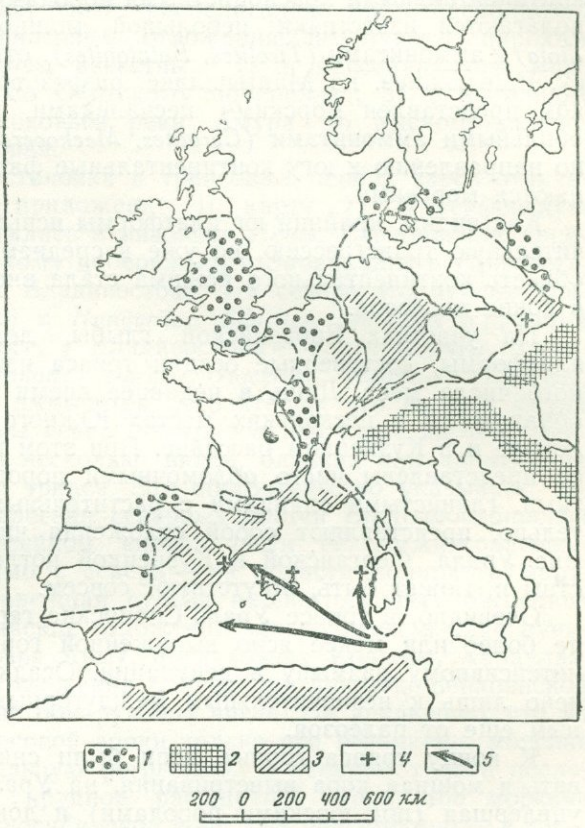


Рис. 45. Палеогеография среднего триаса в Западной Европе (по М. Жинью, с дополнениями)

1—красноцветные континентальные отложения; *2*—альпинотипные бассейны с нормальной морской фауной; *3*—германотипные морские бассейны с угнетенной фауной; *4*—местонахождение альпийских аммонитов и двустворок, иммигрировавших из альпийских бассейнов в Германский и в западную часть Средиземноморского бассейна; *5*—направление миграций

О т л о ж е н и я т р и а с а н а Р у с с к о й п л а т ф о р м е занимают почти всю Восточнорусскую впадину. При этом они весьма интересно меняются в своем составе при движении с севера на юг. В бассейнах Северной Двины, Унжи, Ветлуги, в низовьях Камы и в Заволжье, до Общего Сырта включительно, породы триасового возраста представлены частью песками, нередко косослоистыми, с прослоями крупногалечных линзовидно залегающих конгломератов, частью красноцвет-

ными глинами и мергелями. Фаунистические остатки в этих породах обычно редки и представлены исключительно пресноводными моллюсками, рыбами, отпечатками растений, наконец, костями рептилий (динозавров) и стегоцефалов, которые, собственно, и позволили установить триасовый возраст этих толщ. По всем признакам это, несомненно, континентальные, частью озерные, частью речные и даже пролювиальные отложения, возникшие за счет разрушения Урала.

На крайнем юге платформы, в Прикаспийской низменности, состав триасовых пород несколько меняется. В разрезе горы Богдо (у озера Баскунчак) и в близком к нему разрезе окрестностей озера Индер, над континентальными красноцветными породами самого начала триаса располагаются известняки небольшой мощности с пелециподами *(Modiola)* и аммонитами *(Tirolites, Balatonites)*, относящиеся к нижнему триасу. Еще южнее, на Мангышлаке, разрез триаса более полный и целиком представлен морскими песчаниками, сланцами, известняками с обильными аммонитами *(Ceratites, Meekoceras* и т. д.). Таким образом, по направлению к югу континентальные фации триаса постепенно заменяются морскими.

Как видим, крайний юг платформы испытал в нижнем триасе незначительную трансгрессию, но уже к среднему триасу море отступило и область континентального режима стала вновь такой же обширной, как в конце палеозоя.

На участках Евразийской глыбы, лежащих восточнее Русской платформы, достоверные осадки триаса известны из очень ограниченного числа мест. Лишь в недавнее время (1935—1936 гг.) они были обнаружены в нескольких местах Южного Урала, в Ферганской котловине и в Кузнецком бассейне. При этом во всех точках осадки триаса представлены чисто обломочными породами: песками, конгломератами, глинистыми сланцами с растительными отпечатками и, следовательно, представляют собой отложения чисто континентального типа. Вне Урала, Ферганской и Кузнецкой котловин осадки триаса неизвестны и, может быть, отсутствуют совсем.

Очевидно, в триасе Урало-Сибирские герциниды высились еще в виде более или менее ясно выраженной горной страны и подвергались интенсивному размыву и денудации. Осадкообразование было приурочено лишь к незначительным междугорным котловинам, унаследованным еще от палеозоя.

К концу триаса горные цепи были снивелированы и стала развиваться мощная кора выветривания, на Урале и в Казахстане частично уцелевшая (под юрскими породами) и доныне.

Иная обстановка характеризовала Сибирскую платформу. Мы знаем, что самый конец палеозоя отличался здесь напряженной вулканической деятельностью (эффузии и интрузии траппов). Как показали недавние исследования, эти эффузии продолжались и в трасовое время, и верхняя часть туффитового отдела тунгусской свиты здесь триасового возраста. Сибирская платформа в триасе была, следовательно, областью заметного континентального вулканизма.

Итак, какой бы участок Евразийской глыбы ни взять, всюду обнаруживается явное преобладание континентальных площадей над морскими. Триасовый период в истории этой глыбы был периодом общего высокого ее стояния над уровнем моря. Особенно высоко была приподнята в начале периода ее центральная часть — Урало-Сибирские герциниды, где осадкообразование было развито слабо и преобладали процессы эрозионного типа. К востоку и западу отсюда — на Сибирской и Русской платформах — рельеф был, повидимому, ниже, почему на этих территориях

накопление осадков более значительно. При этом на Русской платформе отлагались исключительно осадочные породы, накоплявшиеся за счет материала, сносимого с Урала, на Сибирской же это были преимущественно эффузивные толщи, возникшие за счет наплатформенных излияний. Но особенно низко опускались некоторые участки Западноевропейских герцинид, где благодаря этому на значительных площадях имела место даже морская среднетриасовая трансгрессия.

4. Восточносибирская зона

К востоку от Евразийской глыбы располагалась Восточносибирская орогеническая зона, где триасовые отложения пользуются широким распространением; их выходы известны: 1) в бассейнах рек Яны, Индигирки и Колымы; 2) по Охотскому побережью; 3) в восточном Забайкалье, начиная от верховьев реки Амура до Удского залива; 4) на всей площади Приморья.

Палеогеографическая обстановка в триасовый период здесь отличалась неустойчивостью (см. приложение II, карту 7). В верфенскую эпоху морские осадки отлагались в низовьях Лены, Верхоянском хребте, низовьях Яны, по Охотскому побережью, в Забайкалье и Приморье, в частности в окрестностях Владивостока. На севере это черные глинистые сланцы и песчаники с *Hungarites, Sibirites, Dinarites* и прочими аммонитами. На крайнем юге, у Владивостока — конгломераты, песчаники и сланцы с *Pseudomonotis clarai, Otoceras, Nautilus, Ceratites, Meekoceras* и рядом других аммонитов. Характерно, что на юге фауна не содержит ни одной формы северного триаса или даже им родственной, но зато в ней имеется несколько видов, близких или идентичных с аммонитами гималайского триаса. Это обстоятельство указывает, вероятнее всего, на то, что бассейн северных частей Восточносибирской зоны не был связан с бассейном южной части ее. Нижнетриасовая трансгрессия шла независимо с севера — из области полярного моря, и с юга — из Тетиса. Дальнейшая судьба нижнетриасовых бассейнов пока не совсем ясна. Анизийские отложения установлены в ряде пунктов: в хребте Кулар (низовья Яны), в верховьях Колымы, Хараулахских горах. Но ладинские отложения в пределах чукотско-верхоянской части геосинклинали пока не обнаружены нигде. Не исключено, что во второй половине среднетриасовой эпохи только что возникшие морские бассейны испытали значительную регрессию. В верхнем триасе последовало новое чрезвычайно крупное расширение моря, ибо морские осадки T_3 развиты в Восточносибирской зоне уже повсеместно — в хребте Верхоянском, по Яне, Индигирке, Колыме, по Охотскому побережью, в Восточном Забайкалье и Приморье. Петрографический тип их везде в основных чертах одинаков: песчаники, перемежающиеся с глинистыми сланцами. Фациальная изменчивость выражается лишь в том, что в области хребта Черского и на Юкагирском плато к обломочным породам присоединяются мощные пласты вулканических туфов и туффитов, а в южной части зоны (Приморье) отлагаются пласты известняков. Органический мир отличается большим однообразием: нет ни кораллов, ни водорослей, редки аммониты, брахиоподы, зато огромным распространением пользуются пелециподы, особенно группа *Pseudomonotis ochotica,* дающая массу варьететов. Судя по осадкам, море было мелководное с большим количеством островов. «Невысокая температура воды,— пишет академик Обручев [33],— доказывается редкостью плеченогих, отсутствием кораллов, мшанок и толщ известняка. Мелкое море было населено главным образом пелециподами, частью брюхоногими, а по его поверхности плавали головоногие, заносимые ветрами

и течением из открытого моря, судя по их обилию на севере и редкости на юге области». В конце T_3, по Саксу, море вновь регрессирует и территория геосинклинали претерпевает местами складкообразование (древнекиммерийская фаза).

5. Полярный бассейн

Вдоль северных окраин Североамериканского и Азиатского континентов, а также на островах Канадского Полярного архипелага, в Гренландии, на Шпицбергене, о-ве Врангеля и Ново-Сибирских о-вах сохранились триасовые осадки, чрезвычайно сходные по петрографическим свойствам и по фауне. Они принадлежат обширному полярному бассейну, занимавшему площадь современного Ледовитого океана. Фациально осадки его представлены повсеместно исключительно обломочными породами — песками и черными глинистыми сланцами, лишенными $CaCO_3$, что и естественно для арктического моря (гл. III, часть 1). В фауне много специфических форм аммонитов, но вместе с тем встречаются формы, общие с гималайскими, что указывает на косвенную связь этих водоемов через Тихий океан. В верхнетриасовое время сообщение бореального моря с Тетисом было особенно широко и фауна пелеципод с *Pseudomonotis ochotica* расселилась из бореального моря по всем частям тихоокеанской провинции.

6. Гондванская глыба

Обратимся теперь к территории Гондваны, лежащей к югу от Средиземноморской геосинклинальной зоны. Триасовые отложения этой глыбы довольно разнообразны. Среди них господствуют континентальные свиты, но встречаются также морские и вулканические отложения.

Континентальная фация триаса наиболее развита в Африке и в Индии.

В Африке к триасу относят средний и верхний отделы свиты Бофорт и большую часть свиты Штормберг.

Бофортские осадки хронологически эквивалентны нижнему триасу и, как показала недавняя сводка Диксей (Dixey), имеют лишь весьма ограниченное распространение, не выходя за пределы Капской мульды. Здесь они слагаются красноцветными песчаниками и глинами со скоплениями костей стегоцефалов (*Capitosaurus, Lystrosaurus*), рептилий (*Cynognathus* и др.) и со скудными остатками флоры; в низах бофортской серии еще удерживается *Glossopteris*, но в верхах исчезает, замещаясь *Thinnfeldia, Pterophyllum, Ginkgoites* и др.

Отложения среднего и верхнего триаса, образующие большую часть свиты Штормберг, пользуются широким распространением и покрывают в центральной, восточной и южной Африке те же котловины, что породы пермские. Это главным образом красноцветные песчаники, часто диагонально слоистые и аркозовые, и глинистые сланцы с редкими остатками растений и позвоночных; исключение составляет нижняя часть серии Мольтено (Molteno) в области Капской мульды, представленная угленосными породами с большим количеством грубых песчаников, иногда конгломератовидных; в глинистых сланцах здесь обильна флора, резко отличная по составу от пермской и нижнетриасовой флор В ней господствуют *Thinnfeldia, Baiera, Ginkgoites, Taeniopteris* и др. Характерную черту самых верхних горизонтов песчаной толщи составляет появление прослоев лав, свидетельствующих о начале грандиозных извержений, главное развитие которых падает уже на нижнюю юру (лейас).

Мощности триасовых пород, как и пермских, возрастают по мере приближения к побережью Индийского океана (Диксей).

В Индии триасовые отложения (выделяемые в среднюю гондванскую свиту) слагаются также мощными красноцветными песчаниковыми и песчано-конгломератовыми породами со скудными остатками флоры, в составе которой *Glossopteris* удерживается гораздо дольше, чем в Африке. Существенно, что триасовые отложения располагаются здесь на пермских с небольшим угловым несогласием.

В Австралии на площади причленившихся к Гондване герцинид — в Квинсленде и Новом Южном Уэльсе — в триасе заканчивается формирование угленосной толщи, начавшей отлагаться еще в конце перми.

Морские отложения триаса приурочены главным образом к Африкано-индийской части Гондваны.

В Палестине на северо-восток от Мертвого моря найдены небольшие выходы песчаников и известняков с *Pseudomonotis*, кораллами и водорослями верхнего триаса. Те же слои обрывками сохранились на Мозамбикском мысу (Ормуздский пролив) на восточном берегу Аравии.

На северо-западной оконечности Мадагаскара на кристаллических сланцах располагаются песчаники, вверх сменяющиеся толщей глин со сферосидеритами. В песчаниках были обнаружены разнообразные *Myophoria* нижнего триаса. В сидеритовых конкрециях глин встречаются обильные остатки аммонитов — внизу *Cordillerites, Hedenstroemia, Flemingites*, вверху *Cladiscites, Ioannites* и др., указывающие на принадлежность глин к верхам нижнего, среднему и частью верхнему триасу. Тут же имеются континентальные отложения с флорой верхнего триаса (*Cladophlebis, Lepidopteris* и др.).

Так как фауна мадагаскарских отложений типично средиземноморского типа, то морской бассейн Мадагаскара должен был притти с севера, вдоль некоторой более или менее пониженной зоны, располагавшейся где-то в западной части Индийского океана. Если это так, то можно думать, что образование указанной депрессивной зоны свидетельствует о продолжении процесса распада Гондванской глыбы, начавшегося еще в перми, и о первых шагах формирования западной части Индийского океана.

Вероятно, с этим же бассейном связаны верхнетриасовые морские слои на территории Сомали, переслаивающиеся с лагунными, заключающие устричные банки и мелких гастропод.

Весьма интересен тип триасовых отложений на крайней западной оконечности Гондваны, в Южной Америке.

Палеонтологически доказанные триасовые отложения известны лишь в Паранской котловине, где они располагаются на пермских осадках и принадлежат к верхнему отделу триаса.

Разрез начинается песчано-глинистой толщей, в которую включены прослои мергелей, а местами и оолитовых известняков с очень скудной фауной пелеципод (*Myophoria, Pseudocorbula, Isocyprina* и т. д.) и рачков; аммониты найдены лишь в единственном пункте. Повидимому, это отложения внутреннего моря с аномальной соленостью, типа среднетриасового германского бассейна. Трансгрессия его на платформу была очень непродолжительна, ибо свита с морскими ископаемыми вверх быстро сменяется песчаной толщей с растительными отпечатками и многочисленными костями и скелетами рептилий. К самому концу верхнего триаса приурочивается начало необычайно сильной вулканической деятельности, главное развитие которой падает на нижнеюрское время.

Севернее Паранской мульды к триасу относят пятна красноцветных песчаников и сланцев с примесью туфогенного материала.

Рассматривая триасовую палеогеографию Гондванской глыбы в целом, следует признать, что в этот период, как и прежде, на площади глыбы решительно преобладали континентальные условия. Морские бассейны покрывали лишь ничтожные площади глыбы.

В структурном отношении в триасе продолжается та радикальная перестройка глыбы, которая началась еще в конце герцинского времени. Тогда мы улавливали на Гондване главным образом образование впадин и выступов обычного для платформ типа и лишь первые следы глубоких прогибов, приведших к сформированию дна Индийского океана. Теперь эти признаки становятся отчетливее. Появление длинного Мозамбикского морского рукава, идущего на юг от Средиземноморской зоны до Мадагаскара, показывает, что щель, наметившаяся в перми у южного края глыбы, теперь существует уже во всю ширину глыбы и что единая прежде Гондванская платформа разделилась на западную (африкано-американскую) и восточную (индийско-австралийскую) части.

7. Северная и Южная Америка

Триасовые отложения Северной Америки локализуются в двух зонах: в Кордильерской геосинклинали и по западной окраине Аппалачских герцинид.

В Кордильерской геосинклинали морские отложения приурочиваются к западной побережной части ее, причем нижний триас установлен лишь на очень ограниченной площади в штатах Калифорния и Невада, средний же и верхний отделы, кроме того, известны еще в Британской Колумбии, по южному и северному побережьям Аляски и в низовьях р. Мекензи.

В Калифорнии, где разрез наиболее полный и достигает 1500 *м*, нижний триас слагается известняками с богатой аммонитовой фауной, родственной гималайской (*Meekoceras* и др.), и сланцами, палеонтологически немыми; средний — известняками с *Acrochordites*, переслоенными кремнистыми и глинистыми сланцами, причем последние с *Halobia*; верхний — внизу известняками с *Halobia superba* и *Tropites subbullatus*, выше черными сланцами с *Pseudomonotis subcircularis*.

В Британской Колумбии, на островах Ванкувер и Шарлотты средне- и верхнетриасовые слои имеют свыше 4300 *м* мощности и на $^{9}/_{10}$ слагаются вулканическими породами: туфами, лавами, туфобрекчиями, несущими признаки подводного излияния. С ними переслаиваются пачки сланцев и кварцитов с ископаемыми ладинского (*Daonella*), карнийского (*Davidsonites canadensis*) и норийского (*Pseudomonotis subcircularis*) возрастов. Осадочные пачки обычно выклиниваются или отсутствуют совсем на восточной части геосинклинального моря и утолщаются на запад; одна из таких пачек на о. Ванкувер достигает 800 *м*.

На Аляске верхнетриасовые отложения представлены мощными известняками, прикрытыми черными сланцами с *Pseudomonotis ochotica*: на крайнем западе полуострова известен, кроме того, и средний триас.

В Мексике к триасу относят мощную эффузивно-осадочную толщу, причем в глинистых сланцах и песчаниках органические остатки представлены главным образом пелециподами — *Palaeoneilo, Avicula, Pseudomonotis subcircularis* (норийский ярус); с эффузивами ассоциируются также кремнистые сланцы и яшмы.

Таким образом, средне-верхнетриасовая трансгрессия моря в западной части Кордильерской геосинклинали сопровождалась вулканизмом колоссальной силы, впервые с такой мощью проявляющимся в этой области.

В восточной части геосинклинали, обнимающей площадь Скалистых гор, триасовые отложения установлены главным образом в пределах штатов Айдахо, Уайоминг, Юта, Колорадо, Новая Мексика, западный Техас. Это область континентальной аккумуляции. К нижнему триасу здесь относится свита Моэнкопи, сложенная красными глинами и глинистыми песками; на западе среди них встречается несколько прослоев с морской фауной и в штате Невада эта толща, очевидно, вообще переходит в чисто морскую карбонатную. По восточной окраине свиты имеются пласты соли и гипса и увеличивается количество песка. Из органических остатков встречаются, кроме морских форм на западе, лишь кости стегоцефалов и рептилий, а также скопления раковин солоноватоводных двустворок. Формация Моэнкопи является в основном водным образованием и возникла на плоской прибрежной низменности в пустынном климате, причем эта низменность то затоплялась морем, то обсыхала и была усеяна солеными лагунами и озерами.

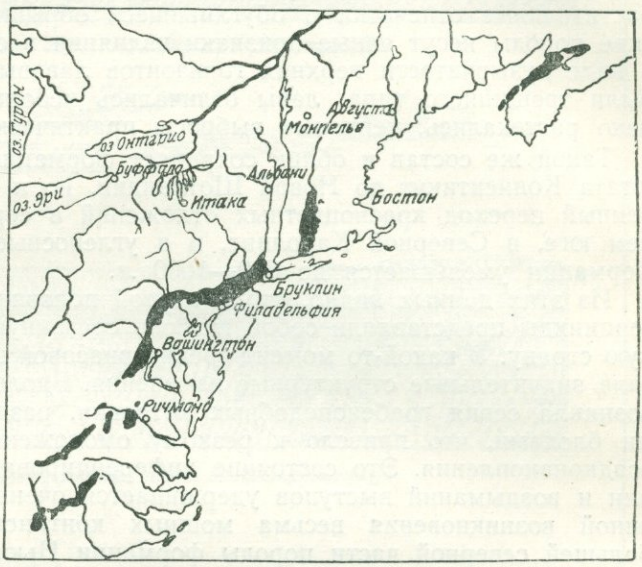


Рис. 46. Распространение формаций Ньюарк (показано черным)

Верхний триас представлен формацией Шинль, сложенной главным образом песками, часто ярко окрашенными в желтые, красные, синеватые («радужные») тона. В песчаниках находят иногда окаменелые остатки деревьев, а в штате Аризона в них встречен целый окаменелый лес огромных стволов хвойных деревьев. По условиям накопления это также пустынная формация, но совершенно независимая от моря. Песчаный материал был вынесен на территорию пустыни с запада медленно текущими реками, которые здесь же и высыхали. По их долинам, а также по берегам озер и болот росли рощи хвойных, стволы которых после смерти часто сохранялись благодаря окремнению.

Мощность красноцветного триаса Северной Америки варьирует: на западе, в Юте и Аризоне она равна 3000—1500 *м*, на востоке (Колорадо, Уайоминг) всего 100—150 *м*. Отсюда видно, что континентальное осадконакопление на территории Скалистых гор происходило в основном за счет разрушения не платформы, а западных внутригеосинклинальных поднятий. Американские геологи именуют эти поднятия мезокордильерами.

По западной окраине Аппалачских герцинид триас представлен верхнетриасовой формацией Ньюарк (Newark), которая сохранилась в настоящее время в целой серии грабенов, протянувшихся на пространстве почти в 1800 *км* от Новой Шотландии на севере до Северной Каролины на юге (рис. 46). Наиболее полно и типично представлена формация Ньюарк в штате Коннектикут. На резко размытой и

пенепленизированной поверхности палеозоя располагается огромная — от 3000 до 4500 *м*—свита красноцветных песчаников и глин, переслоенных тремя покровами основной (базальтовой) лавы. Песчаники плохо сортированы, неясно слоисты, аркозовые, с совершенно невыветрелым полевым шпатом, часто переходят в глины; конгломераты наиболее часты в восточной части толщи, что указывает на принос материала с востока, из центральных частей герцинид. В красных глинах обычны трещины высыхания, отпечатки дождевых капель и многочисленные следы динозавров; в немногих прослоях серых и черных глин встречаются растительные отпечатки и обуглившиеся обрывки листвы. Вулканические породы несут явные признаки излияния в субаэральных условиях в виде пузырчатости верхних горизонтов лавовых покровов. Излияния были трещинного типа; лавы отличались небольшой вязкостью и далеко растекались, пепловые выбросы практически отсутствовали.

Такой же состав и облик сохраняет формация Ньюарк к северу от штата Коннектикут до Новой Шотландии, но к югу отмечается постепенный переход красноцветных отложений в сероцветные, а на крайнем юге, в Северной Каролине, и в угленосные. При этом мощность формации уменьшается до 600—1000 *м*.

Из этих данных видно, что в первой половине триаса Аппалачские герциниды представляли собой глубоко срезанную и пенепленизированную страну. В какой-то момент среднетриасовой эпохи эта страна испытала значительные структурные изменения. Вдоль западной ее окраины возникла серия грабеноподобных котловин, разделенных горстовидными блоками, что привело к резкому омоложению рельефа и началу осадконакопления. Это состояние диференцированных погружений впадин и воздыманий выступов удерживается очень долго и служит причиной возникновения весьма мощных континентальных осадков. На большей северной части породы формации Ньюарк отлагались внутри аридной полосы, но на крайнем юге — уже в гумидной зоне.

В конце триаса — начале юры опускающиеся котловины испытали раздробление по сбросам и приобрели современный вид грабенов. С этим процессом совпало образование плащеобразной трапповой интрузии внутри красноцветной формации (рис. 47).

Как видим, территория Северной Америки в главной своей части была в триасе континентом, и лишь в ограниченной западной зоне геосинклинали имела место морская трансгрессия.

История Андийской геосинклинали в Южной Америке близко напоминает историю Кордильер, что и естественно, если принять во внимание структурные соотношения. Палеонтологически доказанные отложения нижнего и среднего триаса здесь отсутствуют и разрез начинается прямо верхним отделом его. Это обстоятельство, по Г. Герту, объясняется тем, что в эпоху нижнего (и, может быть, среднего) триаса заканчивались процессы формирования герцинских структур приплатформенной части геосинклинали, что и вызвало общий подъем территории и резко выраженную денудацию ее.

Верхнетриасовые отложения Кордильерской геосинклинали слагаются разнообразными фациями. В Колумбии они представлены накоплениями кислых эффузивов. В северном Перу это — темные, черные и серые известняки, располагающиеся местами прямо на древних кристаллических породах; в известняках встречаются целые банки *Pseudomonotis ochotica*, а местами скопления своеобразных *Myophoria* и мелких аммонитов (*Nevadites, Monophyllites, Arcestes*) и др. В южном Перу и Боливии — опять толщи эффузивных пород, располагающиеся между карбоном и юрой. В северном Чили — многосотметровые свиты конгломератов, песчаников и сланцев с *Halobia cf. neumayri, Myophoria, Arcestes*.

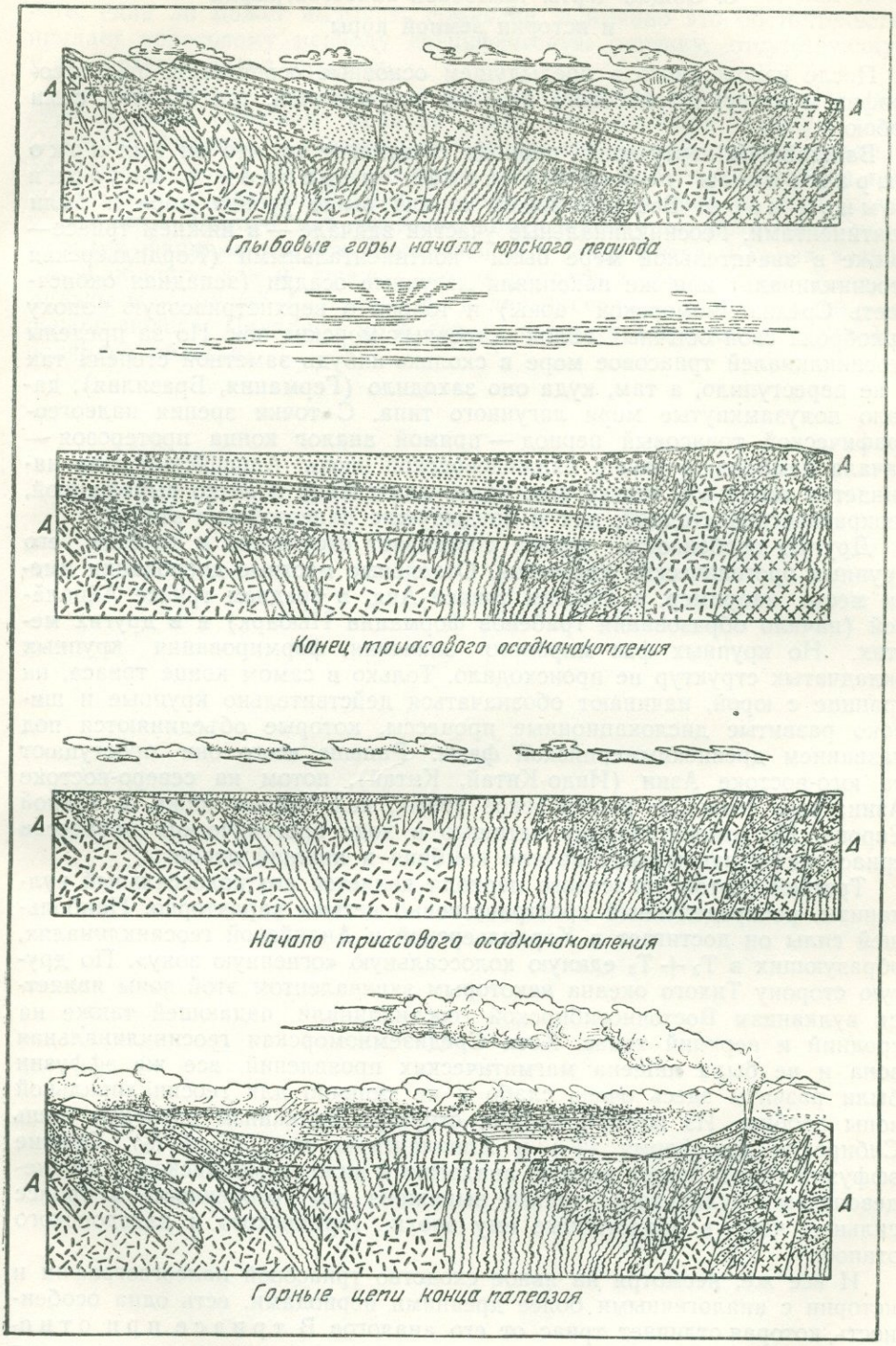


Рис. 47. Условия отложения формации Ньюарк (из Ч. Шухерта)

8. Общие черты триасовой палеогеографии и истории земной коры

После изложенного в предыдущем основные особенности палеогеографии и истории триасового периода вскрываются, так сказать, сами собою.

Важнейшую черту этого периода составляет то, что он был ярко выраженным геократическим периодом в истории земной коры. Все платформы стояли выше уровня моря и были континентами. Геосинклинальные участки вначале — в нижнем триасе — также в значительной мере были континентальными (Кордильерская геосинклиналь) или же накопляли лагунные осадки (западная оконечность Средиземноморской зоны) и только в верхнетриасовую эпоху приобрели свой обычный облик островных морских зон. Но за пределы геосинклиналей триасовое море в сколько-нибудь заметной степени так и не переступило, а там, куда оно заходило (Германия, Бразилия), давало полузамкнутые моря лагунного типа. С точки зрения палеогеографической триасовый период — прямой аналог конца протерозоя — начала кембрия, а также нижнедевонской эпохи. Альпийский этап начинается такой же, только еще более длительной и резко выраженной, геократической стадией, как и предыдущие палеозойские этапы.

Другую особенность триаса составляет отсутствие в течение его крупных орогенических движений. Отдельные местные дислокации имели место, например, в нижнем триасе Анд, в среднем триасе Аппалачей (начало образования грабенов формации Ньюарк) и в других местах. Но крупных фаз мирового значения, формирования крупных складчатых структур не происходило. Только в самом конце триаса, на границе с юрой, начинают обозначаться действительно крупные и широко развитые дислокационные процессы, которые объединяются под названием древнекиммерийской фазы. Раньше всего они проступают на юго-востоке Азии (Индо-Китай, Китай), потом на северо-востоке Азии; еще позже, в раннеюрское время, как увидим ниже, в южной Европе. По относительному затишью в ходе орогенических процессов триас также напоминает начало кембрия и нижний девон.

Третьей чертой триасового периода является его колоссальный вулканизм, распределенный пространственно весьма характерно. Наибольшей силы он достигает в Кордильерской и Андийской геосинклиналях, образующих в $T_2 + T_3$ единую колоссальную «огненную зону». По другую сторону Тихого океана некоторым эквивалентом этой зоны является вулканизм Восточносибирской геосинклинали, падающей также на средний и верхний триас. Хотя Средиземноморская геосинклинальная зона и не была лишена магматических проявлений, все же эффузии были развиты здесь очень слабо и не типично для геосинклинальной зоны вообще. Из платформенных структур вулканизм затронул лишь Сибирскую платформу (T_1) и Аппалачскую зону ($T_2 + T_3$). Обилие эффузий триаса имеет полную аналогию в нижнекембрийском и нижнедевонском вулканизме, только выражена эта особенность в триасе сильнее, чем в аналогичные ему эпохи герцинского и каледонского этапов.

И все же, несмотря на явное сходство триасовой палеогеографии и истории с аналогичными более древними периодами, есть одна особенность, которая отличает триас от его аналогов. В триасе при относительном покое в геосинклинальных зонах идет расчленение, раздробление Гондванской глыбы, чего ранее не отмечалось. К сожалению, объем этих изменений в структуре глыбы именно за триасовый период не поддается учету

и, возможно, не был большим. Но наличие этого процесса, как такового, едва ли может вызывать сомнение, и именно это обстоятельство придает триасовому периоду специфическую окраску, отсутствующую у его более древних аналогов.

Климатическая зональность триаса вскрывается неясно. Хорошо выступает лишь северная аридная зона, охватывающая южную часть Северной Америки и территорию Средиземноморской геосинклинали, в ее западной части по крайней мере; на севере в эту зону входила также область Западноевропейских герцинид (Германия) и юг Русской платформы. Тропическая влажная зона намечается, возможно, угленосными фациями на юге Аппалачей и в Индо-Китае. Южная засушливая область, как и прежде, не улавливается вовсе. Угли Капской мульды и восточной Австралии располагаются, вероятно, в южной умеренной полосе. Полярное море севера отвечает северной умеренной и полярной области.

Глава VI

ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЮРСКИЙ ПЕРИОД

1. Органический мир и руководящие ископаемые

Табл. XVII, XVIII, XIX, XX, XXI, XXII

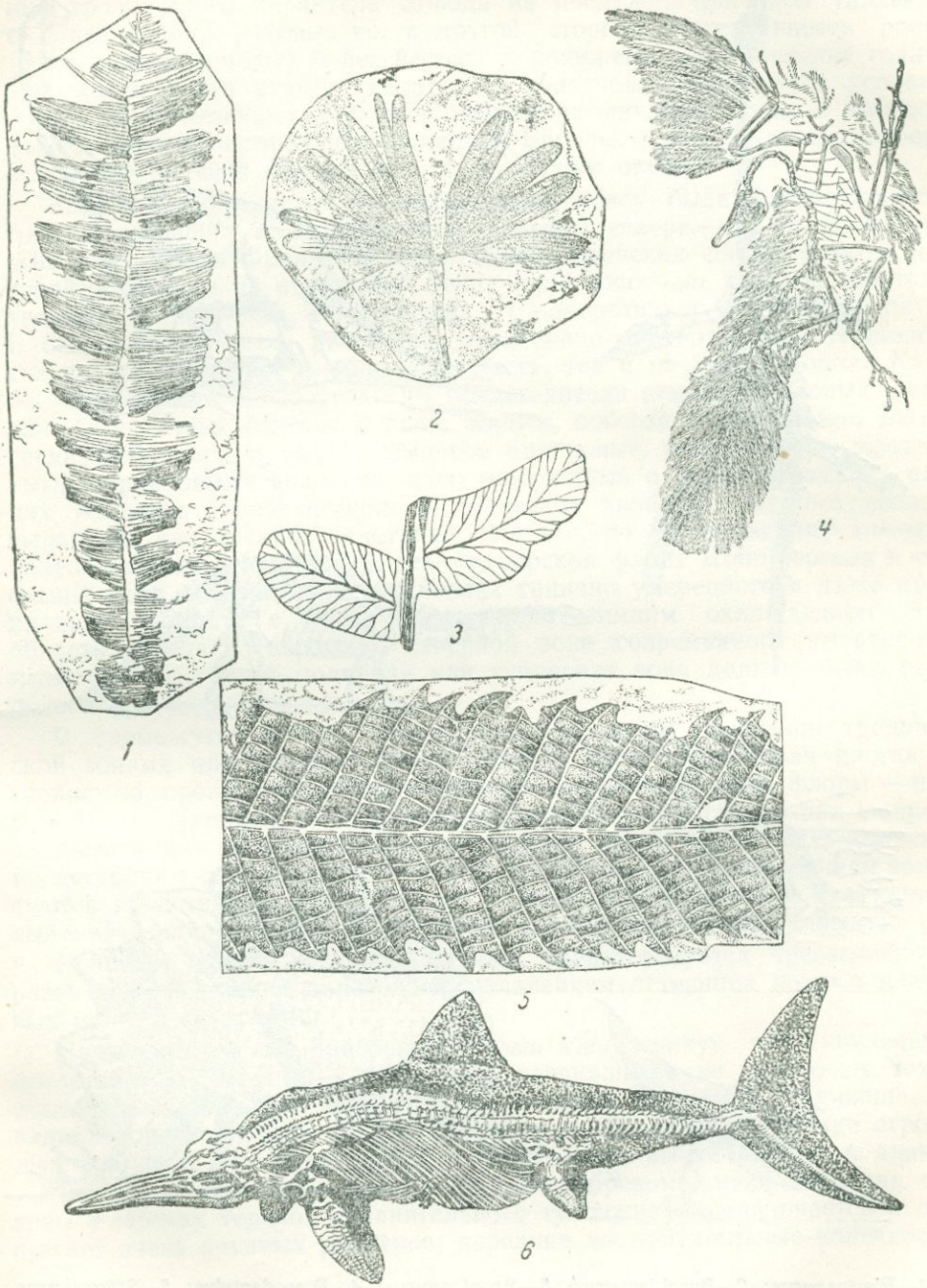
Юрский период является средним из трех основных подразделений мезозойской эры; естественно, что фауна и флора его отражают наиболее ярко особенности мезозойского органического мира.

На континентах юрского времени жили все те же крупные группы растений, что и в триасе: гинкговые (*Ginkgo Baiera*) цикадовые (*Otozamites, Pterophyllum, Taeniopteris*), хвойные (араукарии), бенеттиты (*Williamsonia, Wielandiella*), папоротники (*Cladophlebis, Clathropteris, Coniopteris*). Различие во флоре триаса и юры выражается не в уничтожении или появлении каких-либо новых крупных групп, а в изменениях главным образом родового и видового состава внутри самих этих групп. При этом, как указывает А. Н. Криштофович [17], «зачатки большинства главных родов и... видов юрского периода существовали уже в кейпере, и в юре происходили лишь видовая диференциация и расселение».

Характерную черту наземной флоры юрского периода составляет ее значительное однообразие на самых различных участках земной коры, от севера до тропиков. Особенно резко выступает эта флористическая нивелированность в первую половину юрского периода. Во вторую ее половину различия проступают резче и для территории Старого света, например, намечаются некоторые флористические провинции или ассоциации.

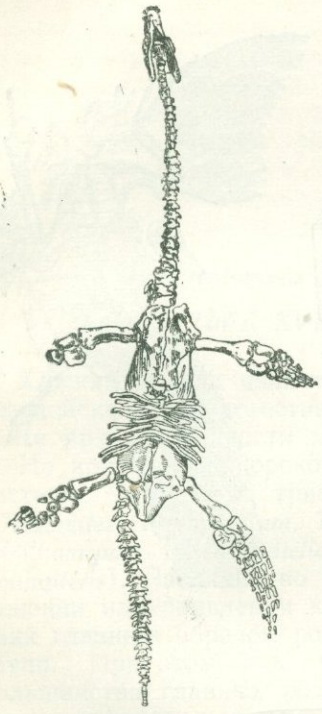
Так, во флоре южной Швеции, Англии, Франции, Германии, Кавказа, Ирана, южной и юго-восточной Азии (Китай, Индия, Дальний восток — Приморье) весьма обильны представители цикадовых — *Taeniopteris, Nillsonia, Otozamites, Podozamites* и др. С ними здесь ассоциируются весьма многочисленные папоротники — *Clathropteris, Dictyophyllum, Cladophlebis, Coniopteris* и др. Напротив, гинкговые и особенно хвойные отступают на второй план. Очень наглядно выступают такие соотношения, например, на южном Кавказе в Ткварчельском районе, где, по определениям В. Н. Принады, имеются виды: хвощевых — 1, папоротников — 12, цикадофитов — 12, гинкговых — 2, хвойных — 1, растений неопределенного родства — 3. Так как современные цикадовые распространены главным образом в тропической области, то обилие их на западе и юге Европы, в Иране, Индии и на Дальнем востоке справедливо толковать, как указание на господство здесь достаточно теплого климата, а само сообщество цикадовых и папоротниковых рассматривать как тропическое и субтропическое. С этим хорошо согласуется и то обстоятельство, что цикадовые из района Восточной

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ЮРСКОГО ПЕРИОДА

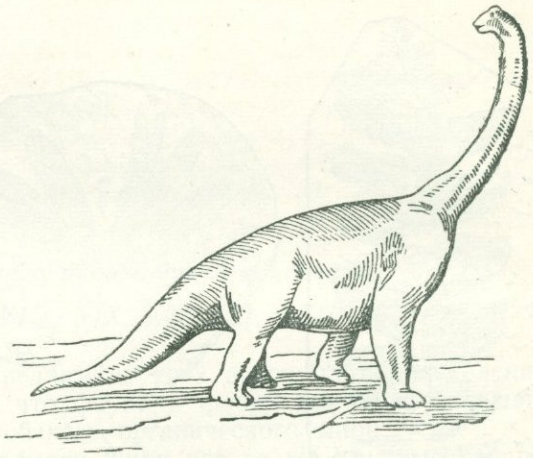


1—Nillsonia; *2*—Ginkgo sibirica; *3*—Cladophlebis; *4*—Archaeornis; *5*—Clathropteris; *6*—Ichtyosaurus

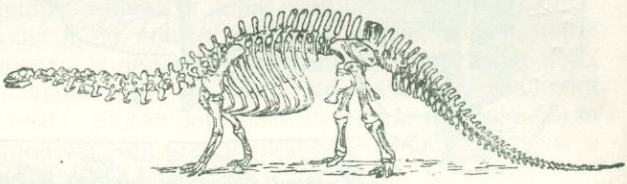
ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ЮРСКОГО ПЕРИОДА



1

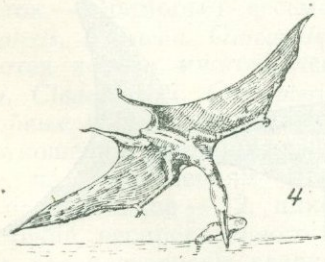


2

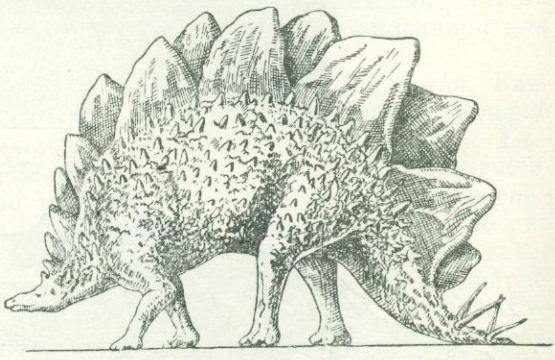


3





4



5

1—Plesiosaurus; *2*—Brachiosaurus; *3*—Brontosaurus; *4*—Pterodactylus; *5*—Stegosaurus

Африки (Момбасса), по исследованиям В. Готана, не обнаруживают в своей древесине и следов наличия годовых колец роста. У гимносперм Западной Европы годичные кольца часто уже обозначаются, но очень слабо. «Если мы представим себе в наших широтах,— пишет В. Готан[1] (речь идет о Западной Европе),— климат, при котором в холодные времена года температура падает до +4°С, то это для многих растений тропического характера отнюдь не послужит причиной удаления в более теплые районы, но, с другой стороны, интенсивность роста (в холодные периоды) будет настолько понижена, что появление годичных колец роста станет совершенно понятно». Такого рода условия ближе всего отвечают, конечно, окраине тропической зоны, к каковой мы и можем отнести полосу Западной Европы, Крыма, Кавказа, северной и центральной Африки и т. д. до Тихого океана.

Заметным контрастом цикадофитному поясу была растительность, господствовавшая на современном далеком севере — на о. Шпицбергене и на Земле Франца Иосифа. Шпицбергенская флора, остатки которой мы знаем из отложений конца юры, включает 23 представителя хвойных, 4 гинкговых, 4 цикадовых, 11 папоротников, 1 хвощ, 1 плаун. В основном это была растительность хвойно-таежного типа. Примечательно, что в составе хвойных как здесь, так и на Земле Короля Карла, чрезвычайно распространены представители семейства еловых, дающие бесконечные отпечатки хвои, шишек, побегов. Роды *Ginkgo, Baiera* среди гинкговых, а также немногие цикадовые, представлены крохотными карликовыми формами, явно говорящими о неблагоприятных для них условиях произрастания. В древесине хвойных годичные кольца выражены чрезвычайно отчетливо. Все это, по единогласному мнению палеоботаников, свидетельствует, что юрская флора Шпицбергена и соседних мест произрастала в условиях типично умеренного и даже прохладного климата с резко выраженным зимним охлаждением. Эта область отвечала, вероятно, северной зоне современного умеренного климата. Собственно полярная или тундровая зона должна была располагаться еще севернее.

В промежутке между Шпицбергенской и цикадофитной тропической зонами произрастала флора особого типа, выделяемая иногда в сибирскую провинцию. «Характерными элементами этой флоры — пишет В. Н. Принада[2] —являются папоротники, гинкговые, при полном отсутствии или незначительном количестве видов цикадовых; хвойные представлены средне, причем из них особенным распространением пользуются представители *Pityophyllum,* а также кипарисовых и араукариевых». Очевидно, это зона умеренного и умеренно теплого климата.

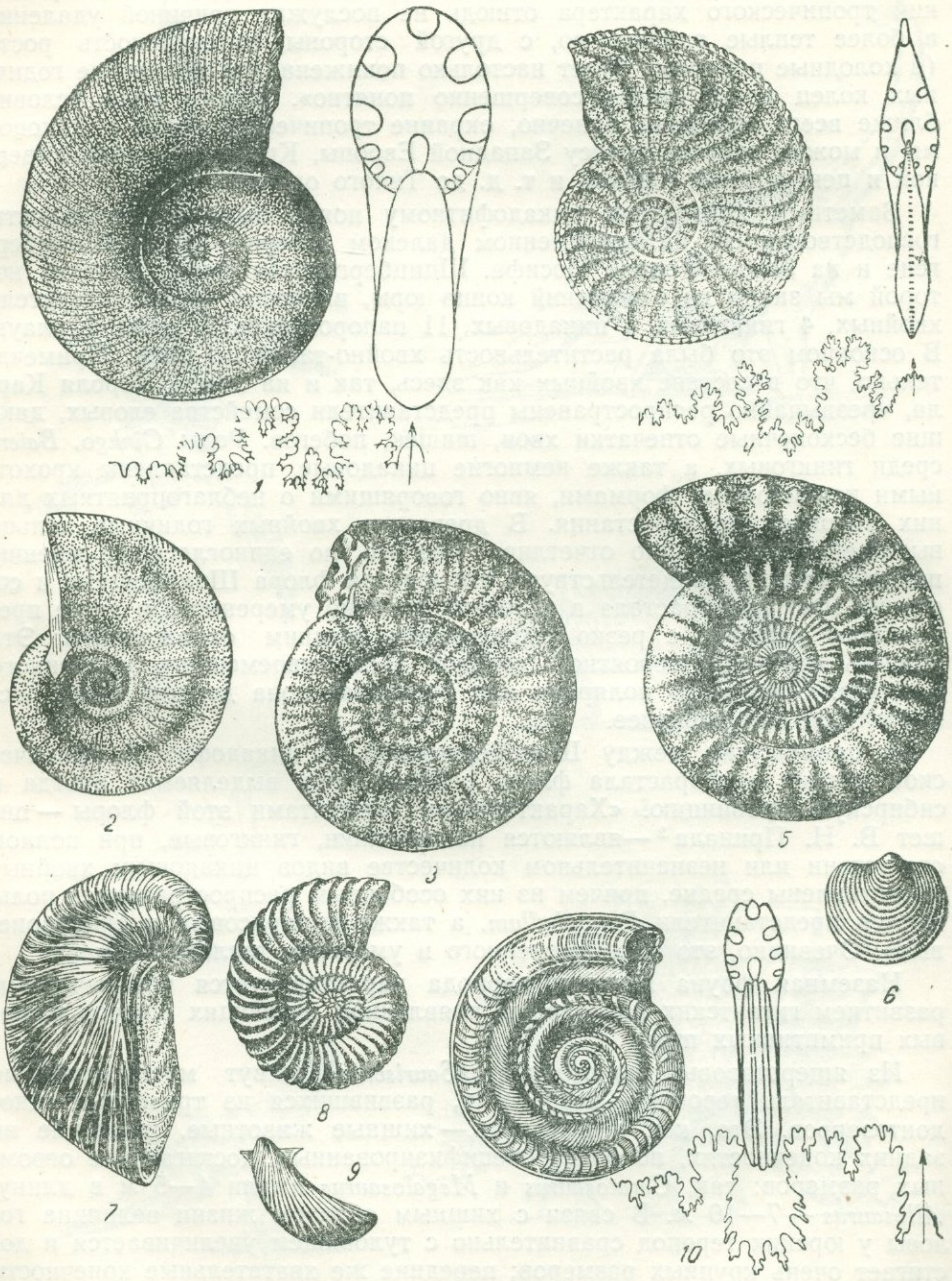
Наземная фауна юрского периода характеризуется чрезвычайным развитием гигантских динозавров, появлением летающих ящеров и первых примитивных птиц.

Из ящеротазовых динозавров *(Saurischia)* живут многочисленные представители теропод — звероногих, развившихся из триасовых текодонтозавров. Это, как и в триасе,— хищные животные, ходившие на задних конечностях, но более специфизированные, достигающие огромных размеров: так, *Ceratosaurus* и *Megalosaurus* имели 4—5 *м* в длину, *Allosaurus* — 7—10 *м*. В связи с хищным образом жизни величина головы у юрских теропод сравнительно с туловищем увеличивается и достигает очень крупных размеров; передние же хватательные конечности

[1] W. Gerhan. Die Frage der Klimadifferenzierung im Jura und in Kreideformation im Lichte palaebotanischen Tatsachen. Jahrb. d. Preuss. Geol. Anstalt, Bd. XXIX, II 1912:

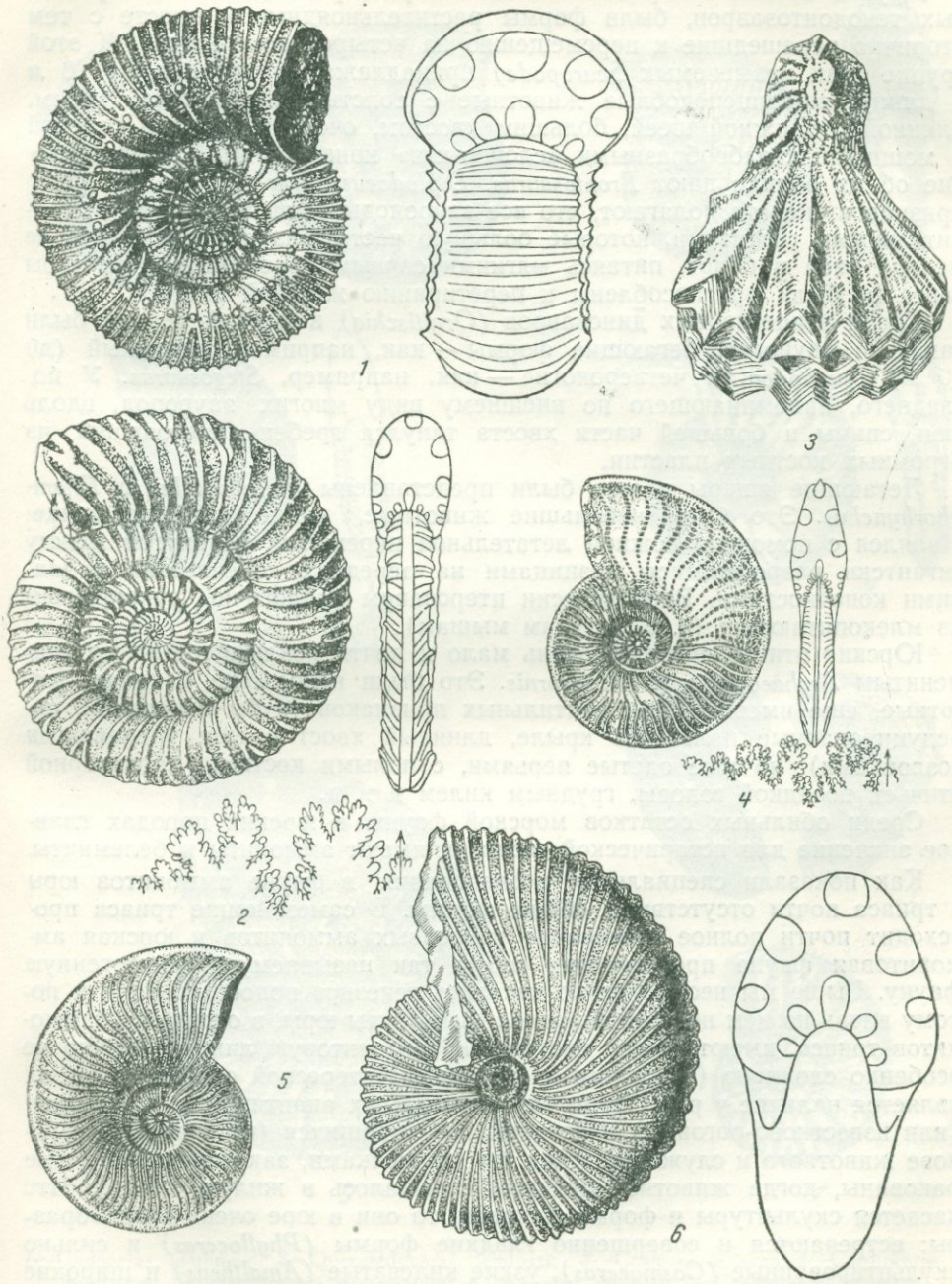
[2] Материалы к познанию мезозойской флоры Средней Азии Труды ГГРУ, вып. 122, 1931.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ЮРСКОГО ПЕРИОДА



1—Lytoceras jurense; *2*—Oxynoticeras oxynotum; *3*—Psiloceras planorbe; *4*—Amaltheus margaritatus; *5*—Arietites Bucklandi; *6*—Posidonia Bronni; *7*—Gryphaea arcuata; *8*—Schlotheimia angulata; *9*—Avicula contorta; *10*—Hildoceras bifrons

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ЮРСКОГО ПЕРИОДА



1—Stephanoceras humphresianum; *2* — Parkinsonia parkinson; *3*—Ostrea marchi; *4*—Harpoceras murchisonae; *5*—Harpoceras opalinum; *6*—Macrocephalites macrocephalum

редуцируются, а ноги становятся более мощными, заканчиваются пальцами с острыми когтями и приобретают вид ноги хищной птицы. Одновременно кости конечностей становятся полыми, как у птиц, а иногда и в телах позвонков также обнаруживаются пустоты,— явное приспособление к более быстрому перемещению на суше.

Другой ветвью ящеротазовых динозавров, развившейся от триасовых текодонтозавров, были формы растительноядные и вместе с тем вторично перешедшие к перемещению на четырех конечностях. К этой группе (так называемых *Sauropoda)* принадлежат гигантские, до 28 *м* в длину, ящерицеподобные животные с толстым неуклюжим телом, длинной подвижной шеей, большим хвостом, очень маленькой головой и мощными столбообразными «слоновыми» конечностями. Представление об их облике дают *Brontosaurus, Diplodocus, Brachiosaurus.* По ряду признаков скелета полагают, что все зауроподы были тяжелыми и медлительными гигантами, которые большую часть жизни обитали в воде мелких озер и болот, питаясь мягкими сочными растениями; их зубы вовсе не были приспособлены к перетиранию жесткой пищи.

Среди птицетазовых динозавров *(Ornitischia)* в юрский период были также и двуногие, бегающие формы — как, например, огромный (до 10 *м) Iguanodon,* и четвероногие — как, например, *Stegosaurus.* У последнего, напоминающего по внешнему виду многих зауропод, вдоль шеи, спины и большей части хвоста тянулся гребень, состоявший из огромных костных пластин.

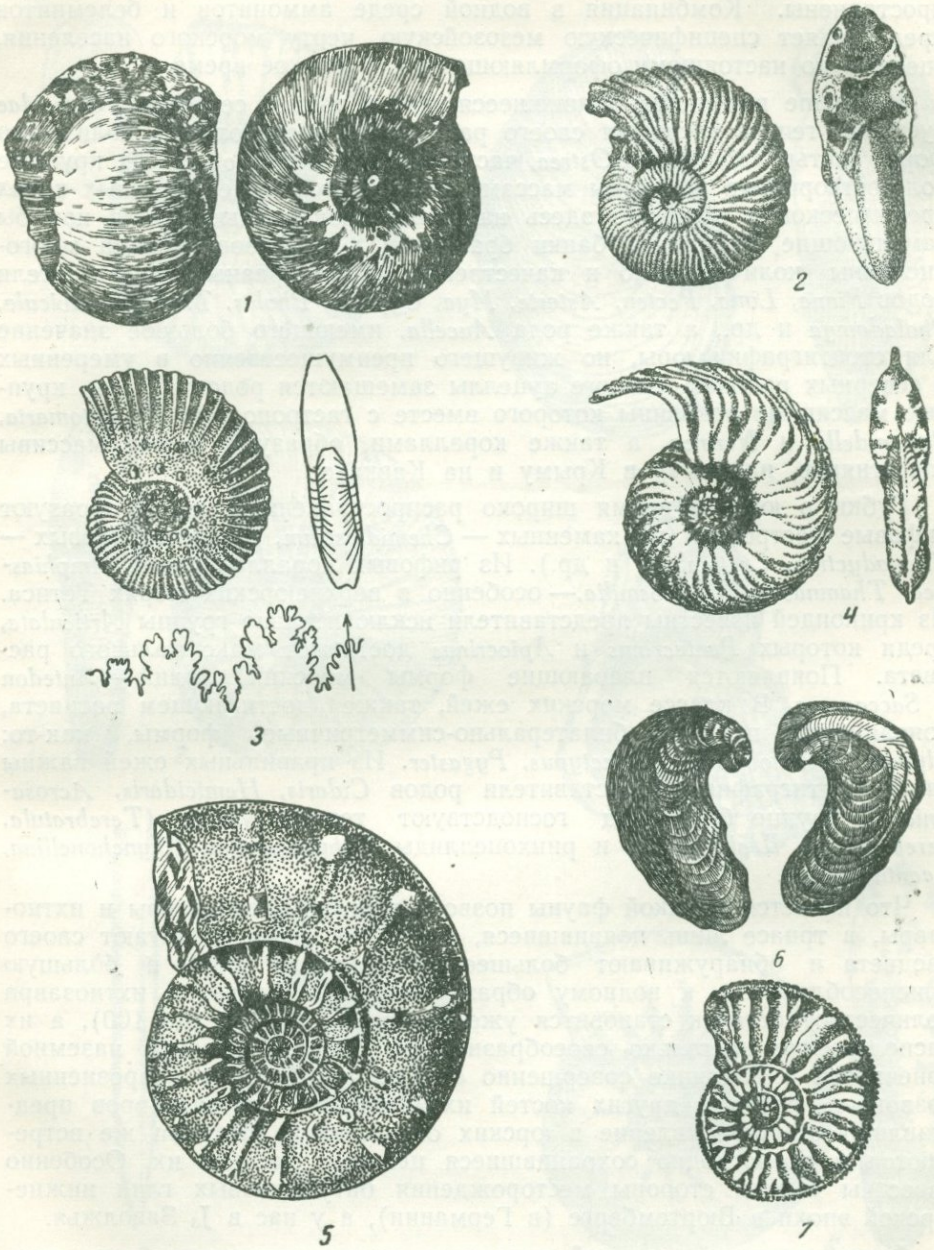
Летающие ящеры в юре были представлены *Pterodactylus* и *Rhamphorhynchus.* Это были небольшие животные, полет которых осуществлялся с помощью кожной летательной перепонки, натянутой между гигантски разросшимися мизинцами на передних конечностях и задними конечностями. Биологически птерозавры аналогичны рукокрылым из млекопитающих (т. е. летучим мышам).

Юрские птицы известны очень мало и почти исключительно по знаменитым *Archaeopterix* и *Archaeornis.* Это были небольшие, с грача, животные, еще имевшие ряд рептильных признаков (зубы в челюсти, нередуцированные пальцы в крыле, длинный хвост с еще уцелевшими позвонками), но уже одетые перьями, с полыми костями, характерной птичьей посадкой головы, грудным килем и т. д.

Среди обильных остатков морской фауны в юрских породах главное значение для исторической геологии имеют аммониты и белемниты.

Как показали специальные исследования, в фауне аммонитов юры и триаса почти отсутствуют общие формы. В самом конце триаса происходит почти полное вымирание триасовых аммонитов и юрская аммонитовая фауна представляет собою так называемую криптогенную фауну. Выше мы неоднократно касались генезиса подобных фаун и потому вновь на нем не оставливаемся. Аммониты юры, в отличие от аммонитов триаса, имеют всегда настоящую аммонитовую линию, обычно не особенно сложную (4 лопасти и 4 седла). Интересной особенностью их является наличие у ряда форм так называемых анаптихов, т. е. роговых (или известково-роговых) пластинок, помещавшихся (по 2 пары) на голове животного и служивших как бы крышечками, закрывавшими устье раковины, когда животное целиком скрывалось в жилую камеру. Что касается скульптуры и формы раковин, то они в юре очень разнообразны: встречаются и совершенно гладкие формы *(Phylloceras)* и сильно скульптированные *(Cosmoceras),* узкие килеватые *(Amaltheus)* и широкие шарообразные *(Cadoceras).* Из характерных юрских родов, для нижней юры наиболее существенны: *Psiloceras, Arietites, Oxynoticeras, Amaltheus, Phylloceras, Lytoceras, Coeloceras, Dactyloceras.* Для среднеюрской эпохи: *Harpoceras, Stephanoceras, Parkinsonia, Phylloceras, Lytoceras.* Для верхней

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ЮРСКОГО ПЕРИОДА



1—Cadoceras elathmae; *2*—Quenstedticeras lamberti; *3*—Cosmoceros jason; *4*—Cardioceros cordatum; *5*—Aspidoceros perarmatum; *6*—Exogyra virgula; *7*—Cardioceros alternans

юры—*Perisphinctes, Macrocephalites, Cadoceras, Cardioceras, Quenstedticeras, Virgatites, Craspedites, Cosmoceras, Pelticeras, Aspidoceras* и др.

Одновременно с полным обновлением родового состава аммонитов в группе головоногих моллюсков в юрский период имел место расцвет белемнитов, крупные и мелкие формы которых были чрезвычайно распространены. Комбинация в водной среде аммонитов и белемнитов представляет специфическую мезозойскую черту морского населения, впервые по настоящему оформляющемуся в юрское время.

В группе пелеципод появившееся еще в триасе семейство *Ostreidae* (устриц) теперь достигает своего расцвета и дает большое количество форм, частью собственно *Ostrea*, частью *Cryphaea* и *Exogyra*. Их крупные толстостворчатые раковины массами встречаются в мелководных зонах среди песков и образуют здесь настоящие раковинные банки, как бы замещающие фациально банки брахиопод в палеозое. Весьма многочисленны количественно и качественно разнообразны представители родов *Pinna, Lima, Pecten, Astarte, Mya, Cyprina, Pholas, Trigonia, Avicula, Pholadomya* и др., а также рода *Aucella*, имеющего большое значение для стратиграфии юры, но живущего преимущественно в умеренных и северных районах. На юге ауцеллы замещаются родом *Diceras*, крупные массивные раковины которого вместе с гастроподами *Pleurotomaria, Pyramidella* и *Nerinea*, а также кораллами, образуют целые массивы известняков, например в Крыму и на Кавказе.

Губки в юрское время широко распространены и часто образуют рифовые постройки (из каменных — *Chemidiastrum*, из шестилучевых — *Tremadyction, Craticularia* и др.). Из рифовых кораллов часты *Amphiastrea, Thamnastrea, Thecosmilia*,— особенно в верхнеюрских морях Тетиса. Из криноидей известны представители исключительно группы *Articulata*, среди которых *Pentacrinus* и *Apiocrinus* достигают максимального расцвета. Появляются плавающие формы морских лилий — *Antedon* и *Saccocoma*. В классе морских ежей, также достигающем расцвета, появляются первые билатерально-симметричные формы, как-то: *Clypeus, Echinobrissus, Holectypus, Pygaster*. Из правильных ежей важны (для стратиграфии) представители родов *Cidaris, Hemicidaris, Acrosalenia*. В группе брахиопод господствуют теребратулиды (*Terebratula, Terebratulina, Waldheimia*) и ринхонеллиды (*Rhynchonella, Rhynchonellina, Acanthothyris*).

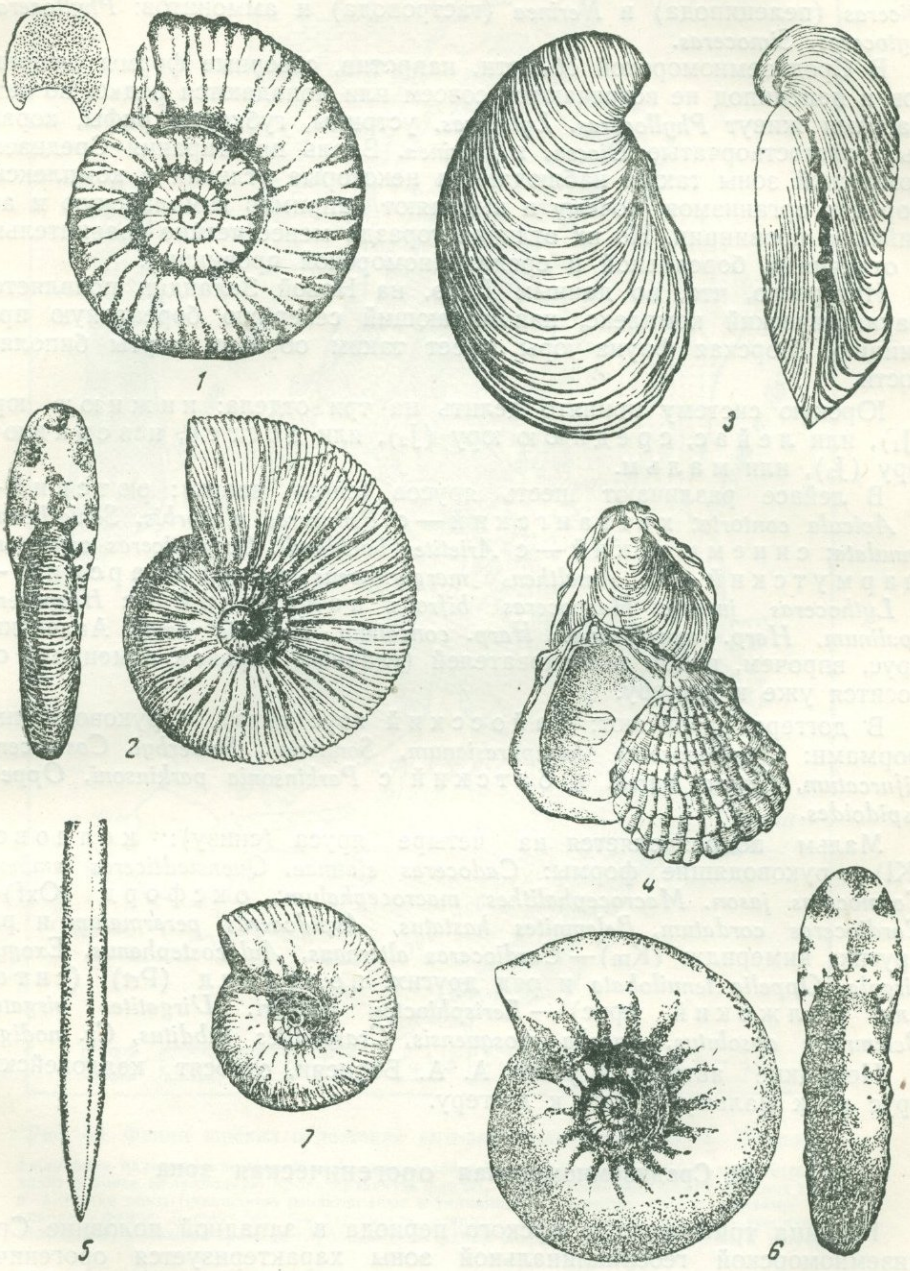
Что касается морской фауны позвоночных, то плезиозавры и ихтиозавры, в триасе лишь появившиеся, в юрское время достигают своего расцвета и обнаруживают большее разнообразие форм и большую приспособленность к водному образу жизни. В плавнике ихтиозавра количество косточек становится уже настолько велико (до 100), а их расположение настолько своеобразно, что черты строения наземной конечности в плавнике совершенно стираются. Находки разрозненных позвонков, ребер и других костей ихтиозавров и плезиозавров представляют обычное явление в юрских отложениях. Местами же встречаются и превосходно сохранившиеся цельные скелеты их. Особенно известны с этой стороны месторождения битуминозных глин нижнеюрской эпохи в Вюртемберге (в Германии), а у нас в J_3 Заволжья.

Фауна морских рептилий в юрское время пополняется еще морскими крокодилами и морскими черепахами.

В пространственном распределении морской фауны в нижне- и среднеюрское время не отмечается сколько-нибудь существенных различий, но в верхнеюрскую эпоху они проступают отчетливо.

В верхней юре различают фауну двух типов: бореальную и средиземноморскую. Первая обитала в области современного полярного

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ЮРСКОГО ПЕРИОДА



1—Perisphinctes nikitini; *2*—Virgatites virgatus; *3*—Aucella mosquensis; *4*—Ostrea choroschowensis; *5*—Belemnites absolutus; *6*—Craspedites nodiger; *7*—Craspedites subditus

моря, а также юрских морей, покрывавших современную северную Европу, Азию и Северную Америку. Характерной особенностью ее является широкое развитие *Aucella* и аммонитов *Cadoceras, Cardioceras, Quenstedticeras, Perisphinctes, Virgatites, Craspedites,* белемнитов из рода *Cylindroteuthis,* а также отсутствие кораллов, крупных толстостворчатых *Diceras* (пелециподa) и *Nerinea* (гастропода) и аммонитов: *Phylloceras, Lytoceras, Simoceras.*

В Средиземноморской области, напротив, северные формы аммонитов и пелеципод не встречаются совсем или попадаются редко, но зато массами живут *Phylloceras, Lytoceras,* устрицы, губковые рифы, кораллы, толстостворчатые *Diceras* и *Nerinea.* Вдоль простирания Средиземноморской зоны также наблюдаются некоторые отличия в комплексах морских организмов, почему и выделяют например гималайскую и андийскую провинции. Но их отличия гораздо менее четкие сравнительно с отличиями бореальной и средиземноморской провинций.

Интересно, что, по данным Дакэ, на Новой Зеландии появляется фаунистический комплекс, напоминающий северную бореальную провинцию. Морская фауна юры имеет таким образом черты биполярности.

Юрскую систему принято делить на три отдела: нижнюю юру (J_1), или лейас, среднюю юру (J_2), или доггер, и верхнюю юру (J_3), или мальм.

В лейасе различают шесть ярусов (снизу вверх): рэтский — с *Avicula contorta;* хеттангский — с *Psiloceras planorbis, Schlotheimia annulata;* синемюрский — с *Arietites bucklandi, Oxynoticeras oxynotum;* шармутский — с *Amaltheus margaritaceus* и др.; тоарский — с *Lythoceras jurense, Harpoceras bifrons;* ааленский — с *Harpoceras opalinum, Harp. murchisonae, Harp. concavum, Trigonia navis.* Ааленский ярус, впрочем, рядом исследователей (главным образом немецких) относится уже к доггеру.

В доггере различают: байосский ярус внизу, с руководящими формами: *Stephanoceras humphresianum, Sonninia Sowerbyi, Cosmoceras bifurcatum, Ostrea marshi* и батский с *Parkinsonia parkinsoni, Oppelia aspidoides.*

Мальм подразделяется на четыре яруса (снизу): келловей (Kl) — руководящие формы: *Cadoceras elatmae, Quenstedticeras lamberti, Cosmoceras jason, Macrocephalithes macrocephalum;* оксфорд (Oxf) — *Cardioceras cordatum, Belemnites hastatus, Aspidoceras perarmatum* и ряд других; кимеридж (Km) — *Cardioceras alternans, Aulacostephanus, Exogyra virgula, Oppelia tenuilobata* и ряд других; портланд (Prt) (титон или волжский ярус)[1] — *Perisphinctes panderi, Virgatites virgatus, Belemnites absolutus, Aucella mosquensis, Craspedites subditus, Cr. nodiger.*

Немецкие авторы, а у нас А. А. Борисяк, относят келловейский ярус не к мальму, а еще к доггеру.

2. Средиземноморская орогеническая зона

Граница триасового и юрского периода в западной половине Средиземноморской геосинклинальной зоны характеризуется орогеническими процессами, правда слабо выраженными, названными Г. Штилле древнекиммерийской фазой.

[1] В русской литературе обычно осадки, соответствующие титону, подразделяют на два яруса: нижневолжский (*Perisphinctes panderi, Virgatites virgatus* и др.) и верхневолжский (*Craspedites subditus* и *Cr nodiger*).

Эти дислокации в Пиренеях зафиксированы в ряде мест угловыми несогласиями между триасом и юрой. Признаки их имеются в Альпах, в особенности Восточных, и в Карпатах (Буковина). Еще восточнее

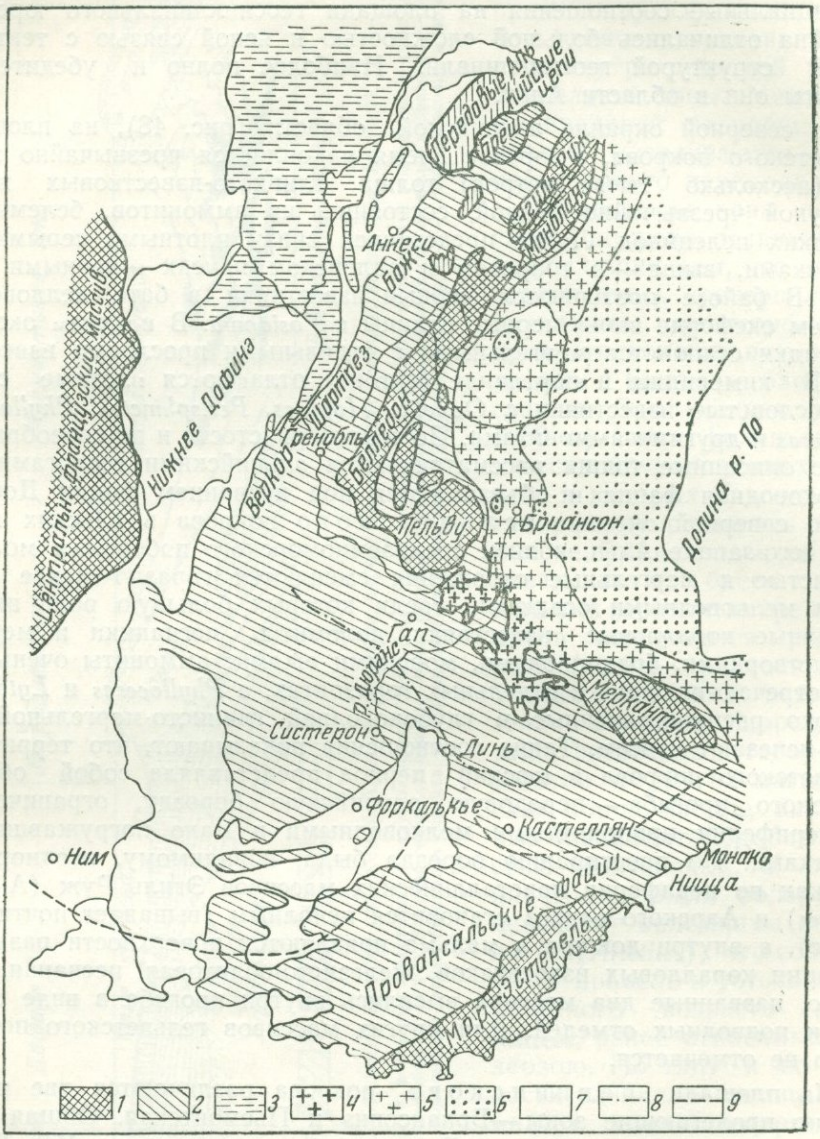


Рис. 48. Фации юрских отложений юго-западных Альп (по М. Жинью)

1—древние палеозойские массивы; 2—осадки зоны Дофинэ (глубоководные); на юге переходят в более мелководную провансальскую фацию, *3*—мелководная фация Юрских гор; *4*—*5* осадки зоны Бриансоннэ (мелководные в типичном их развитии (5) и с чертами перехода в фацию Дофинэ (*4*); *6*—„блестящие сланцы" Пьемонтской зоны; *7*—третичные отложения; *8*—южная граница глубоководных фаций Дофинэ в лейасе; *9*—то же в доггере

они наблюдаются в Балканских горах, где континентальный лейас всюду лежит трансгрессивно и притом часто несогласно на триасе и более древних породах. Но ярче всего древнекиммерийская фаза проявилась в Добрудже, где триас сильно складчат и поставлен иногда на голову, юра же, наоборот, затронута только слабыми движениями.

Несмотря на наличие горообразовательной фазы, область средиземноморского орогена уже с самого начала юры испытывает крупную трансгрессию, сказавшуюся повсеместно — в северных Альпах, на Пиренейском полуострове, в Африке и на Балеарских островах.

Фациальные соотношения на площади геосинклинального юрского бассейна отличались большой сложностью и ясной связью с тектонической структурой геосинклинали. Наиболее полно и убедительно вскрыты они в области Альп.

По северной окраине альпийской области (рис. 48), на площади гельветского покрова, в юрское время накопляется чрезвычайно мощная (несколько тысяч метров) толща глинисто-известковых пород с фауной чрезвычайно бедной, состоящей из аммонитов, белемнитов и редких пелеципод. Лейас представлен внизу плотными серыми известняками, выше — в тоарском и ааленском ярусах — черными глинами. В байосе повторяются черные известняки, в бате, келловее и нижнем оксфорде вновь черные сланцы с *Posidonia*. В верхнем оксфорде осадки становятся мергельными с отдельными прослоями известняков. В кимеридже и портланде (титоне) отлагаются плотные серые толстослоистые известняки с *Oppelia, Hoplites, Perisphinctes, Phylloceras, Lytoceras* и другими аммонитами. По тонкозернистости и по своеобразной фауне описанные толщи рассматриваются альпийскими геологами как глубоководная фация и объединяются под названием фации Дофинэ.

По северной окраине гельветского покрова в Юрских горах и на юго-западе Альп, вблизи средиземноморского побережья мощные глинистые и мергельные отложения сменяются гораздо менее мощными мелководными осадками, среди которых большую роль играют зоогенные коралловые известняки, доломиты, песчаники и мергели с двустворками, брахиоподами, морскими ежами; аммониты очень редки, встречаются лишь в отдельных горизонтах, а *Phylloceras* и *Lytoceras*, широко распространенные в глубоководной глинисто-мергельной фации, исчезают совсем. Такие соотношения показывают, что территория гельветского покрова в юрский период представляла собой область глубокого прогиба — передовую альпийскую борозду, ограниченную по периферии приподнятыми мелководными и мало погружавшимися участками. По простиранию борозда была, повидимому, неоднородна, так как по периферии кристаллических массивов Эгиль Руж (Aiguilles Rouges) и Аарского разрез становится неполным (выпадает почти весь лейас), а внутри доггера и мальма появляются поверхности размывов и фации коралловых известняков, железисто-оолитовая, песчаная. Очевидно, названные два массива высились внутри прогиба в виде островов и подводных отмелей. Для других массивов гельветского покрова этого не отмечается.

На площади пеннинского покрова различаются две параллельно пролегающие зоны — Брианконнэ и Пьемонтская. Общая мощность юрских отложений зоны Брианконнэ не превосходит 150—200 *м*, т. е. они во много раз уступают разрезу передовой альпийской борозды. Лейас представлен лишь немногими обрывками рэтских отложений. Доггер начинается брекчиями, за которыми следуют оолитовые известняки и богатые ископаемыми известковистые сланцы с фауной нериней, кораллов, гидрактиноид, ринхонелл и многочисленных двустворок (*Mytilus*); в некоторых местах встречаются прослои угля даже промышленного значения. Мальм лежит трансгрессивно на J_2 и начинается прямо верхним оксфордом; в это время отлагаются плотные красные известняки. Кимеридж и титон образованы светлыми известняками с прослоями радиоляритов у основания. Это единственные слои, доставившие (в титоне) фауну аммонитов. Из сказанного видно, что

зона Бриансоннэ в юрский период представляла собой, несомненно, позитивную полосу, своего рода «кордильеру», вал или цепь, то высившуюся над уровнем моря, то уходившую под воду, но прогибавшуюся очень мало. Это типичная позитивная полоса внутри широкой геосинклинальной зоны. Между ней и передовой альпийской бороздой улавливаются следы постепенного перехода.

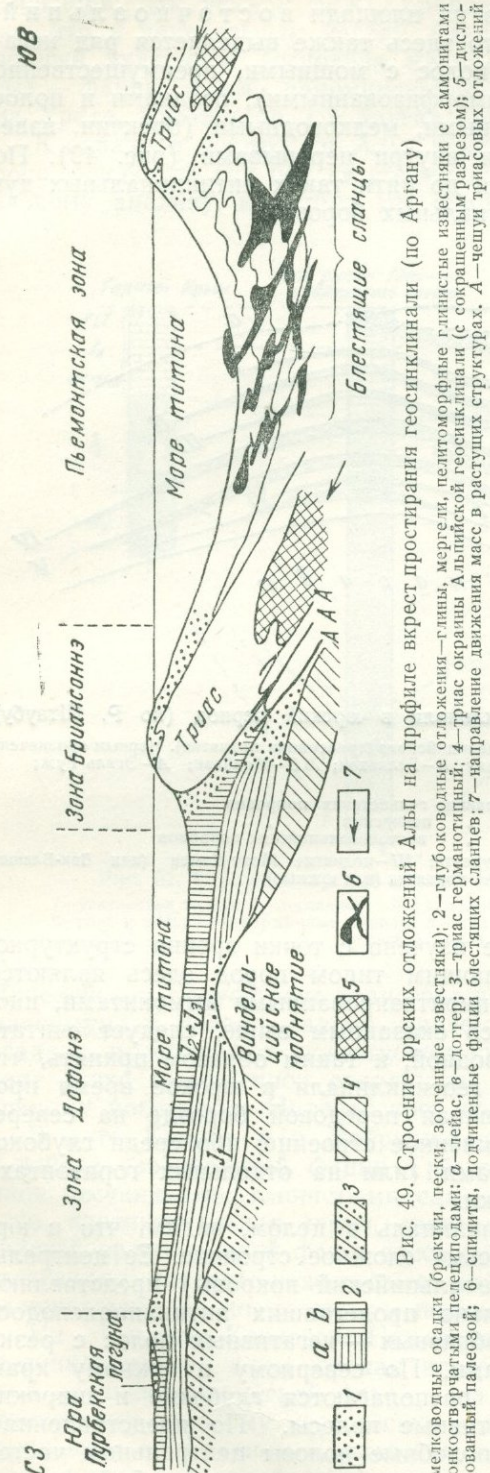


Рис. 49. Строение юрских отложений Альп на профиле вкрест простирания геосинклинали (по Аргану)

1—мелководные осадки (брекчии, пески, зоогенные известняки); 2—глубоководные отложения—глины, мергели, пелитоморфные глинистые известняки с аммонитами и тонкостворчатыми пелециподами: *а*—лейас, *в*—доггер; 3—триас германотипный; 4—триас окраины Альпийской геосинклинали (с сокращенным разрезом); *5*—дислоцированный палеозой; 6—спилиты, подчиненные фации блестящих сланцев; 7—направление движения масс в растущих структурах. *А*—чешуи триасовых отложений

Пьемонтская зона пеннинского покрова отличается от предыдущих тем, что юрские осадки здесь претерпели значительный метаморфизм и превратились в так называемые schistes lustrées — блестящие сланцы. Это мощная (свыше 1000 *м*) свита филлитовых и известково-филлитовых сланцев, в которых благодаря метаморфизму развились обильные чешуйки слюды, обусловливающие их блеск. На отдельных горизонтах среди филлитов встречаются радиоляриты (яшмы с радиоляриями), а также пачки и горизонты зелено-каменных пород — метаморфизованных габбро, базальтов и других магматических пород, частью интрузивных (лакколитоподобных), частью эффузивных. У основания толщи были обнаружены лейасовые белемниты и аммониты (*Arietites*), что собственно и привело к установлению истинного возраста schistes lustrées, ранее относимых к палеозою. По типу и по мощности сланцевая толща напоминает глинисто-мергельную гельветскую, и это указывает, что Пьемонская зона, подобно передовой Альпийской, была в юрский период ярко выраженной негативной зоной, полосой погружений, возможно со значительными глубинами, ибо глинисто-мергельные осадки должны были отлагаться на относительно глубоких участках водоема. Так

намечается вторая полоса прогибаний внутри Альпийской геосинклинали.

Не разбирая подробно осадков на площади восточноальпийского покрова, укажем лишь, что здесь также выделяется ряд негативных, глубоко погружавшихся полос с мощными, преимущественно глинисто-мергельными (ныне метаморфизованными), осадками и полос позитивных, с осадками маломощными, мелководными (брекчии, известняки, песчаники), разделенными внутри перерывами (рис. 49). По Штаубу (рис. 50), устанавливается до пяти таких антиклинальных дуг и соответственно до шести синклинальных борозд.

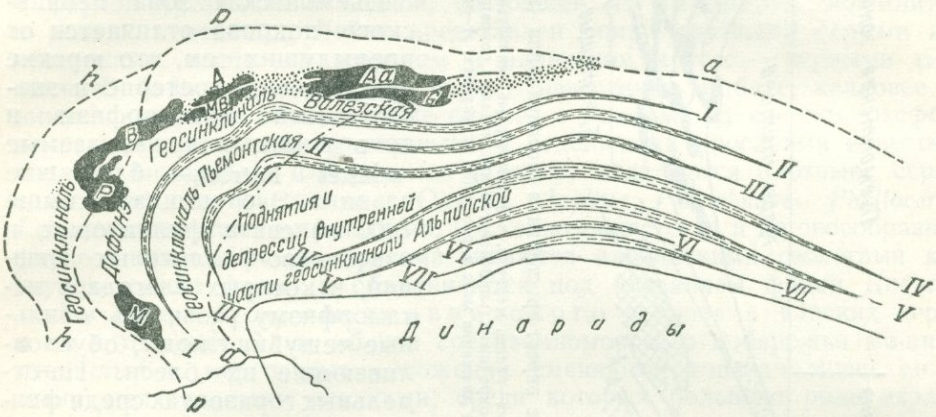


Рис. 50. Структура Альпийской геосинклинали в юрский период (по Р. Штаубу)

Точками показано пролегание погруженного винделицийского (триасового поднятия). Черным обозначены герцинские массивы: *M*—Меркантур; *P*—Пельву; *B*—Белледон; *MB*—Монблан; *A*—Эгиль Руж; G—Готард; *Aa*—Аар;
h—современная внешняя граница гельветских покровов
p— » » » пенинских »
a— » » » восточноальпийских покровов
I—поднятие Бриансоннэ; *II*—поднятие Тамго-Суретта; *III*—поднятие Монт-Домен (или Пан-Бланш); *IV*—*VII*—внутренние поднятия (или южные)

Динарская ветвь Альп меньше изучена с точки зрения структурно-фациального анализа. Преобладающим типом пород здесь являются плотные известняки и мергели с пиритизированными аммонитами, иногда радиоляриты. По аналогии со сказанным выше, следует считать эту фацию относительно глубоководной, и таким образом принять, что вдоль южного края Альпийской геосинклинали в юрское время проходила негативная зона, аналогичная передовой борозде на севере. Вероятно она также имела усложненное строение, ибо среди глубоководных фаций встречаются местами (или на отдельных горизонтах) мелководные зоогенные известняки.

Обозревая Альпийскую геосинклиналь в целом, видим, что в юрское время она обнаруживает весьма сложное строение. Ее центральные части (пеннинский и восточноальпийский покровы) представляют собой серию примерно параллельно пролегавших антиклиналеподобных — позитивных и синклиналеобразных — негативных полос с резко различным поведением и осадками. По северному и южному краю (Гельветская зона и динариды) располагаются глубокие и широкие интенсивно прогибавшиеся негативные полосы. По представлениям альпийских геологов антиклиналеподобные полосы центральных частей геосинклинали впоследствии развиваются каждая в особый надвиг или комплекс их и, следовательно, являются зародышем будущей

тектоники Альп. Таким образом, формирование современной альпийской структуры началось из центральных частей геосинклинали — факт, имеющий, как увидим ниже, принципиальное значение. Отметим также, что к центральным частям Альпийской зоны приурочивается подводный вулканизм (основная магма) и яшмовые толщи (радиолариты) — фации, весьма напоминающие кремнисто-эффузивные комплексы на Урале, Казахстане и в других центральных частях геосинклиналей.

К западу и востоку от Альп юрские отложения развиты очень широко, однако до сих пор не подверглись подробному структурно фациальному анализу, и потому мы отметим лишь главнейшие факты. На

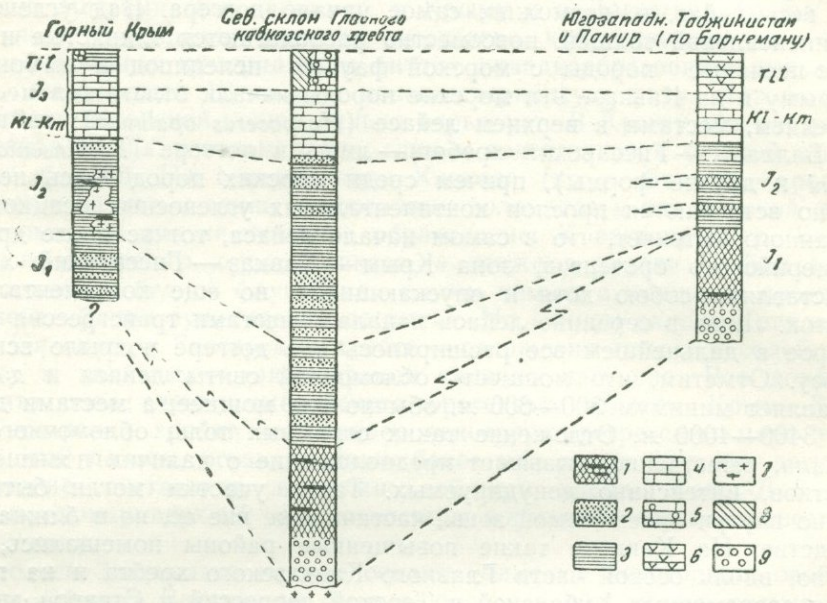


Рис. 51. Строение юрских отложений в Крымско-Кавказской зоне

1—угленосная толща; *2*—песчаники; *3*—глинистые сланцы; *4*—известняки; *5*—доломиты; *6*—гипс и соль; *7*—изверженные породы; *8*—красноцветные лагунно-континентальные отложения; *9*—конгломераты

Пиренейском полуострове трансгрессия началась уже с рэта и достигла максимума в начале мальма, причем тип фауны альпийский, а среди осадков преобладают известково-мергелистые. Конец юры — титон — дает резко выраженное сокращение моря, сохраняющегося лишь по южному побережью Пиренейского полуострова.

В дуге Карпат и в Добрудже заслуживает упоминания наличие в лейасе своеобразной фации Грёстен, образованной переслаивающимися песчаниками, глинистыми сланцами и пластами угля. Это, вероятно, континентальная серия, связанная с проявлением древнекиммерийской орогенической фазы, здесь особенно резко выраженной. Позже отлагаются глинисто-известковые породы с морской фауной; море удерживается до конца юры и переходит в меловой период.

На Крымско-Кавказско-Памирском участке Средиземноморской геосинклинальной зоны юрская история также начинается орогенической древнекиммерийской фазой. Она устанавливается по чрезвычайно отчетливому угловому несогласию, которое отделяет породы триаса от пород юры на Главном Кавказском хребте и частью в Крыму. Очень скоро после складкообразования, однако, начались новые погружения и аккумуляция осадков.

Рассмотрим сначала полосу, включающую Крым, Главный Кавказский хребет, Копет-Даг и Гиссарский хребет, а затем более южную зону Закавказья.

В составе юры северной полосы выделяются три резко отличные свиты (рис. 51). Первая, относящаяся к эпохе лейаса и доггера, начинается обычно конгломератами, на Кавказе нередко большой мощности (в сотни метров). Далее следуют угленосные осадки, состоящие из переслоев песчаников, глин и пластов угля. В Крыму и на Кавказе эта угленосная толща развита в общем слабо и относится лишь к нижней части лейаса. По направлению на восток (Большой Балхан — Гиссарский хребет) мощность ее возрастает, и по времени она охватывает уже весь лейас, и, возможно, самое начало доггера. Над угленосной континентальной толщей, повсеместно располагаются глинистые и глинисто-песчаные породы с морской фауной пелеципод и аммонитов. В Крыму и на Кавказе эти морские породы начали отлагаться местами в среднем, местами в верхнем лейасе (*Harpoceras opalinum*); на востоке (Балханы — Гиссарский хребет) — лишь в доггере (*Parkinsonia parkinsoni* и другие формы), причем среди морских пород здесь неоднократно встречаются прослои континентальных угленосных осадков. Из сказанного вытекает, что в самом начале лейаса, тотчас после древнекиммерийского орогенеза, зона Крым — Кавказ — Гиссарский хребет представляла собою хотя и опускающийся, но еще континентальный участок. Лишь в середине лейаса началась местами трансгрессия моря, которое в дальнейшем все расширялось и в доггере покрыло всю эту полосу. Отметим, что мощность обломочной свиты лейаса и доггера составляет минимум 300—600 *м*, обычно она мощнее, а местами достигает 3400—4000 *м*. Отложение таких огромных толщ обломочного материала, естественно, вызывает предположение о наличии повышенных участков, интенсивно денудируемых. Такие участки могли быть частично внутри списываемой зоны, частично же вне ее, но в ближайшем соседстве. На Кавказе такие повышенные районы помещались, возможно, вдоль осевой части Главного Кавказского хребта и на территории современных Кубанской и Терской депрессий и Ставропольского плато; на востоке источником материала, несомненно, служили южные дуги Тянь-Шаня, захваченные и несколько омоложенные древнекиммерийским орогенезом.

На обломочную толщу лейаса и доггера на всей площади Крымско-Кавказско-Гиссарской полосы налегает свита, сложенная почти исключительно известняками. Последние обычно органогенно-обломочные и заключают в себе нередко богатую фауну пелеципод, гастропод, кораллов, даже аммонитов. Из характерных форм, встречающихся здесь массами, отметим шестилучевые кораллы из семейства *Astreidae*, крупную толстостворчатую пелециподу *Diceras*, крупную же и толстостворчатую гастроподу *Nerinea*; из аммонитов — представителей родов *Cardioceras, Phylloceras, Lytoceras* и ряд других. По возрасту толща обнимает промежуток времени от келловея до кимериджа.

Вдоль южного склона Главного Кавказского хребта карбонатная свита сменяется узкой полосой так называемого флиша. Это мощная слоистая серия, состоящая из чередующихся пластов (по 0,2—1,0 *м*) мергелей, глин и песчаников почти без ископаемых, с остатками растений и отпечатками причудливой формы (иероглифы) неопределенного генезиса.

Таким образом, в течение почти всего мальма в полосе Крым—Кавказ—Гиссарский хребет продолжают устойчиво сохраняться морские условия. Бросается в глаза совершенно ничтожное поступление в эту зону обломочного материала (отлагавшегося главным образом

вдоль южного склона Кавказа). Повидимому поднятия, питавшие своим разрушением седиментацию лейасово-доггерового моря, теперь либо очень резко снивелированы, либо даже частично погрузились под уровень моря, что в особенности вероятно для полосы к северу от Кавказа. Иными словами, основываясь на резких фациальных изменениях толщи верхней юры сравнительно с осадками лейаса и доггера, нужно допустить, что трансгрессия, начавшаяся в лейасе и продолжавшаяся в доггере, именно в келловей — кимериджское время достигла своего максимума.

На известняковой толще келловей—кимериджа располагается третья, резко отличная фациально, свита юрских пород, относящаяся к титону. Местами, как например, в Крыму и в Дагестане, толща эта лежит на подстилающих породах несогласно, что указывает на повторение на границе кимериджа и титона складкообразовательных процессов, выделяемых Штилле в новокиммерийскую фазу. Литологический состав титонской толщи сильно варьирует. В Крыму это нормально-морская толща конгломератов, глин и известняков с богатой аммонитовой фауной. На северо-западе Кавказа (до р. Белой) — красноцветные песчаники и глины с прослоями доломитов и без морской фауны, несомненно континентальное образование. К востоку от р. Белой и до юго-восточного конца Кавказа, а также в хребте Б. Балхан,— это доломиты с бедной фауной или совсем немые, с мощными прослоями гипсов—фация существенно лагунная. На южном склоне Кавказа—флиш. Наконец, в Гиссарском хребте — отложения гипсов и солей, натриевых и калиевых,— также фация типично лагунная. Все доказывает, что после новокиммерийского орогенеза область Крым—Кавказ—Гиссарский хребет переживает некоторую регрессию; море уходит из этой полосы, оставляя лишь более или менее крупные лагуны. Исключение составляет, возможно, область хребта Копет-Даг, где к самому концу верхней юры относятся нормально-морские известняковые толщи.

В полосе Закавказья юрские осадки обладают некоторыми особенностями. Область Закавказья была в юрское время ареной весьма напряженной вулканической деятельности, которая началась еще в лейасе, достигла максимума в доггере и значительно сократилась в мальме. Для характеристики напряженности этой деятельности, достаточно упомянуть, что в окрестностях Кутаиси (в Грузии) одна среднеюрская эффузивная толща достигает мощности 2000 *м*.

На востоке Средиземноморской геосинклинальной зоны располагается новая обширная область, обнимающая Гималаи, Южный Китай, Индо-Китай и острова Малайского архипелага. Здесь намечаются по крайней мере три полосы со значительно различающимся разрезом юрских отложений.

Первая,— относительно узкая полоса,— охватывает хребты Белуджистана и южную часть Гималайской системы, непосредственно прилегающую к Индийской платформе. Тип юрского разреза ее дается осадками области Спити. На верхнетриасовые породы здесь налегает мощная (до 1000 *м*) толща массивных известняков, внизу содержащих фауну толстостворчатых двустворок *Megalodon*, в большей средней части —палеонтологически немых, в верхних же слоях с редкими остатками белемнитов (*Belemnites sulcatus*) и двустворок. Мегалодоновые слои относятся к рэту, белемнитовые к келловею и, таким образом, весь лейас, доггер и начало мальма представлены карбонатной фацией. Выше располагаются так называемые «сланцы Спити» около 200 *м* мощностью. Это черные, оскольчатые, по большей части сажистые слюдистые глины, содержащие обильную фауну аммонитов (*Phyl-*

loceras, Lytoceras, Aspidoceras, Hoplites, Oppelia, Macrocephulites и др.), белемнитов и двустворок (*Aucella, Avicula, Lima, Pecten, Ostrea, Trigonia* и др.). По возрасту сланцы Спити отвечают оксфорду, кимериджу и титону и постепенно переходят в нижнемеловые породы. В Белуджистане карбонатная лейасово-доггеровая толща еще более мощна (до 1500 *м*) и содержит богатую фауну аммонитов, позволяющую установить наличие в разрезе всех ярусов европейской схемы. Сланцы Спити отсутствуют, вероятно в силу последующего размыва.

Второй тип разреза юрских пород намечается в центральных и северных частях Гималаев к северу от провинции Непал. Отличительную черту этой полосы составляет развитие песчано-сланцевых пород не только в мальме, но и в доггере и в лейасе. От мощной карбонатной свиты южных цепей Гималаев и Белуджистана здесь уцелели лишь немногие тонкие (по 10—15 *м*) пачки с фауной аммонитов (*Harpoceras*), двустворок (*Trigonia, Ostrea, Pholadomya*), брахиопод и других форм. Широкое развитие обломочных свит в центральной зоне Гималаев напоминает аналогичное явление в центральной части Альпийской геосинклинали (schistes lustrées Пьемонтской зоны) и указывает, повидимому, на то, что средняя полоса Гималайской геосинклинали также имела сложное строение и обладала, наряду с негативными площадями (синклиналями), также и позитивными участками, возможно, зародышами будущих антиклинориев.

Третий специфический тип юрского разреза характеризует юго-западный Китай и Индо-Китай. В этой области морские отложения развиты слабо и ограничиваются лишь западной частью Юннани, Тонкином, Лаосом, Аннамом. При этом наиболее широко распространены песчано-глинистые свиты лейаса, располагающиеся иногда на континентальных угленосных отложениях рэта. Морские осадки доггера встречаются реже, причем фауна в них часто обедненная, только пелециподовая, без аммонитов. Морские верхнеюрские отложения отсутствуют вообще. Таким образом, история юрского периода здесь отличается ярко выраженной тенденцией к регрессии, наступающей здесь гораздо ранее, чем на более западных участках Средиземноморской орогенической зоны. Слабое развитие морских пород компенсируется значительным распространением угленосных отложений, широко развитых в Китае.

С верхнеюрской эпохой на территории юго-западного Китая и Индо-Китая связывается резко выраженное складкообразование, которое и создает в основном ныне существующие складчатые структуры этих мест. Точная хронология этого процесса пока не установлена, но, вероятно, он более или менее отвечает новокиммерийской фазе, проявившейся в западной половине Средиземноморской зоны. Еще ближе аналогия этого процесса с тем, какой мы увидим ниже на северо-востоке Азии (Верхоянский хребет — Анадырь).

Отделяясь большим «пустым» промежутком, где юрские отложения пока не зафиксированы, следует островной район, включающий острова Борнео, Тимор, Ротти, часть Молуккских (о. Зулу) и Филиппинских, а также Новую Гвинею, Новую Каледонию и Новую Зеландию. В этой области юрские породы найдены лишь в отдельных разрозненных пунктах, причем иногда не в коренном залегании, а крупными глыбами, включенными в лавы и, очевидно, внесенными последними с глубин. Сопоставляя эти обрывочные сведения, получаем, что в области названных островов имеются породы лейаса (притом разных его ярусов), доггера и мальма (также всех ярусов). Очевидно район островов был в юрский период областью устойчивого геосинклинального моря и в этом отношении является продолжением Гималайской полосы.

Новокиммерийский орогенез частично затронул и эту часть геосинклинальной области.

* * *

Итак юрская история Средиземноморской зоны начинается древнекиммерийской фазой складкообразования. Главным очагом ее была полоса по северной окраине зоны от Восточных Карпат на Добруджу, в Крым и на Кавказ, хотя эта полоса и была захвачена складчатостью, видимо, не сплошь, а спорадически. Другим участком древнекиммерийских движений была территория юго-западного Китая и Индо-Китая, где самые движения начались даже раньше, чем на западе, а именно — в норийское время (см. главу XV). К этим краевым участкам орогенической зоны присоединяются по крайней мере некоторые площади в центре, как, например, отдельные участки восточноальпийского покрова в Восточных Альпах и, возможно, в центральной части Гималаев. Ни на одной из перечисленных площадей древнекиммерийское складкообразование не создало прочных, устойчивых структур, но везде усложнило строение геосинклинали, подчеркнув дифференциацию на позитивные (островные) участки и негативные (депрессионные) площади, располагающиеся между ними. Альпы с их сложной системой «кордильер» и «синклиналей» между ними дают идею структурно-фациальных соотношений, резко выявившихся в Средиземноморской геосинклинальной зоне после древнекиммерийского орогенеза.

Несмотря на орогенез, море не покинуло Тетиса, но уже с начала лейаса на разных участках его вновь начало расширяться, давая явственно обозначенную новую трансгрессию. На западе постепенно затопляются Пиренейский полуостров и Африка, на севере море заходит в Крым, на Кавказ и к Гиссарскому хребту, на востоке — в Индо-Китай. Эта трансгрессия в восточной, индо-китайской, части Тетиса скоро прекращается, но на западе и севере продолжается и, судя по фациям, достигает максимума в келловей-оксфорде. В конце юры складкообразование повторяется — в Индо-Китае и юго-западном Китае в очень резкой форме, на севере зоны (Кавказ — Памир) в более слабой степени, что влечет за собой некоторую регрессию в титонское время. Она обозначается, с одной стороны, отсутствием морских осадков этой эпохи на Пиренейском полуострове, с другой — лагунными толщами на Кавказе и в Гиссарском хребте. Повидимому, и в центральных частях геосинклинали появляются какие-то разделительные сухопутные барьеры, ибо фауна Гималаев, до того сходная с альпийской, становится значительно обособленной.

Так, область Тетис за юрский период переживает новую волну погружений, у начала и конца которой стоят два орогенеза и соответственно две эпохи кратковременных поднятий.

Для условий, господствовавших в юрский период в Тетисе, характерен слабый эффузивный вулканизм. Мы могли отметить его лишь в Пьемонтской зоне Альп и в Закавказье, причем здесь даже в более интенсивной форме.

3. Евразийская глыба

На территории Евразийской глыбы юрские отложения распространены гораздо шире триасовых. Они развиты во многих местах Западноевропейских герцинид, на огромной площади Русской платформы, в Урало-Сибирских герцинидах и на Сибирской платформе. Фациально юрские отложения также несравненно разнообразнее триасовых, и наряду с континентальными здесь исключительно широко развиты морские осадки.

С началом юрского периода связано дальнейшее усложнение структуры Западноевропейских герцинид. Уже в верхнепермское время, как известно, наметилась обширная Северогерманская впадина; в триасе она продолжала формироваться и получила дополнительное приращение на юге в виде Швабской или Южногерманской впадины. В юрский период прибавляются две новые обширные котловины: Англо-Парижская и Аквитанская (рис. 52). Первая ограничивается на северо-западе каледонскими и герцинскими цепями Великобритании, на западе—Арморикапским массивом, на юге — Центральным Французским плато, на востоке — Рейнским массивом, Шварцвальдом и Вогезами. Вторая котловина располагается к юго-западу от первой, между Центральным Французским плато и Пиренеями.



Рис. 52. Выступы и впадины на площади Западноевропейских герцинид

1—впадины (депрессии); *2*—выступы; *3*—Средиземноморская орогеническая зона.
Впадины: *I*—Англо-Парижская; *II*—Аквитанская; *III*—Швабская; *IV*—Северогерманская.
Выступы: *A*—Каледонский массив; *B*—Арморикапский массив; *C*—Мезетский массив; *D*—массив Центрального Французского плато; *E*—массив Рейнских Сланцевых гор; F—Шварцвальд и Вогезы; *G*—Богемский массив; *H*—Балтийский щит

Возникновение этих впадин в начале юры доказывается тем, что юрские породы являются древнейшими, выстилающими названные котловины. При этом в центральных частях впадин юрские осадки мощны (многие сотни метров), часто выражены в относительно глубоководных фациях, на окружающих же впадины герцинских массивах (выступах герцинского фундамента) развиты мало, имеют небольшую мощность, характеризуются частыми перерывами и выражены в прибрежной фации. Очевидно в юрский период территории впадины погружались гораздо энергичнее герцинских массивов, и это обстоятельство собственно и привело к образованию впадин. Не разбирая истории каждой впадины отдельно, ограничимся обзором юрской истории их в целом.

Юрский период открывается накоплением рэтских осадков на территории всех четырех западногерцинских котловин. Отлагаются ракушечники с *Avicula contorta*, неоднократно переслаивающиеся с лагунными глинами, красными и серыми, сходными с осадками кейпера. В фауне полностью отсутствуют аммониты, кораллы и брахиоподы, и она имеет характер фауны специфической, принадлежащей аномальному бассейну, отличному от нормального моря Альпийской геосинклинали.

Такой характер бассейна и близкое сходство его с триасовым морем Северо-Германской депрессии являются причиной, почему нередко рэтские отложения относят еще к триасу.

В дальнейшей истории лейаса морской бассейн постепенно расширяется, захватывая все новые участки на склонах и на поверхности массивов, что хорошо видно на профилях, например, через Арморикан-ский и Эйфельский массивы (рис. 53), где каждый следующий ярус

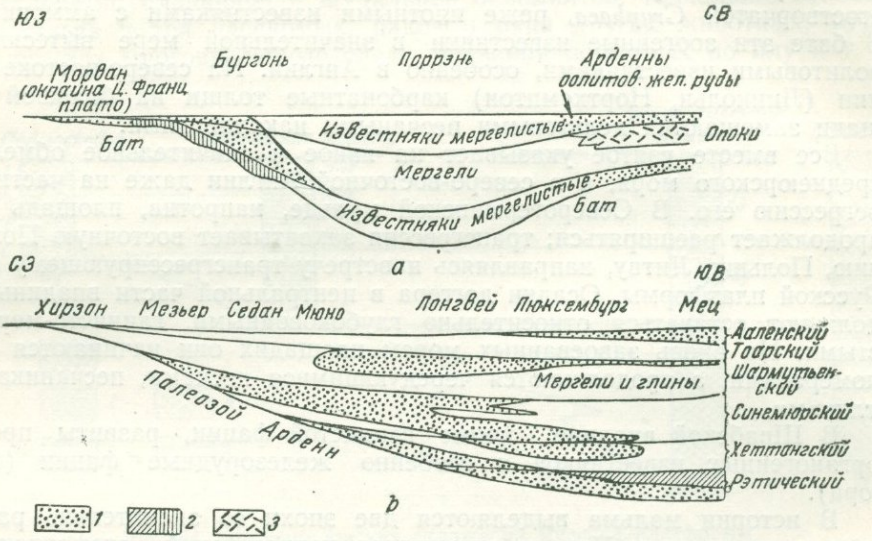


Рис. 53. Изменение юрского разреза на массивах Западноевропейских герцинид (из М. Жинью)

а—келловей-оксфордские породы на профиле от Морвана (северная окраина Центрального Французского плато) до Арденн.
в—лейасовые отложения по юго-западной окраине Арденн.
1—пески кварцевые и железистые (с шамозитом);
2—раковинные плитняки; *3*—опоки

перекрывает предыдущий. Некоторые участки герцинского фундамента, как, например, Шварцвальд и Вогезы, в это время вообще скрываются под водой. Одновременно с трансгрессией меняется характер фауны и осадков. С хеттангского века фауна становится чрезвычайно богатой и качественно разнообразной; в ней появляются все типы морских животных,— особенно аммониты, пелециподы,— и она приобретает облик нормальной морской фауны. Осадки хеттангского и синемюрского ярусов главным образом известняковые, ракушечниковые с *Gryphaea arcuata,* как главной породообразующей формой, или мергелистые с аммонитами *(Schlotheimia angulata, Aretites bucklandi* и др.), иногда песчаные; фациально они отвечают верхней части шельфа. Выше, в ярусах шармутском, тоарском и частью ааленском, отлагаются мергели и серые, иногда черные, богатые органическим веществом глины с массой аммонитов, тонкостворчатых пелеципод (*Posidonia bronni*), часто пиритизированных. Эти осадки отвечают, повидимому, более глубоким частям шельфа и, может быть, началу континентального склона. К вершинам герцинских массивов (Эйфель, Центральное Французское плато, Арморикан-ский, на западе Англии) глубоководные фации сменяются мелководными — песками, раковинными известняками, железисто-оолитовыми накоплениями, достигающими иногда стадии железных руд. Особенно выражена глинистая фация в Северогерманской и Швабской впадинах. В последней она представлена в верхнем лейасе (тоарский ярус) своеобразными посидониевыми горючими

сланцами. Таким образом, погружения впадин приводят в лейасе не только к разрастанию впадин, но и к их углублению.

Доггер приносит характерное изменение седиментации. Уже в конце ааленского яруса на всей площади Англо-Парижской котловины взамен относительно глубоководных глин отлагаются пески и оолитовые железорудные фации (Лотарингия). В байосский же век площадь котловины повсеместно покрывается зоогенными известняками, главным образом коралловыми и эхинодерматовыми, устричниками с толстостворчатой *Gryphaea*, реже плотными известняками с аммонитами. В бате эти зоогенные известняки в значительной мере вытесняются оолитовыми известняками, особенно в Англии. На северо-востоке Англии (Линкольн, Нортхемптон) карбонатные толщи на большой площади замещаются дельтовыми песчаными накоплениями.

Все вместе взятое указывает на явное и значительное обмеление среднеюрского моря, а в северо-восточной Англии даже на частичную регрессию его. В Северогерманской мульде, напротив, площадь моря продолжает расширяться; трансгрессия захватывает восточную Померанию, Польшу, Литву, направляясь навстречу трансгрессирующему морю Русской платформы. Осадки доггера в центральной части впадины продолжают оставаться относительно глубоководными, глинисто-мергелистыми. На вновь завоеванных морем площадях они начинаются конгломератами, а продолжаются чередующимися песками, песчаниками и глинами.

В Швабской впадине, кроме глинистой фации, развиты прослои органогенных известняков и особенно железорудные фации (бурая юра).

В истории мальма выделяются две эпохи со значительно различным содержанием. Первая охватывает келловейский, оксфордский и кимериджский века. В это время продолжается крупная трансгрессия моря на восток, в пределы Русской платформы, тогда как на западе сохраняются, в сущности, те же условия, что и в средней юре. Осадки этой стадии менялись во времени. В келловее и нижнем оксфорде они представлены во всех котловинах мергельно-глинистыми породами с аммонитами и пелециподами, фацией относительно глубоководной, отвечающей глинисто-мергельным осадкам верхнего лейаса. В верхнем оксфорде и в кимеридже также повсеместно (на этот раз и в Северогерманской впадине) получают преобладание зоогенные, коралловые, эхинодерматовые, устричные и другие известняки; среди них встречаются также тонкозернистые аммонитовые известняки и в верхнем кимеридже — глины.

На границе кимериджа и портланда и в течение самого портланда почти на всей территории герцинид имел место новокиммерийский орогенез, который повел к образованию более или менее значительных складок и сбросов в Англии, Франции и Германии. В результате последующий ход движений земной коры принял, так сказать, обратное направление. Нижний портланд еще сохраняет морские фации, во Франции — главным образом известняковые,— в Германии — песчано-глинистые. Верхний же почти повсеместно характеризуется континентальными, так называемыми пурбекскими отложениями: песками и глинами с растительными остатками и с пресноводными моллюсками — *Unio* и др. К концу портланда море удерживается только в районе, непосредственно примыкающем к Альпийскому орогену, причем здесь обильно развиты известняковые рифовые фации. К ним во Франконии приурочены знаменитые литографские золен-

гофенские сланцы. Это — плотные необычайно мелкозернистые белые плитчатые известняки, которые залегают среди коралловых рифовых известняков и представляют собой, по И. Вальтеру, отложения коралловой лагуны, находившейся внутри атоллового кольца. Породы эти приобрели известность благодаря большому количеству необычайно тонких и совершенных отпечатков целого ряда интересных форм. В них были найдены остатки *Archaeopterix* и *Archaeornis*. Здесь же сохранились отпечатки птеродактиля с очертаниями его летательной перепонки, отпечатки плавников и щупальцев белемнитов, тончайшие отпечатки крыльев и тел насекомых, раков и ряда других животных, точно так же, как многочисленные следы ползания животных по илу и т. д.

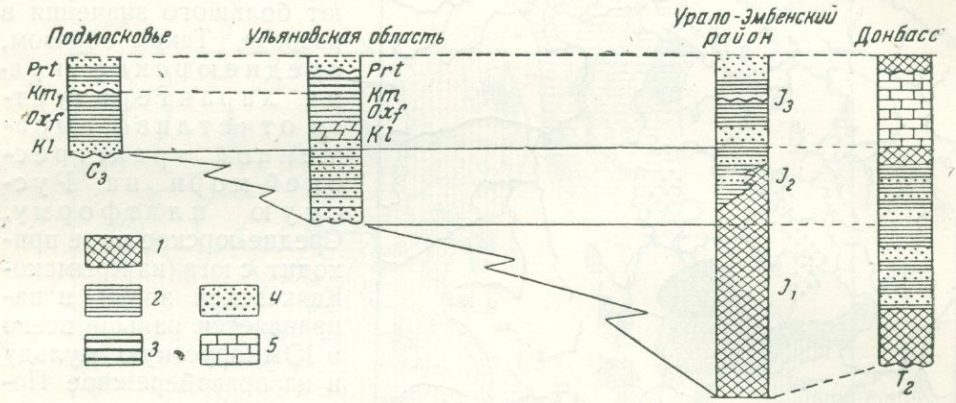


Рис. 54. Строение юрских отложений Русской платформы

1—континентальные отложения, в Урало-Эмбенском районе содержащие угли; *2*—глины (с морской фауной); *3*—горючие сланцы (с морской фауной); *4*—пески (с морской фауной); *5*—известняки (с кораллами, двустворками и др.)

В целом юрская история Западноевропейских герцинид дает картину крупной трансгрессии, лишь в конце юры сменившейся отступлением моря.

Аналогичные движения захватили и соседний с востока участок Евразийской глыбы — Русскую платформу.

Палеонтологически доказанная нижняя юра известна лишь в Донбассе, где в основании лейаса располагаются серые песчаники и глины без фауны, повидимому континентального происхождения, а выше — песчано-глинистая толща с аммонитами *(Hildoceras)* и пелециподами *(Pseudomonotis)* уже несомненно морская. Севернее на всей территории платформы осадки лейаса отсутствуют. В нижнеюрское время здесь господствовали континентальные условия. На Мангышлаке и в Урало-Эмбенском районе к лейасу относят значительные угленосные толщи, состоящие, как обычно, из чередующихся песчаников, сланцев и глин с прослоями угля, горючих сланцев и (в Урало-Эмбенском районе) содержащие нефть. Несомненно, вся эта свита — континентального происхождения и возникла за счет размывания южной части Урало-Тяньшанской дуги, затронутой и несколько омоложенной древнекиммерийской фазой.

Отложения среднеюрской эпохи распространены гораздо шире лейасовых (рис. 54). Помимо Донбасса, Мангышлака и Урало-Эмбенского района, они развиты повсеместно в Южнорусской (Украинской) впадине, по правобережью Волги до Ульяновска, на Общем Сырту и в Прикаспийской впадине (озера Эльтон и Индер), наконец, в Подмосковной котловине и на севере Восточнорусской впадины (рис. 55). Резко

меняются и фации. В Южнорусской мульде, в Донбассе, на правобережье Волги у озера Эльтон отложения доггера представлены песчано-глинистыми осадками с морской фауной (*Pseudomonotis doneziana, Parkinsonia parkinsoni* и ряд других форм). На Общем Сырту морские осадки охватывают, повидимому, лишь батский ярус. В Урало-Эмбенском же районе и на Мангышлаке главная масса осадков доггера переходит уже в континентальные угленосные и пестроцветные породы, являющиеся продолжением лейасовых. Прослои с морской (батской) фауной появляются здесь лишь в самом верху свиты доггера близко к основанию мальма и не имеют большого значения в разрезе. Таким образом, среднеюрское время характеризуется отчетливо выраженной трансгрессией моря на Русскую платформу. Средне-юрское море приходит с юга (из Крымско-Кавказской зоны) и направляется раньше всего в Южнорусскую мульду и на правобережное Поволжье, а затем медленно продвигается и в Заволжье и в Урало-Эмбенский район, куда проникает отдельными языками лишь к концу доггера. В самом конце доггера на севере—в Большеземельской тундре—намечается как бы встречно идущий морской бассейн, направляющийся на Русскую платформу из области современного Ледовитого океана.

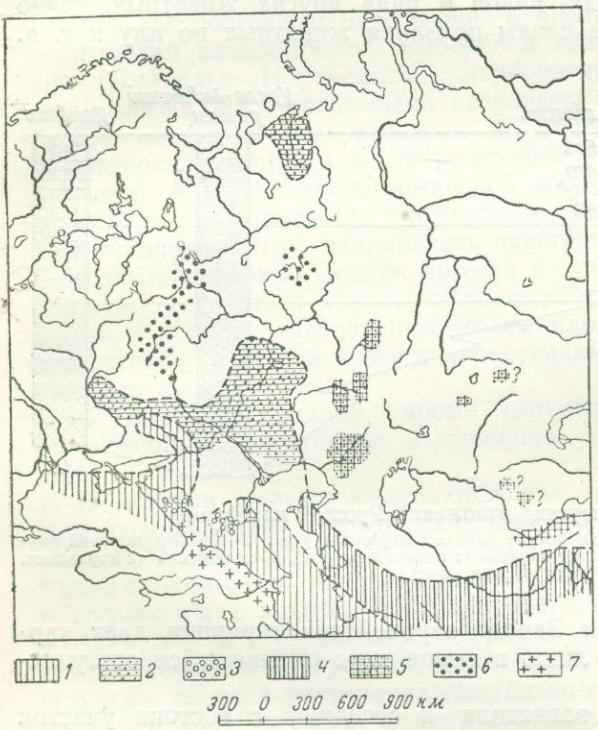


Рис. 55. Фациальная зональность лейаса и доггера на Русской платформе

1—море в лейасе и доггере; осадки преимущественно глинистые, большой мощности; *2*—море только в доггере; осадки песчанистые, малой мощности; *3*—континентальные угленосные осадки в начале лейаса; *4*—лейас и частью доггер—угленосные; вторая половина доггера—трансгрессия моря; *5*—континентальные угленосные отложения; *6*—континентальные песчано-глинистые отложения, иногда с накоплениями железа; *7*—эффузии

Пространство между северным и южным морскими заливами в среднеюрское время представляло собой низменную континентальную территорию, на которой, повидимому, в изобилии были разбросаны озера с обычными песчано-глинистыми и, особенно, железистыми осадками, сохранившимися клочками во многих местах подмосковной котловины и Вятско-Камского края.

В келловей-кимеридже морские отложения развиты еще шире, чем в доггере (рис. 56). Море на Русской платформе достигает максимума своего развития и заливает почти всю площадь ее, исключая лишь Балтийский щит, центральные части Азовско-Подольского массива, и, некоторую часть западного Приуралья (Уфимское плато и прилежащие районы). Осадки его довольно однообразны. Лишь на крайнем юге — в Донбассе в это время отлагаются

известняки с разнообразной фауной кораллов, гастропод, пелеципод и др., аналогичные одновременной фации Крымско-Кавказской зоны. Севернее повсеместно накопляются почти исключительно глины, то светлосерые, известковистые, переходящие в мергели, то более темные, почти черные. В Подмосковной котловине и Поволжье глинистую толщу подстилают маломощные прослои песков. Местами глины переходят в своеобразные оолитовые железистые мергели, являющиеся гли-

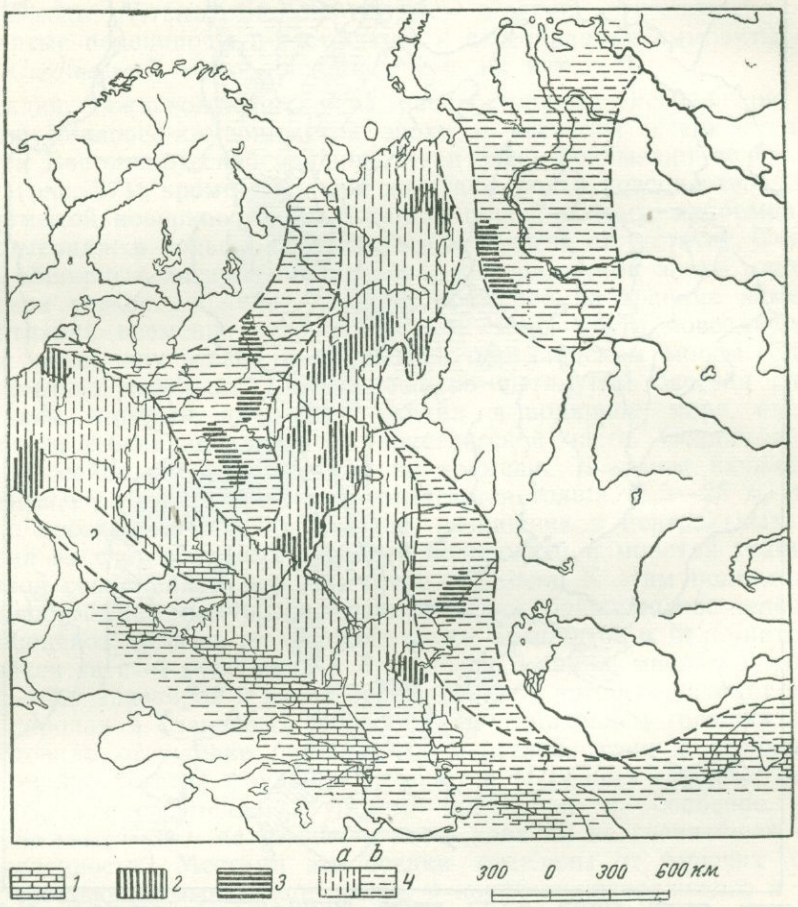


Рис. 56. Осадки келловей-кимериджской эпохи на Русской платформе
1—известняки; *2*—глинистые отложения (море с нижнего келловея); *3*—глинистые отложения (море после среднего келловея); 4—предполагаемое распространение моря, *а*—среднекелловейского, *в*—верхнекелловейского

нистой породой, набитой мелкими (до 1 *мм)* оолитами бурого железняка (оксфорд в Горьковской области). Характерную черту глин и особенно песков верхней юры составляет наличие в них фосфоритовых желваков, которые то разбросаны по одиночке, то сгружены в фосфоритовые горизонты (пласты). Один такой фосфоритовый горизонт отмечается на Общем Сырту, где образование его, несмотря на малую мощность (до 1,5 *м*), длилось, как показывают находки фауны, в течение верхнего келловея и оксфорда. Палеонтологически верхнеюрские породы обычно хорошо охарактеризованы и содержат обильные раковины аммонитов (*Cadoceras elatmae, Macrocephalites, Quenstedticeras, Cardioceras cordatum, Card. alternans* и др.), пластинчатожаберных (устрицы,

Pecten, Nucula, Aucella и др.), гастропод, криноидей, морских ежей, брахиопод (*Rhynchonella, Terebratula*) и т. д. Мощность наплатформен-

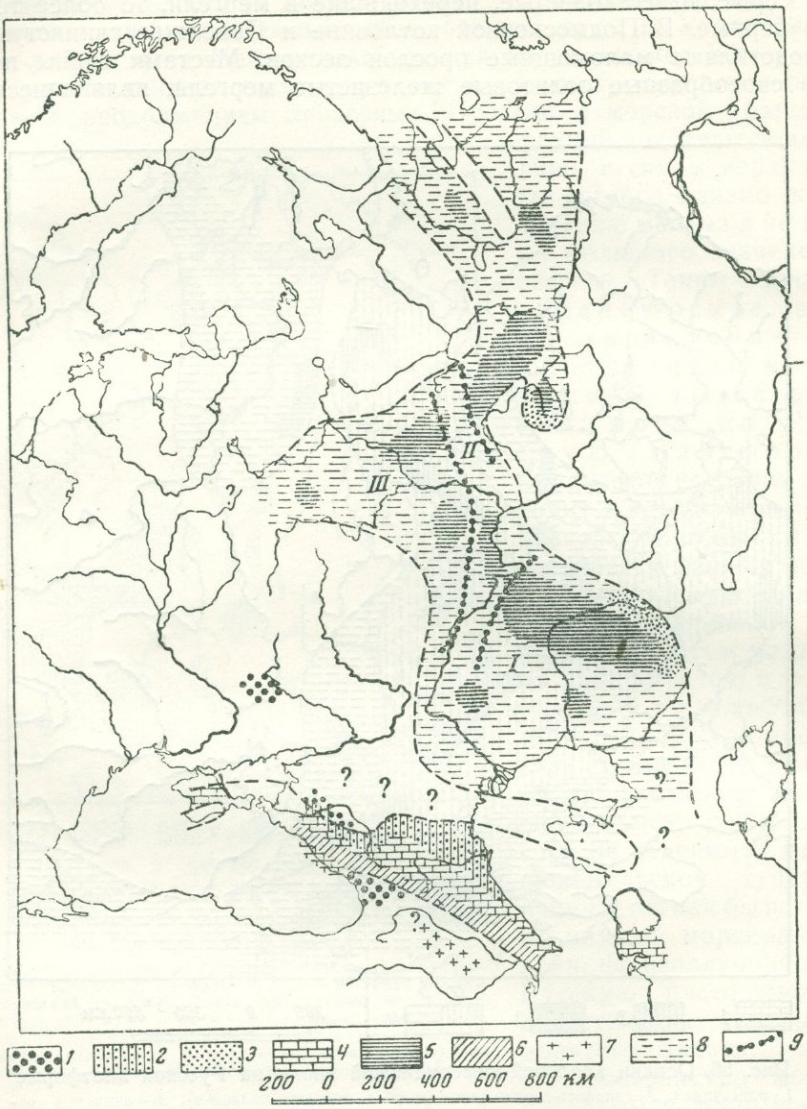


Рис. 57. Осадконакопление начала нижневолжского века на Русской платформе

1—континентальные красноцветные отложения; *2*—гипсово-доломитные осадки; *3*—пески; *4*—известняки; *5*—переслаивание глин и горючих сланцев; *6*—флиш; *7*—эффузии; *8*—гипотетическое распространение морских осадков; *9*—границы зон развития отложений горючих сланцев: *I*—территория, на которой осадки зоны *Perisphinctes panderi* сохранились полностью; мощность их превышает 15 *м*; *II*—сланценосная толща размыта слабо; мощность ее уменьшена до 12—10 *м*; *III*—осадки зоны *Perisphinctes Panderi* сильно размыты, мощность их равна всего 1—1,5 *м*.

Таким образом, помимо фаций века *Perisphinctes Panderi* карта дает представление о локализации поднятий и размыва, имевших место еще в начале нижневолжского века, после времени *Perisphinctes Panderi*, но до времени *Virgatites virgatus*

ных келловей-кимериджских осадков обычно невелика и измеряется всего 2—3 десятками метров, как максимум.

Из сказанного видно, что верхнеюрское море Русской платформы было, повидимому, очень неглубоким и плоским, так как подавляющее

большинство органических форм его свойственно в настоящее время зоне не более 200 *м* глубины. Возможно, что это море отличалось несколько пониженной температурой против того, что наблюдалось в Средиземноморской области (например, на Кавказе или в Крыму). Это вытекает из значительной разницы их осадков и фауны. В геосинклинали это главным образом органогенно-обломочные известняки, на платформе обломочные породы — глины. В геосинклинали — богатая фауна кораллов, своеобразных толстостворчатых пелеципод и гастропод *(Diceras, Nerinea)*, на платформе — мелкие, относительно тонкостворчатые пелециподы и гастроподы и своеобразные аммониты *(Cadoceras, Cardioceras)*, мало представленные на юге.

Осадки нижневолжского века распространены несравненно менее осадков келловей-кимериджской эпохи и известны исключительно в области Восточнорусской впадины, да и здесь покрывают ее далеко не везде (рис. 57); кроме того, они залегают почти повсеместно на сильно размытой поверхности подлежащих пород, почему, например, верхний кимеридж в большинстве случаев в разрезе отсутствует. Очевидно, после обширных погружений келловей-кимериджской эпохи платформа испытала резкое движение вверх и примерно на границе кимериджа и портланда временно освободилась от моря почти повсеместно, но тотчас вновь опустилась и покрылась портландским морем. Это был относительно небольшой меридионально вытянутый бассейн сложных очертаний, который на севере уходил в полярное море, на юге — в область геосинклинали, в ее копетдагской части. Осадки и фауна этого бассейна очень изменчивы во времени. В самом начале (зона *Perisphinctes panderi)* повсеместно отлагается толща (1,5—25 *м)* темных глин с прослоями горючих сланцев, возникших в центральных частях водоема за счет обильных зарослей водорослей и морской травы, аналогичной современной морской траве — *Zostera*. К этим подводным лугам был обычно приурочен специфический брахиоподово-пелециподовый биоценоз, и здесь же плавала масса аммонитов и белемнитов, кормившихся за счет пелеципод и брахиопод, а также много крупных рептилий — плезиозавров и ихтиозавров, скелеты которых находят в волжских породах в сланцевых рудниках. За отложением горючих сланцев последовало отложение песчанистых мергелей, глин и песчаников с чрезвычайно богатой фауной — аммонитов (*Virgatites virgatus*), белемнитов *(Belemnites absolutus)*, устриц, брахиопод и, особенно, ауцелл *(Aucella mosquensis)*, являющихся здесь едва ли не главнейшей формой по численности. Местами эти осадки отделены от горючих сланцев поверхностью размыва. Еще позже, в конце нижневолжского и в верхневолжский век отлагаются светлые, сперва глауконитовые, а потом чистые кварцевые пески, обычно с прослоями фосфоритов или с отдельными, но весьма многочисленными фосфоритовыми желваками. Эти осадки местами также отделены от нижележащих поверхностью размыва. Чем выше по разрезу, тем меньшую площадь занимают морские осадки. Очевидно после возникновения горючих сланцев бассейн регрессирует, становясь все более мелководным и изменчивым, поминутно меняет свои очертания и размывает свои же собственные осадки.

Обозревая юрскую историю платформы в целом, нетрудно видеть, что общий ход ее чрезвычайно напоминает историю Западноевропейских герцинид. В обоих случаях эпоха лейаса, доггера и большей части мальма дает ясную картину прогрессирующих погружений и все разрастающейся трансгрессии, которая достигает своего максимума в келловей-кимериджское время. В обоих случаях на границе кимериджа и портланда отчетливо констатируются быстрые, но кратковременные восходящие движения, совпадающие с новокимме-

рийской орогенической фазой. И, наконец, в обоих же случаях портланд дает картину резко проступающей регрессии моря.

На территории Западносибирских герцинид (рис. 58) и их продолжения в Китае юрские отложения также пользуются обширным распространением, причем обнаруживают весьма любопытные фациальные изменения в направлении с севера на юг (см. приложение II, карту 8).

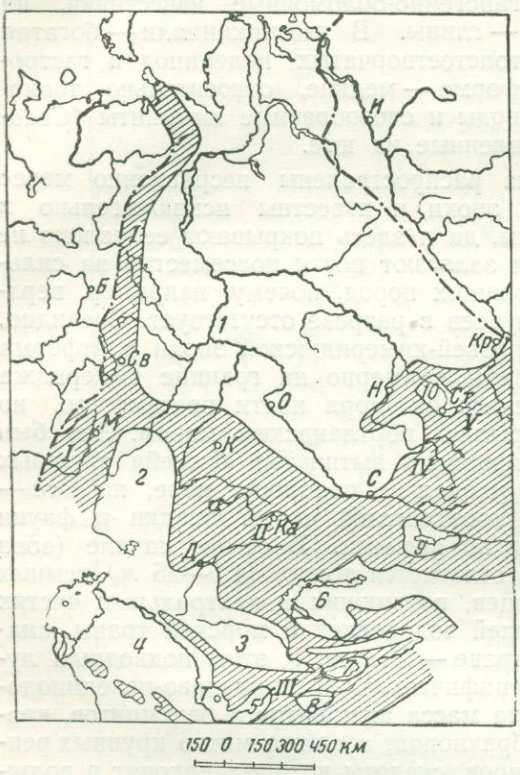


Рис. 58. Расчленение палеозойского фундамента Западносибирских герцинид

I—выступ Уральского хребта; *II*—Казахская степь; *III*—Тяньшанские дуги; *IV*—Алтай; *V*—Саламро-Саянские дуги. *1*—Западносибирская низменность; *2*—Тургайское плато; *3*—Чуйская впадина; *4*—Приаральская впадина; *5*—Ферганская котловина; *6*—Прибалхашская впадина; *7*—Иссыккульская впадина; *8*—Нарынская впадина; *9*—Зайсанская котловина; *10*—Кузнецкая котловина.
Населенные пункты: *Д*—Джезказган; *Ка*—Караганда; *Т*—Ташкент; *О*—Омск; *М*—Магнитогорск; *С*—Семипалатинск; *Кр*—Красноярск; *Н*—Новосибирск; *Ст*—Сталинск; *И*—Игарка; *Св*—Свердловск; *Б*—Березники; *К*—Кокчетав.
Штриховкой показаны выступы палеозойского фундамента

На крайнем севере Урало-Сибирской зоны—в бассейне реки Северной Сосьвы и ее притоков—юрские отложения представлены морскими фациями, а именно, песками и глинами с пелециподами и аммонитами (*Cardioceras, Perisphinctes* и др.), указывающими на верхнеюрский возраст пород (Km—Prt). Южнее, в районе Петропавловска аналогичные песчано-глинистые верхнеюрские отложения с морскими фораминиферами (*Ammodiscus, Glomospira* и др.) и белемнитами (*Cylindroteuthis* ex gr. *magnificus* и *Belemnites porrectus*) были обнаружены в последние годы (1940—1941) буровыми скважинами. Имеются указания на находки верхнеюрских белемнитов (в переотложенном состоянии) в районе г. Сургута, недалеко от впадения Иртыша в Обь. На основании общих структурных соображений, а также интерпретации геофизических данных, в высшей степени вероятно, что юрские,—и в частности верхнеюрские,—отложения в морской фации выстилают вообще всю центральную часть Западносибирской низменности. Таким образом, северная половина Западносибирских герцинид в юрское время постепенно преобразуется в зону прогибания (аналогичную Северогерманской впадине) и уходит под уровень моря. Дата начала морской трансгрессии здесь неизвестна, но в эпоху верхней юры погружения заведомо достигли своего максимума; по аналогии с северным краем Русской платформы начало их во всяком случае может быть отнесено к доггеру.

Южнее на главной площади герцинид морские отложения сменяются континентальными, по преимуществу угленосными. Осадки этого

типа встречены на восточном склоне Среднего Урала (у Челябинска), в ряде точек Казахской степи (район гор Улу-Тау, Карагандинский и некоторые другие), в Средней Азии (бассейны Каратауский, Ферганский и Кульджинский), в Зайсанской котловине, в Кузнецком бассейне и в северной части Минусинской котловины, в Забайкалье и в бассейне рек Зеи и Буреи. Отложения во всех перечисленных районах очень однотипны и представлены песчаниками, конгломератами, глинами, глинистыми сланцами, реже мергелями, еще реже — тонкими и одиночными прослоями известняков (в Средней Азии) и пластами углей, частью гумусовых, частью сапропелевых. Фауна в этих отложениях обнаруживается редко и представлена обычно пресноводными пелециподами типа *Unio, Trigonodon* и др. В некоторых районах (Кара-Тау) к ним присоединяются рыбы и насекомые (иногда великолепной сохранности). Флора встречается часто, в особенности в глинистых породах, и имеет очень хорошую сохранность. Состоит она из крупных хвощей (*Equisetites*), настоящих папоротников (*Cladophlebis, Goniopteris, Taeniopteris* и др.), многочисленных саговниковых (*Williamsonia*), хвойных (*Pityophyllum* и др.) и разнообразных гинкговых (*Ginkgo, Baiera, Czekanowskia*). По этим остаткам растений описываемые континентальные отложения относятся чаще всего к доггеру. Местами (на Южном Урале, в Орской депрессии и в Центральном Казахстане) в юрское время образовывались красноцветные осадки с бокситами и железными рудами.

Условия, в которых шло накопление угленосных толщ, очень образно описаны Д. В. Наливкиным [29] применительно к Средней Азии. «Вероятнее всего,— пишет он,— юрская толща является отложением обширных равнин и широких долин окаймлявших и врезавшихся в сильно разрушенные палеозойские хребты. Многочисленные небольшие реки, сбегавшие в равнину, сносили громадные массы грубообломочного материала, размывавшегося и разносившегося на большие расстояния бурными половодьями. На этих грубозернистых осадках то образовывались, то снова исчезали, покрываясь песком, пресноводные бассейны. Они чаще всего имели вид обширных болот, окруженных и заросших богатой, пышной растительностью. Вполне возможно, что некоторые растения росли и вдали от воды, а остатки их только сносились текучими водами в озера и болота. В озерах и болотах образовывались пласты каменного угля и жили пресноводные рыбы и пелециподы». С некоторыми незначительными изменениями эта палеогеографическая картина может быть распространена и на всю остальную территорию.

Таким образом, область Урало-Сибирских герцинид представляла в юрское время весьма сложную геоморфологически территорию, где обширные пониженные участки сменялись повышенными горными. Эти резкие изменения в геоморфологии страны свидетельствуют о наличии новых тектонических усложнений в структуре герцинид.

Изучая тектонические формы, в которых шло образование юрских пород, легко установить, что они трояко рода. В некоторых случаях (Караганда, Кузбасс, Минусинская котловина, Фергана) области осадконакопления являются древними, унаследованными от верхнего палеозоя, котловинами, в юрский период только дополнительно «омоложенными» новыми прогибаниями, сочетавшимися с поднятиями окружавших их участков. В других случаях (Челябинский бассейн, Каратауский грабен, ряд участков в Забайкалье) это — новые, узкие и длинные грабеноподобные впадины, вырубленные в палеозойском фундаменте обычно согласно с простиранием складчатых структур (или лишь под небольшим углом к ним) и быстро прогибавшиеся относительно соседних

участков, испытывавших поднятия. Что же касается Западносибирской низменности, то она представляет собой огромную пологую депрессию типа платформенных прогибов, частью согласную с палеозойскими структурами, частью же секущую их. Образование этой структуры особенно существенно, ибо оно означает начало расчленения территории герцинид на крупные блоки, современные выступы и впадины. В последующих главах мы проследим дальнейший ход этого огромной важности процесса, пока же отметим, что начало его совпадает здесь, повидимому, с древнекиммерийской фазой, давшей толчок к диференцированным движениям разных участков герцинид относительно друг друга.

На крайнем северо-восточном углу огромной Евразийской глыбы, образуемом Сибирской платформой, в юрское время также протекали крупные события.

Юрские отложения приурочены здесь к Хатангской впадине, протянувшейся от низовьев р. Енисея к низовьям р. Хатанги, к Вилюйской впадине, располагающейся в нижнем течении р. Вилюй, и к незначительным впадинам Канской и Иркутской у юго-западного конца платформы.

В первой области юрские слои известны пока в виде отдельных клочков или пятен на островах Бегичева, Преображения и некоторых других и слагаются обломочными песчано-глинистыми породами. Фауна в одних горизонтах скудна, в других очень богата и позволяет установить наличие полного разреза юры: лейаса (*Amaltheus margaritatus*, белемниты) средней юры (*Macrocephalites ijmae* и др.) и полного разреза верхней, за исключением верхневолжских слоев, здесь не найденных. Это показывает, что территория Хатангской впадины, испытав трансгрессию в лейасе, сохранила морской покров до конца юрского периода.

В Вилюйской мульде юрские пласты встречены повсеместно. В лейасе развиты континентальные светложелтые, косослоистые пески с линзами конгломератов и с растительными остатками в виде искрошенных и обугленных обрывков. Доггер и, может быть, начало мальма (?) образуют темносерые глины, с обильной фауной головоногих (*Belemnites, Harpoceras murchisoni*), плеченогих (*Rhynchonella*), пелеципод (*Ostrea, Nucula*) и др.; к верхам мальма относятся пресноводные пески и глины, содержащие иногда мощные прослои угля; в глинах встречаются растительные остатки (*Cladophlebis, Coniopteris*). Общая мощность юры в Вилюйской мульде достигает нескольких сот метров и резко возрастает по направлению к Верхоянскому хребту. Таким образом, морской покров в Вилюйской мульде существовал лишь относительно короткий промежуток времени; море заходило сюда, очевидно, из Восточносибирского орогена.

В юго-западных котловинах (Иркутской, Канской) толща юры становится целиком континентальной угленосной, того же типа, что в области герцинид. Добавим, что именно на юрское время падает оформление всех перечисленных тектонических элементов платформы: Вилюйской и Хатангской впадин, Канской и Черемховской котловин. Две первые были заложены еще в палеозое и теперь лишь дополнительно прогнулись. Две же последние вообще впервые наметились в юре. Следовательно, и на крайнем северо-востоке Евразийской глыбы в юрское время шла та же диференциация на более устойчивые, поднимающиеся участки — выступы и прогибающиеся — впадины, что и в области Урало-Сибирских герцинид. Характерно, что и здесь эта диференциация приурочена к началу юры, т. е. к моменту древнекиммерийского орогенеза.

Окидывая юрскую историю Евразийской глыбы единым взглядом, легко установить две ее главнейшие особенности.

Первая заключается в том, что глыба в это время испытывает длительные и сложно протекающие погружения. Начинаются они в лейасе, причем первым уходит под уровень моря крайний западный конец глыбы, Западноевропейские герциниды, и крайний северо-восточный — Хатангская мульда. В среднеюрское время погружения перекидываются на Русскую и Сибирскую платформы и, вероятно, в Западносибирскую низменность. В верхнеюрское время (Km+Prt) погружения достигают своего максимума; заливается почти вся Русская платформа и часть Западносибирских герцинид. В конце юры начинаются всеобщие поднятия, и море постепенно покидает Сибирскую платформу, Западноевропейские герциниды и почти всю Русскую платформу. Таким образом, можно сказать, что глыба испытывает за время юры одно огромное по длительности колебательное движение сначала вниз, потом вверх.

Вторая характерная черта юрской истории Евразийской глыбы заключается в оживлении процессов ее структурных изменений. В Западноевропейских герцинидах площадь складчатого фундамента, погружаясь диференцированно, дает новые котловины: Англо-Парижскую и Аквитанскую. На Русской платформе оживляется прогибание Восточнорусской и Южнорусской впадин, по которым и идет трансгрессия моря. В Урало-Сибирских герцинидах вырисовывается громадная Западносибирская впадина, заливаемая морем, оживляется серия древнепалеозойских более мелких впадин (Кузнецкая, Зайсанская и др.) и возникают мелкие новые грабеноподобные депрессии (Челябинская и др.). Наконец, на Сибирской платформе «омолаживаются» Вилюйская и Хатангская впадины и развиваются Канская и Черемховская. Мы видим везде следы диференцирования и усложнения прежней структуры глыбы. В большинстве случаев локализация новых отрицательных и положительных структур определяется прошлой историей глыбы и сами структуры являются омоложенными древними сооружениями. Но вместе с тем проступают и новые элементы, часто крупного значения (Западносибирская низменность), полное развитие которых еще впереди.

К востоку от Евразийской глыбы располагался новый крупный структурный элемент: Восточносибирская геосинклинальная зона, к анализу юрской истории которой мы теперь и переходим.

4. Восточносибирская геосинклинальная зона

Юрские отложения этой области пользуются широким распространением и представлены весьма разнообразными фациями.

На крайнем севере, в Верхоянско-Колымской области к юрскому периоду относится мощная, до нескольких километров, свита глинисто-песчаных, иногда конгломератовых пород, переслоенная основными, средними и кислыми лавами, их туфами и туфобрекчиями. В ряде пунктов, особенно на Алазейском плато в низовьях р. Яны, в низовьях и верховьях Колымы, в хребте Верхоянском и на Юкагырском плато на разных горизонтах осадочно-эффузивной свиты найдена фауна пелеципод (*Inoceramus, Aucella, Pecten* и др.), брахиопод (*Terebratula, Rhynchonella*), белемнитов и аммонитов (*Perisphinctes, Macrocephalites* и др.), по которым в настоящее время устанавливается наличие всех отделов и почти всех ярусов нормального юрского разреза. Это свидетельствует о том, что в Верхоянско-Колымском крае после складкообразования конца триаса (древнекиммерийская фаза) морские условия

быстро восстановились и в юрское время это была область типично геосинклинального морского режима. «Нижнеюрское море,— пишет В. Н. Сакс,[1]— представляло ряд проливов, разделявших группы островов, с которых сносились растительные остатки, повсеместно встречающиеся в лейасовых отложениях. Вулканическая деятельность в лейасе имела широкое развитие, и следы ее мы находим на Алазейском плато, в бассейне Неры, возможно и в верховьях Колымы и в ряде других районов». В среднеюрское время этот островной характер водоема выражен еще резче, так как в доггере и начале мальма (в келловее) «отлагались преимущественно грубокластические породы» и это время «отличалось особенно сильным развитием вулканической деятельности». В мальме острова, видимо, сильно нивелируются, а частью и затопляются, благодаря чему в это время в море отлагаются преимущественно глинистые осадки; вулканизм сильно ослабевает.

При колебаниях геосинклинального дна приподнятые участки его, являвшиеся зачатком будущих крупных антиклинальных структур, претерпевали в отдельных случаях слабые складчатые дислокации, выходили временно из-под уровня моря, размывались, и это вело при последующих их погружениях к возникновению местных угловых несогласий, отмечаемых обычно лишь вблизи сводов антиклиналей. Такие локальные несогласия на границе $J_1 + J_2$ и внутри J_3, зафиксированы, например, на Алазейском плато, в низовьях Колымы и в некоторых других местах. Они не вносили сколько-нибудь радикальных изменений в структуру геосинклинали. Крупная орогеническая фаза, повлекшая за собой существенное изменение всей седиментационной обстановки, проявилась лишь в конце юры, и, может быть, даже во второй половине портланда. Воздействие ее на историю геосинклинали мы разберем в следующей главе. Пока же отметим, что этот орогенез более или менее синхроничен с новокиммерийской фазой более западных районов.

Близкий ход событий имел место в узкой заливообразной геосинклинальной полосе, которая протягивается от Удского залива Тихого океана к верховьям р. Амура (Шилка и Аргунь) и известна под названием Монголо-Охотской зоны. Здесь обнаружена такая же мощная терригенная толща с морской фауной лейаса, доггера и начала мальма (?), перекрываемая несогласно континентальной угленосной свитой нижнего мела: в составе юрской толщи здесь развиты также эффузии.

Еще южнее, в Китае, на площади геосинклинальных участков, окружающих Китайскую платформу, и на самой этой платформе в нижне- и среднеюрское время накапливаются мощные угленосные свиты, заключающие в себе главные угольные богатства Китая (провинции Чжили, Шаньси, Шаньдун, Шенси, Хэбей, Гуанси и др.). В мальме они сменяются песчаниковыми свитами кое-где с примесью туфогенного материала. В конце юры, по данным геологов Тинга, Вонга, а также Грабау, территории мощного угленакопления претерпевают значительное смятие в складки; это первая фаза еншанской складчатости Вонга, создавшая основу мезозойских структур Китая. В высшей степени примечательно, что и образование мощных юрских свит их смятие в складки происходит не только на собственно геосинклинальных участках, окружающих Китайскую платформу, но и на ней самой. Очевидно, в юрский период на Китайской платформе происходит формирование таких же вторичных геосинклинальных прогибов, как в девоне —

[1] О мезозойской истории в бассейнах Колымы и Индигирки. Сов. геол. № 9, 1940.

карбоне на Русской платформе (Донбасс),— факт чрезвычайно важный для общей теории тектонической эволюции земной коры.

В общем же, сопоставляя юрскую историю геосинклинальных зон востока Азии и Средиземноморской зоны, нетрудно видеть, что при общем сходстве в их развитии они все же различны и по фациям, и по напряженности вулканизма, и по силе складкообразовательных процессов. В частности, если в Средиземноморской зоне складкообразование конца юры проявилось очень слабо и локально, то в геосинклиналях востока Азии оно было весьма резким и круто изменило весь последующий ход их истории. В эту фазу были заложены основные черты современной складчатой структуры Восточноазиатских альпид. Их тектоническая эволюция, таким образом, опережает эволюцию Средиземноморской зоны.

5. Юрское полярное море

В пределах современной арктической области юрские отложения известны на восточной окраине Гренландии, на о. Шпицберген, на Новой Земле, Земле Франца-Иосифа, Новосибирских островах, а также по северному побережью Азии. Характерно, что из всех названных точек лишь на Шпицбергене и в Гренландии морские осадки начинаются с лейаса. На всех же остальных — лишь с байоса или бата. Очевидно, в арктической области имела место та же средне-верхнеюрская трансгрессия, что и на остальных участках современных континентов.

В осадконакоплении арктической зоны бросается в глаза исключительное развитие обломочных — песчаных и глинистых — фаций. В фауне отсутствуют кораллы, крупные толстостворчатые пелециподы (*Diceras*) и гастроподы (*Nerinea*) и господствуют *Aucella*; среди аммонитов исключительно развиты: *Cadoceras, Cardioceras, Quenstedticeras, Virgatites, Craspedites*; отсутствуют средиземноморские филоцератиты и литоцератиты. Во флоре J_3, сохранившейся на Шпицбергене, сильно развиты хвойные (из семейства еловых) и почти полностью отсутствуют цикадовые. Все это, несомненно, прямые признаки суровых климатических условий крайнего юрского севера.

6. Гондванская глыба

Юрский и меловой периоды в истории Гондванской глыбы характеризуются двумя крупнейшими событиями: значительными трансгрессиями моря и обширным развитием вулканических явлений.

Юрские трансгрессии приурочиваются, с одной стороны, к восточной и северной частям Африки, Аравии и Индии, с другой — к западному побережью Австралии.

В Африкано-Аравийской области первые признаки моря обнаруживаются в лейасе, причем приурочиваются к северо-западной оконечности Мадагаскара и прибрежной части Сомали, отчасти и к Абиссинии, т. е. к районам, где уже было триасовое море. На Мадагаскаре в это время отлагаются пески, внизу с растительными остатками, вверху с аммонитами (*Harpoceras, Hildoceras*), в Сомали — также песчано-глинистая свита, но с гипсами.

В доггере море широким фронтом наступает в Тунисе, Абиссинии, Сомали и занимает сравнительно неширокую полосу по восточному побережью Африки, примерно от экватора до 20° южной широты; большой залив его появляется также в северо-западной Индии на полуострове Кэч и в провинции Раджпутана. Почти повсеместно отлагаются

известняки, то песчанистые, то чистые коралловые (Мадагаскар), то мергелистые с пелециподовой фауной и аммонитами.

В келловее, оксфорде и кимеридже трансгрессия в Африке, по Хеннигу, достигает максимума, перекрывая площадь батских пород и располагаясь часто на породах докембрия или на формации Карру; одновременно море заливает обширные пространства на юго-западе Аравии. На широких площадях северной и северо-восточной Африки (Тунис, Триполитания) и в Аравии отлагаются известняки, вдоль прибрежной каймы в более южных частях Африки, на Мадагаскаре и в Индии — преимущественно песчано-глинистые осадки, иногда с железисто-оолитовыми накоплениями.

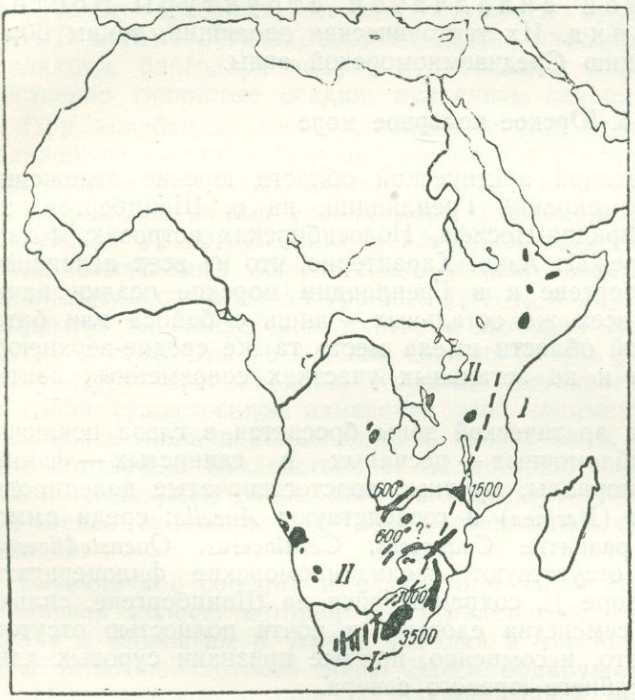


Рис. 59. Юрский вулканизм Африки (по Диксей)

Черным показаны вулканические излияния свиты Штромберг (I_1 ?)
I—Область мощностей свиты более 1000 *м* (до 3500 *м*)
II— „ „ „ менее 1000 *м*

В конце верхнеюрской эпохи — в титоне — обстановка резко меняется. На всей площади юрского моря титонских осадков либо нет вовсе, либо они выражены лагунными (полуостров Кэч) или континентальными фациями. Все это ясно указывает, что в титонский век Африкано - Аравийско-Мадагарское море ликвидируется и дно его быстро обсыхает.

В Австралии морские отложения сохранились обрывками вдоль западного побережья на огромном расстоянии от залива Короля (King-Bay) до залива Перт. В основании их располагаются байосские песчаники с растительными остатками *(Otozamites)*, выше которых следуют конгломераты, песчаники и известняки байоса, келловея и, возможно, оксфорда. Очевидно, западная Австралия испытала ту же средне-верхнеюрскую трансгресию, что и Африка, и в конце юры (титон) также освободилась от морского покрова.

Замечательно, насколько ход трансгрессий и регрессий юрского периода к югу от Средиземноморской геосинклинальной зоны совпадает хронологически с ходом их к северу от этой зоны.

Описанные трансгрессии юрского моря в пределах Гондваны важны еще в том отношении, что неоспоримо доказывают наличие погружений и морских условий на площади Индийского океана и притом не только в западной его части, у побережья современной Африки и Мадагаскара, но и на востоке — у западного побережья Австралии. Можно полагать, что раздробление Гондваны и погружение крупных

«обломков» под уровень моря в юрское время продолжало итти своим чередом и Индийский океан в большой мере, вероятно, уже существовал.

Одним из обстоятельств, подтверждающих крупные структурные изменения на площади Гондваны в юрское время, является наличие сильного вулканизма на различных частях Гондванской глыбы. С наибольшей интенсивностью он проявился в Африке (рис. 59), где эффузии прослеживаются вдоль юго-восточной ее трети от крайнего юга до Красного моря. Излияния представлены породами базальтовой магмы — траппами, причем последние имеют вид обширных (в тысячи квадратных километров) и мощных (в десятки метров) покровов, залегающих одни на других во много ярусов и дающих свиты в сотни и тысячи метров мощностью. Вдоль северо-западной границы вулканизма мощность эффузивной свиты достигает 500—600 *м*, по мере же приближения к восточному побережью Африки возрастает до 1500 и даже 3500 *м* (в Капской мульде). Между отдельными лавовыми покровами иногда вклиниваются континентальные осадки, но часто их нет вовсе. Наряду с эффузивными покровами наблюдаются также туфовые выбросы и туфобрекчии, но в подчиненной степени. Подстилающие свиты формации Карру прорезаны бесчисленными дайками, иногда многометровой мощности, а также содержат многочисленные пластовые интрузии тех же траппов. Словом, общий тип, состав и условия залегания юрских эффузивов в Африке близко отвечают пермскому трапповому комплексу Сибирской платформы и, подобно последнему, указывают, что Гондвана в юрский период действительно претерпевала глубокое раздробление, охватившее большую площадь. Возраст африканского вулканизма определяется лишь приблизительно как лейасовый.

К этому же моменту относится взрыв вулканизма и на южной окраине Гондванской глыбы в Южной Америке, в Паранской котловине, где над солоноватоводным триасом располагается эффузивная трапповая свита до 600 *м* мощностью. Судя по характеру покровов, они возникли в результате трещинных излияний. Такого же состава и характера эффузии имели место и западнее Паранской мульды вплоть до Кордильерской геосинклинали, но здесь они были не повсеместно, а приурочивались к нескольким зонам меридионального простирания.

То, что мы знаем сейчас о юрском вулканизме и деформациях в Африке и Южной Америке, представляет, конечно, лишь небольшую долю аналогичных процессов, сопровождавших распад Гондваны на площади Индийского океана и, возможно, южной части Атлантического.

7. Северная Америка и Андийская зона

Юрские отложения на территории Северной Америки пользуются относительно небольшим распространением, ограничиваясь лишь территорией Кордильерской геосинклинали; бóльшая восточная часть современного материка тогда была континентом, притом приподнятым, так что обломочный материал с него сносился в какие-то иные места.

В нижне- и среднеюрское время (рис. 60) морской бассейн Кордильерской геосинклинали ограничивается очень узкой каймой Берегового хребта; восточнее, на территории Юта, Колорадо и других штатов, накопляются континентальные осадки. В верхнеюрскую (оксфордскую) эпоху вдоль полосы Скалистых гор с севера протягивается длинный язык моря, доходящий на юге до центральных частей штата Юта. Одновременно на юге, в Мексике, обозначается встречный язык, который, однако, так и не смыкается с северным. В конце юры оба восточных морских залива исчезают и территория Северной Америки почти

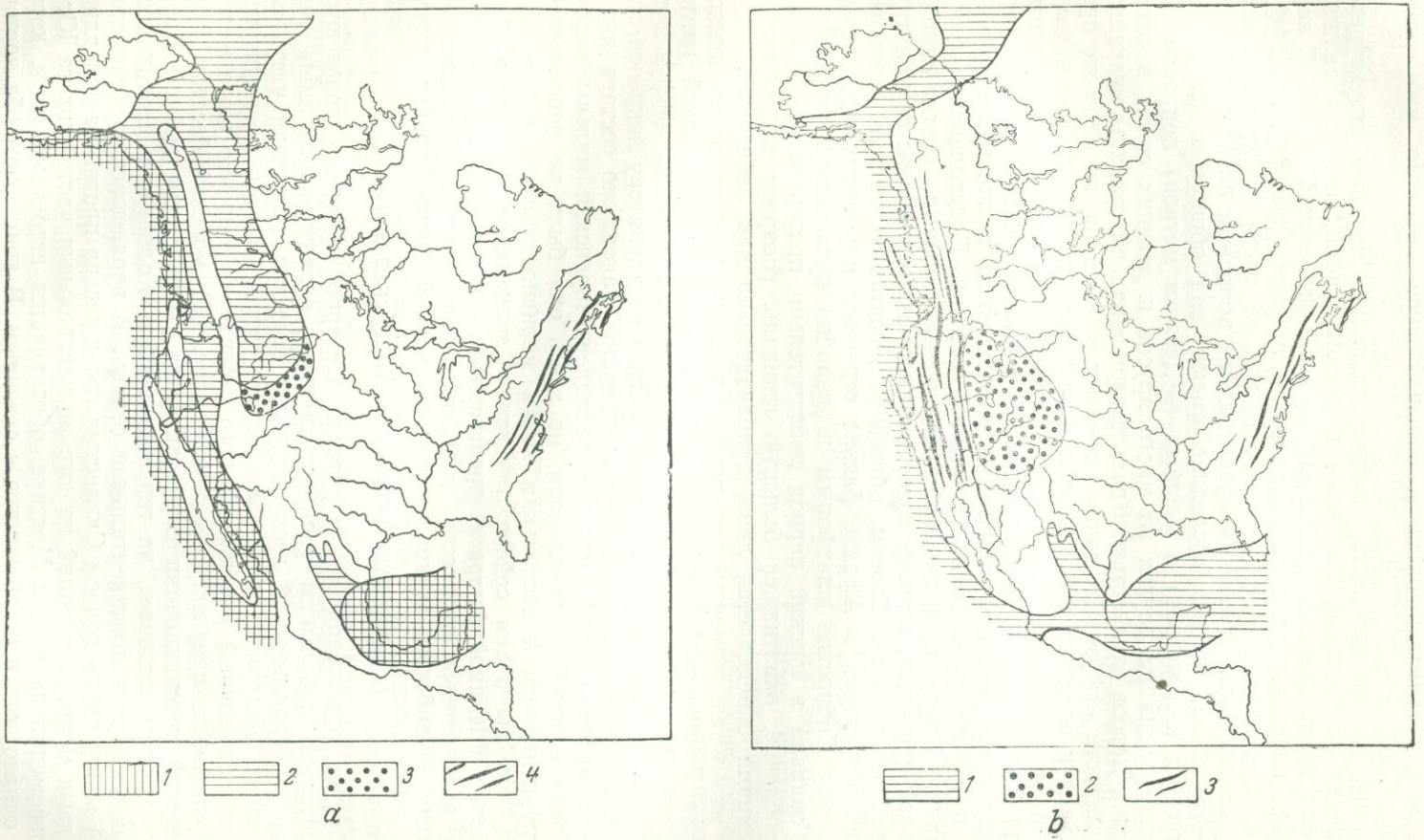


Рис. 60. Палеогеография Северной Америки в юрский период (по Ч. Шухерту)

а—лейас-доггер-начало мальма (оксфорд): *1*—море I_1+_2; *2*—море I_3; *3*—континентальные отложения; *4*—горы

в—конец I_3 (после невадийского орогенеза): *1*—море; *2*—континентальные отложения формации Моррисон; *3*—горы

полностью лишается морского покрова. Таким образом и в Северной Америке в юрский период легко распознается тот же общий ход движений земной коры, трансгрессий и регрессий, какой мы наблюдали на других крупных площадях.

Осадки полосы Кордильерской геосинклинали, располагающейся западнее мезокордильерского поднятия отличаются огромными мощностями (до 3500—5000 *м*) и состоят из обломочных пород, чередующихся с вулканогенными — лавами, туфами, туфобрекчиями — и тесно связанными с ними яшмами. Вулканические свиты, относящиеся главным образом к нижне- и верхнеюрской эпохам, установлены на всем протяжении от Аляски до штатов Калифорния и Невада включительно. Вулканические извержения были подводными, и это обстоятельство определило мощное развитие кремнистых толщ; объединяемые в формацию Сан-Франциско, эти толщи (J_2+J_3) развиты вблизи г. Сан-Франциско, и также к северу и югу от него. Обломочные пачки, переслаивающиеся с туфогенными, утолщаются по направлению на запад, становясь здесь одновременно и более грубозернистыми.

Восточнее мезокордильерского поднятия вулканические породы в составе юрских отложений исчезают. Среди осадочных пород выделяются три свиты. Нижняя, или группа Глен Каньон (главным образом доггер, частью лейас), представлена почти нацело тонкозернистыми чистыми кварцевыми песчаниками, светлосерыми или розовыми. Наличие эоловой косой слоистости указывает на их

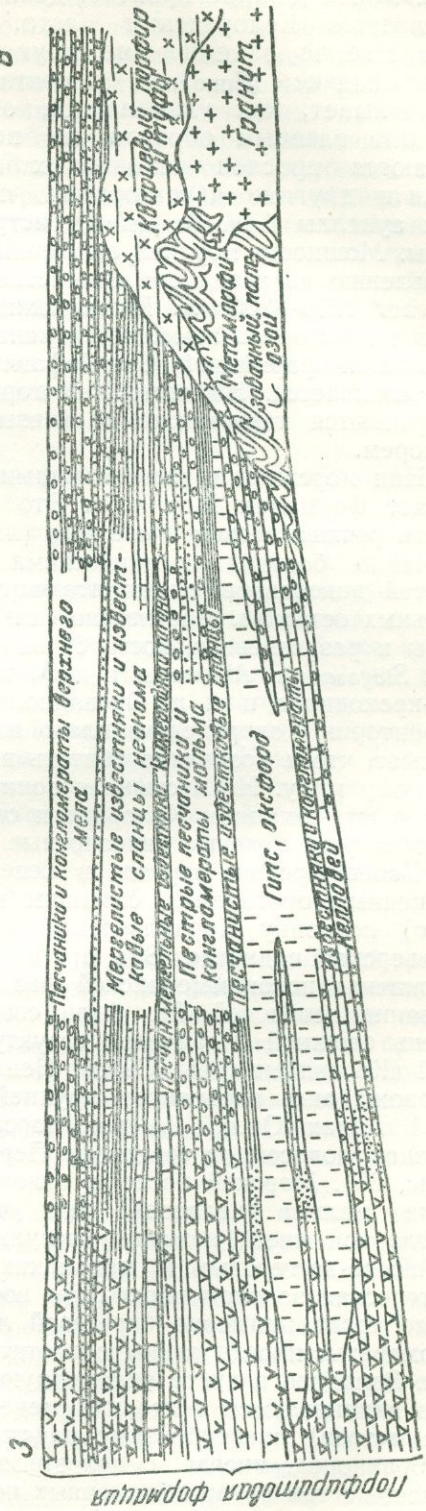


Рис. 61. Строение мезозойских отложений Анд (по Г. Герту)

пусстынное дюнное происхождение. Территориально эта толща ограничивается Колорадским плато. Выше располагаются две пространственно замещающие друг друга свиты: морская формация Сёндэнс (Sundance) и континентальная Сан-Рафаэль. Морская свита имеет, как указывалось, очень большое распространение и состоит главным образом из песков и глин, в которые вклиниваются прослои раковинных известняков, образованных устрицами и другими двустворками среди которых часты между прочим ауцеллы *(Aucella pallasi);* встречаются также белемниты и аммониты. Мощность морских отложений обычно от 70 до 100 *м,* но по направлению на запад она возрастает и в штате Айдахо, например, достигает 1600—2000 *м.* Вдоль южного и юго-восточного края морская толща постепенно замещается континентальной красноцветной песчано-глинистой формацией Сан-Рафаэль, с которой она в зоне перехода переслаивается. На отдельных горизонтах среди красноцветных пород встречаются также слои и линзы гипса — остатки лагун, связанных с морем.

Над морскими и замещающими их континентальными породами залегает формация Моррисон. Это относительно маломощная (130 *м)* свита речных песков и озерных глин серых и зеленоватых тонов, чрезвычайно богатая органическими остатками — настоящее кладбище костей динозавров, млекопитающих, крокодилов, рыб, а также растительных остатков. Достаточно сказать, что в ней найдены цельные скелеты и разрозненные кости 69 видов гигантских динозавров *(Brontosaurus, Stegosaurus, Allosaurus* и др.), 24 видов крошечных млекопитающих, 3—крокодилов и т. д. Очевидно, равнина конца юрского времени на территории Колорадского плато имела достаточно мягкий и влажный климат, что и позволяло обитать на ней богатому растительному и животному миру. Но пустынная зона находилась все же неподалеку, так как в юго-западном Колорадо и северо-западной Новой Мексике появляются уже красные гипсоносные глины и эоловые пески.

Конец юрского периода в Северной Америке знаменуется резко выраженным орогенезом, смявшим в складки всю западную (прибрежную) половину Кордильерской геосинклинали, включая и мезокордильерское поднятие. Эта орогеническая фаза, более или менее синхроничная новокиммерийской фазе Западной Европы, получила наименование невадской. Ею были созданы основные черты современной очень сложной складчатой структуры прибрежных Кордильерских цепей (Каскадные горы, Сьерра-Невада и др.). Складчатые движения сопровождались внедрением крупнейших гранитных батолитов.

В Андах Южной Америки юрские отложения протягиваются непрерывной полосой от северного Перу до южной оконечности Кордильер (рис. 61). Морской бассейн, отложивший осадки лейаса, доггера и начала мальма (келловея), был частично унаследован от триаса, но в главной части возник в результате новой трансгрессии. Строению лейасово-доггеровых и мальмских отложений, по Г. Герту, присуща интересная закономерность. На востоке, вблизи водораздела Анд, бывшего тогда примерно береговой линией, отлагались песчаники и конгломераты, иногда глины с растительными остатками, намытыми с суши. Западнее в чисто обломочную свиту песчаников и глинистых сланцев вклиниваются более или менее мощные (в десятки и иногда больше метров) линзообразные пласты известняков с банками двустворок и брахиопод, иногда с колониями кораллов, нередко с аммонитами. Вместе с тем среди обломочных пород, чем дальше к западу, тем больше попадаются прослои туфов, иногда большой мощности; в некоторых же пунктах обломочные породы вытесняются туфами совсем, так что

линзы известняков оказываются вклиненными в туфогенную толщу. На крайнем западе, вблизи морского побережья, среди вулканогенно-обломочной свиты на некоторых горизонтах (например, в верхней части лейаса и особенно в келловее) встречаются известняки, мергели и сланцы с чрезвычайно богатой аммонитовой фауной, которые рассматриваются южноамериканскими геологами, как относительно глубоководная гемибатиальная фация. Таким образом, по мере движения с востока на запад мы переходим к областям все более глубокой зоны геосинклинали. Это указывает, что юрское море Южной Америки представляло трансгрессию тихоокеанских вод, широким фронтом надвинувшихся на Южноамериканский континент вдоль его западных границ. В составе фауны особенно интересна заметная примесь индийских форм, что указывает на свободное сообщение с Гималайской зоной, вероятно через высокие южные широты и Индийский океан. В оксфорде — кимеридже Андийская зона испытывает орогеническую фазу (андийская) и соответственно регрессию Но в титоне море вновь постепенно возвращается и переходит в меловой период.

8. Общие черты юрской палеографии и истории земной коры

После изложенного общие черты юрской истории вскрываются без труда.

Открывается юрская история древнекиммерийской орогенической фазой, имевшей место на весьма различных площадях, как геосинклинальных, так и платформенных. В геосинклиналях наиболее отчетливые следы ее обнаружены в восточных Карпатах, Крыму, на Кавказе, в Индо-Китае, на северо-востоке Азии. На платформенных участках с нею, видимо, связано дальнейшее раздробление Гондваны и колоссальный лейасовый вулканизм в Африке и Южной Америке (Паранская мульда). На севере эта же фаза дала толчок процессам раздробления на площади Евразийской глыбы (Англо-Парижская, Западносибирская впадины и др.) и образованию вторичных геосинклинальных прогибов на Китайской платформе, а также деформациям грабенов, выполненных триасовой формацией в Аппалачах (см. главу V).

В лейасовую эпоху, последовавшую за древнекиммерийской фазой и отчасти включающую эту фазу, территория земной коры все еще характеризуется геократическим режимом, т. е. области суши на территории сиаль преобладают над морскими. Но уже обозначаются признаки трансгрессии. В Средиземноморской зоне море заливает площадь Пиренеев и проникает на территорию впадин Западноевропейских герцинид. Восстанавливается морской режим в Андах и на северо-востоке Азии. Полярное море пробирается в Хатангскую мульду северной части Сибирской платформы.

В доггере эта трансгрессия резко усиливается и в начале мальма в эпоху келловей-оксфорда достигает максимума. Двигаясь из самых разнообразных мест — из бореального моря, Тихого океана и Средиземноморской геосинклинали, морские воды заливают западную окраину Северной Америки, западную, среднюю и северо-восточную части Евразийской глыбы, район центрального Африкано-Индийского сектора Гондваны, а также западноавстралийскую часть. Осуществляется первая крупная волна трансгрессий альпийского тектонического этапа, одна из грандиознейших в истории земной коры вообще, историко-геологически близко отвечающая средне- и верхнедевонской, нижне- и среднекембрийской трансгрессиям прошлых тектонических этапов.

В конце юрского периода имеет место вторая, может быть еще более крупная, новокиммерийская фаза, на этот раз сосредоточившаяся главным образом в геосинклинальных областях. Следы ее имеются на Кавказе, в Крыму, может быть в Гималаях,— но здесь новокиммерийские движения были все же слабыми. Главной областью ее проявления были геосинклинальные зоны по обе стороны Тихого океана. Начиная от о. Борнео и восточной части Индо-Китая, через Китай и Забайкалье орогенические движения конца юры прослеживаются в Восточносибирской орогенической зоне, затем на Аляске и в западной части Кордильер; еще южнее они констатированы в Андах. На этой огромной площади орогенические движения были, конечно, не одинаково сильны и не строго одновременны, но все же укладываются в относительно небольшой промежуток времени конца верхней юры — начала мела. Результатом их была закладка огромного Тихоокеанского кольца складчатых гор, окончательное оформление которого последовало в меловой период.

Как обычно бывало и прежде, этот мощный орогенез конца юры сопровождается повсеместной крупной регрессией моря, так что к концу верхнеюрской эпохи почти восстанавливается палеогеографический режим лейаса.

Таким образом за юрский период сиалическая оболочка переживает единую крупную волну колебательных движений, направленных вначале вниз, затем вверх. При этом у начала и конца волны располагаются крупные орогенические фазы.

В связи с интенсивной тектонической жизнью сиалической оболочки юрский период отличается колоссальным развитием вулканизма во всех его формах. Тихоокеанское огненное кольцо, обозначившееся еще в триасе, продолжает интенсивно жить в течение всего юрского периода. В лейасе же к нему присоединяется еще не менее интенсивный вулканизм раскалывающейся Гондваны.

Глава VII

ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В МЕЛОВОЙ ПЕРИОД

1. Органический мир мелового периода

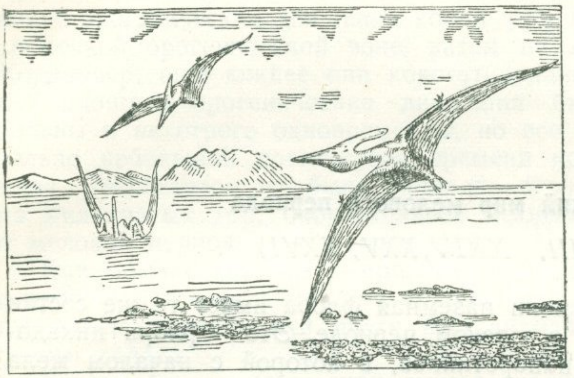
(Табл. XXIII, XXIV, XXV, XXVI)

В начале нижнемеловой эпохи наземная флора имеет те же состав и облик, какие отличали ее в юрском периоде. Это — флора цикадовых, гинкговых, хвойных и папоротников, в которой с началом мела особенно расцветают бенеттиты. Во вторую половину нижнего мела, однако, к этой типичной мезозойской флоре начинают примешиваться новые элементы. Уже в барреме (по А. Н. Криштофовичу) появляются по одиночке первые представители покрытосеменных или каких-то их ближайших предшественников. Следы их обнаруживаются в барреме Португалии (несколько форм) и в слоях Потомак Северной Америки. В апте эти элементы усиливаются. «В апте Приморья (Дальневосточный край) мы наблюдаем уже безусловных покрытосеменных — *Aralia* и *Pandanophyllum*, т. е. представителей их обоих классов (одно- и двудольных)... К апту же, вероятно, относятся находки флоры в Гренландии с единичными двусеменодольными» [17]. В альбе покрытосеменные распространены еще больше и встречаются уже в значительном числе. С самого же начала верхнего мела они оттесняют голосеменных далеко на второй план и занимают повсеместно господствующее положение. Так в наземной флоре мелового периода происходит постепенная смена мезозойской растительности голосеменных (хвойных, цикадовых, гинкговых и хвойничковых) растительностью кайнозойского облика — настоящими цветковыми растениями.

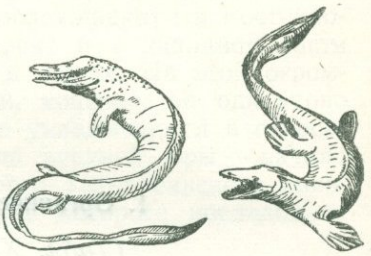
Общий облик флоры второй половины мелового периода достаточно определяется наличием в ней б о л ь ш о г о количества таких современных форм, как дуб *(Quercus)*, бук *(Fagus)*, ива *(Salix)*, береза *(Betula)*, платаны, лавры, магнолии и т. д. Из вымерших родов наиболее част и характерен род *Credneria* (из двудольных).

Палеоботаников давно интересовало, какие факторы дали толчок развитию покрытосеменных и где следует искать очаг их зарождения. Интересные соображения на этот счет развивает А. Н. Криштофович. «Какие бы предшествующие флоры (умеренных и южных широт — *Н. С.*) мы ни пересматривали,— пишет он,— мы не можем остановиться ни на одной группе, какую можно было бы с уверенностью считать для покрытосеменных родоначальной. Во всех умеренных широтах, где впервые появляются покрытосеменные или их предполагаемые предки, мы тщетно искали бы следов каких-либо геологических явлений крупного масштаба, какие могли бы дать столь резкий толчек развитию органической жизни страны, тем более что, кроме единичных появившихся здесь новых форм..., общий состав растительности здесь продолжал

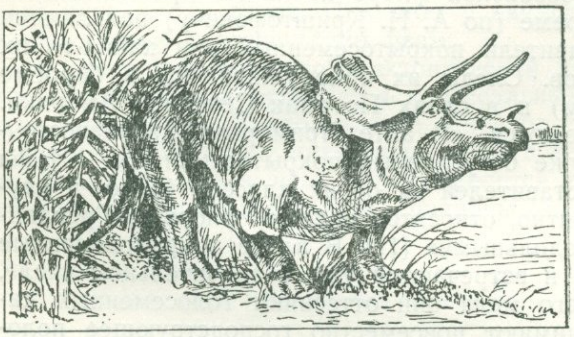
ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА МЕЛОВОГО ПЕРИОДА



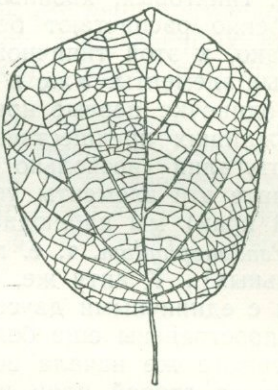
1



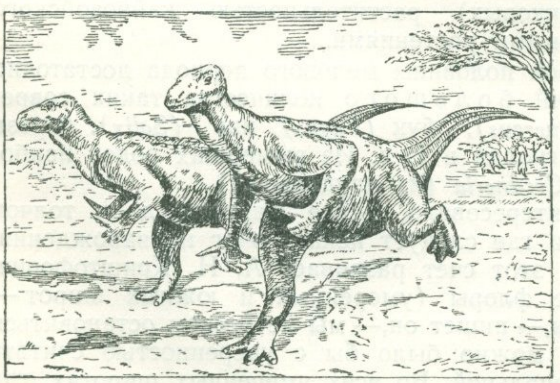
2



3



4



5



6

1—Pteranodon; *2*—Mosasaurus; *3*—Triceratops; *4*—Credneria; *5*—Iguanodon; *6*—Aralia

оставаться прежним — мезозойским, т. е. повидимому, не менявшимся при вторжении в состав флоры еще единичных покрытосеменных» [17]. Таким же самым (внезапным) представляется появление форм покрытосеменных и на Новой Зеландии. Это дает основание думать, что покрытосеменные проникли в наши широты откуда-то извне, путем иммиграции. Скорее всего они возникли на арктической суше, может быть под влиянием охлаждения, которое стимулировало там новообразование форм (?), и затем уже расселились к югу по всем направлениям. Это последнее обстоятельство и вызвало их более или менее одновременное появление в средних широтах Европы, Азии и Северной Америки и затем их сплошное распространение в этих странах.

Что касается размещения растительных форм в пространстве, то для нижнемеловой эпохи справедливы те же соотношения, какие были отмечены выше для мальма; верхнемеловая же флора пока недостаточно изучена с этой стороны.

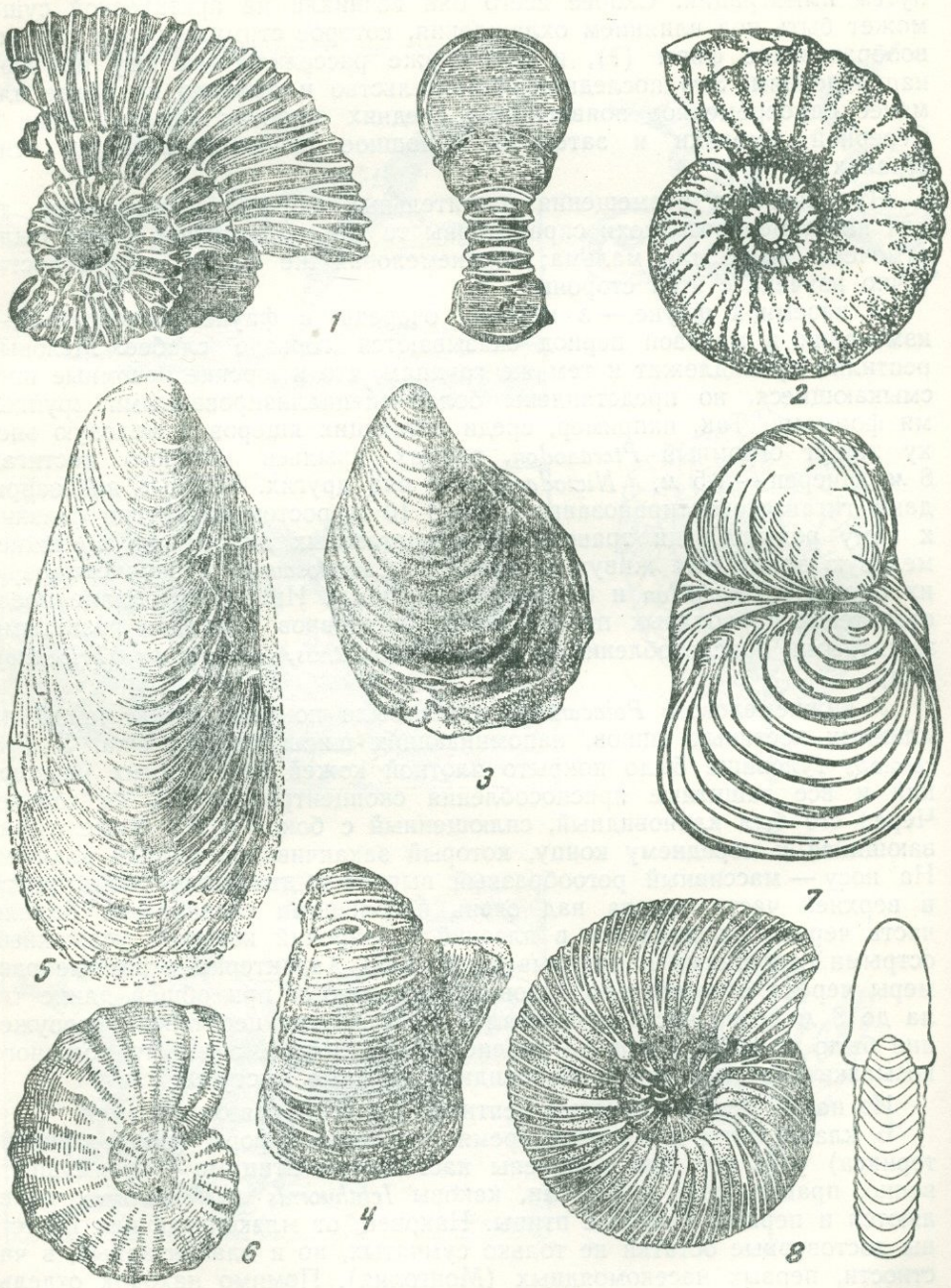
В наземной фауне,— в первую очередь в фауне позвоночных,— изменения в меловой период сказываются гораздо слабее. Меловые рептилии принадлежат к тем же группам, что и юрские наземные пресмыкающиеся, но представлены более специализированными крупными формами. Так, например, среди летающих ящеров в меловую эпоху живут огромный *Pteranodon*, размах крыльев которого достигал 8 *м*, а череп — 1,5 *м*, *Nictodactylus* и ряд других. Хищные динозавры дают гигантского тиранозавра, свыше 10 *м* ростом, и другие близкие к нему роды. Среди травоядных птицетазовых динозавров в нижнемеловую эпоху еще живут *Iguanodon* и *Camptosaurus*, в верхнемеловую их сменяют *Trachodon* и близкие ему формы. Интересно обилие представителей травоядных птицетазовых динозавров с сильно развитыми защитными приспособлениями, как *Polacanthus*, *Diceratops* *Triceratop* и др.

У нижнемелового *Polacanthus* спина была покрыта целой чащей из длинных костяных шипов, напоминающих шипы лесного ежа. У *Triceratops* туловище было покрыто плотной кожей без костных украшений и все защитные приспособления сконцентрировались на голове. Череп его был клиновидный, сплющенный с боков и все более суживающийся к переднему концу, который заканчивался острым клювом. На носу — массивный рогообразный вырост и два таких же выроста в верхней части черепа над очень небольшими глазницами. Задняя часть черепа расширяется в плоский и широкий козырек, усаженный острыми отростками и прикрывавший шею. Характерны огромные размеры черепа относительно туловища животного: при общей длине тела до 8 *м* череп часто превышал 2 *м*. У других цератопсид вооружение было полегче. Рогов на черепе было 2 или 1, а вместо костяного козырька торчали острые шиповидные костные выступы.

Из новых групп наземных рептилий отметим появление змей.

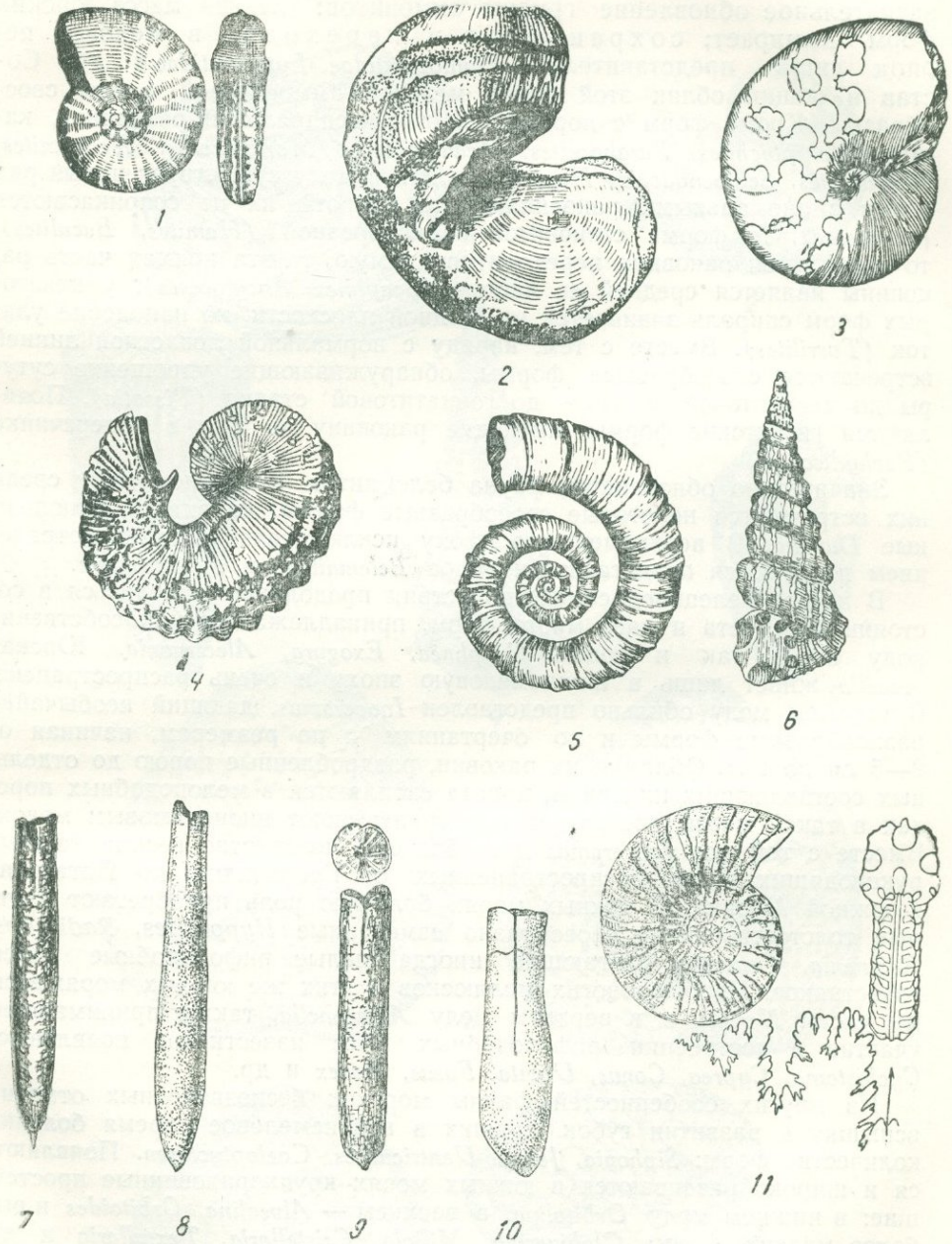
В классе птиц в меловое время переходных форм (вроде археоптерикса) уже нет; они заменены настоящими птицами — преимущественно, правда, еще зубастыми, каковы *Ichthyornis* и *Hesperornis*; появляются и первые беззубые птицы. Наконец, от млекопитающих известны достоверные остатки не только сумчатых, но и плацентарных, в частности, первых насекомоядных (Монголия). Помимо находок отдельных разбросанных костей наземных позвоночных, известно несколько мест, где остатки их находятся во множестве и позволяют восстановить целые ископаемые фауны. Из наиболее известных отметим местонахождение в Бельгии нижнемелового возраста, подробно описанное бельгийским палеонтологом Долло, давшее массу игуанодонов,

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА МЕЛОВОГО ПЕРИОДА



1—Simbirskites versicolor; *2*—Parahoplites Deshaysi; *3*—Aucella volgensis; *4*—Inoceramus lamarcki; *5*—Inoceramus labiatus; *6*—Acanthoceras rothomagense; *7*—Inoceramus involutus; *8* — Polyptychites bidichotomus

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА МЕЛОВОГО ПЕРИОДА



1—Schloenbachia varians; *2*—Requienia; *3*—Tissotia; *4*—Scaphites; *5*—Crioceras; *6*—Turrillites; *7*—Belemnitella mucronata; *8*—Belemnitella lanceolata; *9*—Actinocamax quadratus; *10*—Duvalia; *11*—Mortoniceras inflatum

крокодилов и т. д., и недавние находки американской экспедиции в Монголии, среди которых были, помимо рептилий, еще и первые достоверные насекомоядные.

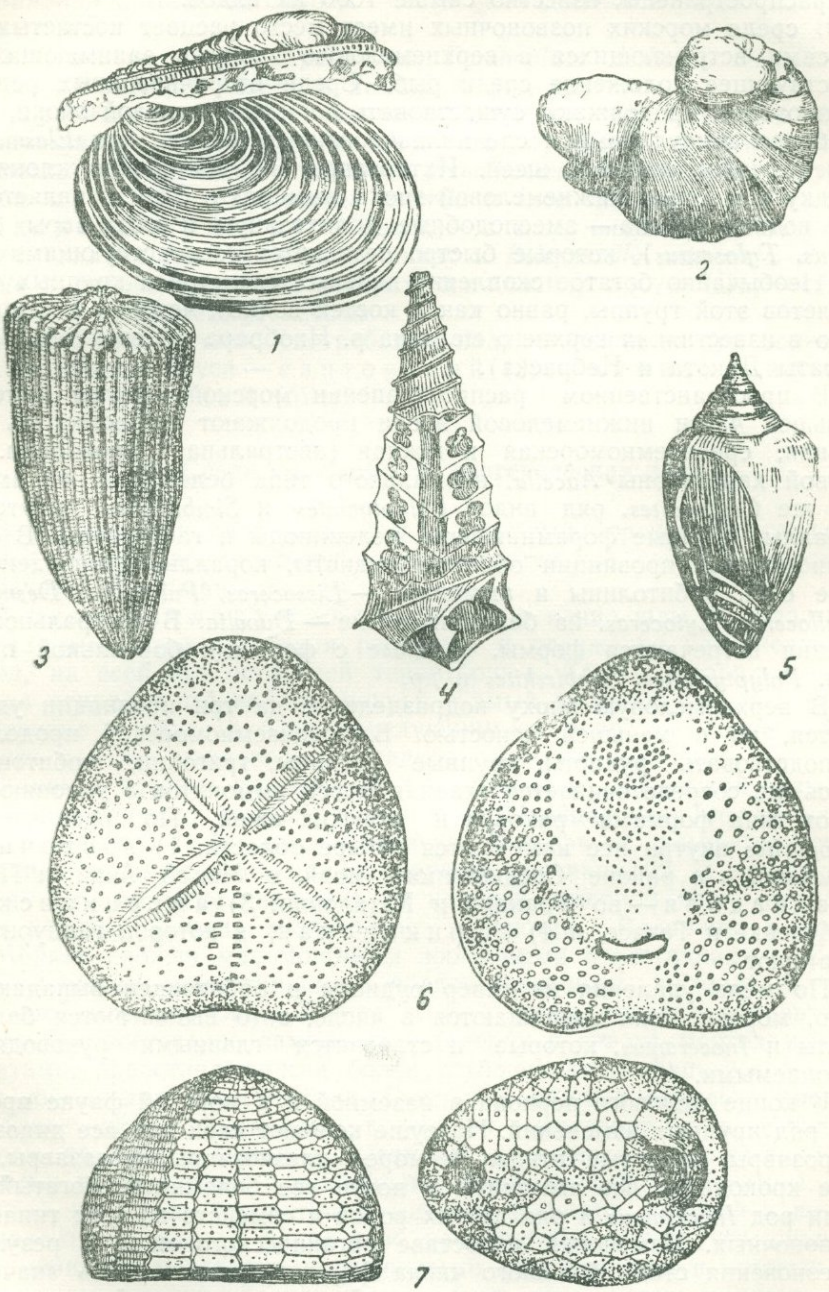
Морская жизнь меловой эпохи также достаточно отлична от юрской. На границе юры и мела происходит новое значительное обновление группы аммонитов: главная масса юрских форм вымирает; сохраняются и переходят в меловой период лишь представители *Phylloceratidae, Lytoceratidae* и др. Состав и общий облик этой новой меловой аммонитовой фауны своеобразны. Кроме форм с нормальной плоскоспиральной раковиной, каковы *Polyptychites, Parahoplites, Acanthoceras, Mortoniceras, Neocomites, Simbirskites, Schloenbachia, Hoplites* и др., в мелу существует целый ряд родов с аномальными раковинами: то обороты их не соприкасаются *(Crioceras)*, то форма становится палкообразной *(Hamites, Baculites)*, то спиральная раковина переходит в прямую, то эта прямая часть раковины является средней ее частью *(Scaphites, Ancyloceras)*; у некоторых форм спираль завивается не в одной плоскости, но наподобие улиток *(Turrilites)*. Вместе с тем, наряду с нормальной лопастной линией встречаются своеобразные формы, обнаруживающие упрощение сутуры до цератитовой и даже до гониатитовой стадии *(Tissotia)*. Появляются гигантские формы, имеющие раковину до 2 *м* в поперечнике *(Pachydiscus)*.

Значительно обновляется фауна белемнитов. В нижнем мелу среди них встречаются некоторые своеобразные формы, например, сплющенные *Duvalia*. В верхнемеловую эпоху исключительным распространением пользуются представители родов *Belemnitella* и *Actinocamax*.

В классе пелеципод семейство устриц продолжает находиться в состоянии расцвета и дает много форм, принадлежащих как собственно роду *Ostrea*, так и родам *Gryphaea, Exogyra, Alectryonia*. Юрская *Aucella* живет лишь в нижнемеловую эпоху и очень распространена. В верхнем мелу обильно представлен *Inoceramus*, дающий необычайно разнообразные формы и по очертаниям и по размерам, начиная от 2—5 *см* до 1 *м*. Обломки их раковин, раздробленные порою до отдельных составляющих их призм, иногда скопляются в мелоподобных породах в такой массе, что самую породу называют иноцерамовым мелом. Вместе с тем род *Inoceramus* дает большое количество весьма важных руководящих форм, распространенных от Гренландии до Патагонии и южной Африки. В южных морях большую роль приобретают крупные толстостворчатые своеобразно измененные *Hyppurites, Radiolites, Requienia, Toucasia*, слагающие иногда целые рифоподобные массы известняков. Из брюхоногих моллюсков в этих же южных морях весьма часты *Nerinea* и в верхнем мелу *Actaeonella*, также принимающие участие в построении рифоподобных масс известняка; появляются *Cyclostoma, Cyprea, Conus, Voluta, Fusus, Murex* и др.

Из других особенностей фауны морских беспозвоночных отметим вспышку в развитии губок, давших в верхнемеловое время большое количество форм: *Siphonia, Jerea, Ventriculites, Coeloptychium*. Появляются и широко развиваются в южных морях крупнораковинные простейшие: в нижнем мелу *Orbitolina*, в верхнем — *Alveolina, Orbitoides* и ряд более мелких форм: *Globigerina, Miliola, Cristellaria. Textularia* и др. В теплых южных морях наблюдается расцвет неправильных ежей, среди которых появляется ряд форм, имеющих важное стратиграфическое значение: в нижнем мелу — *Toxaster*, в верхнем — *Micraster, Holaster* и ряд других. Из правильных ежей живут *Cidaris, Acrocidaris, Salenia* и др. Из криноидей заслуживают упоминания бесстебельные *Marsupites* и *Uintacrinus*.

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА МЕЛОВОГО ПЕРИОДА



1—Inoceramus balticus; *2*—Diceras; *3*—Hippurites; *4*—Nerinea; *5*—Actaeonella; *6*—Micraster; *7*—Ananchytes ovata

Кораллы сходны с юрскими. Рифообразующие формы (*Astreidae, Fungidae, Turbinolidae*) обильны в южных морях и вместе с рудистами строят мощные известняковые толщи. Характерной верхнемеловой формой является одиночный коралл *Cyclolites*.

Мшанки в меловой период, особенно во вторую его половину, весьма распространены, известно свыше 1000 их видов.

В среде морских позвоночных имеет место расцвет костистых рыб, массами встречающихся в верхнемеловую эпоху и занимающих господствующее положение среди рыб. Среди вторичноводных рептилий плезиозавры продолжают существовать до конца меловой эпохи, давая наиболее причудливые и специализированные формы, как *Elasmosaurus* с необычайно длинной шеей. Ихтиозавры же постепенно клонятся к упадку и к концу нижнемеловой эпохи вымирают. Зато появляется новая водная группа — змееподобные долихозавры и мозазавры (*Mosasaurus, Tylosaurus*), которые быстро становятся господствующими в море. Необычайно богатое скопление цельных скелетов и крупных частей скелетов этой группы, равно как и костей водных черепах и птиц, найдено в известняках верхнего мела на р. Ниобрара в Северной Америке (штаты Дакота и Небраска).

В пространственном распространении морской фауны в течение большей части нижнемеловой эпохи продолжают существовать бореальная, средиземноморская и южная (австральная) провинции. Для первой характерны *Aucella*, нормального типа белемниты, из аммонитов же *Craspedites*, ряд видов *Polyptychites* и *Simbirskites*, отсутствуют кораллы, крупные фораминиферы, пелециподы и гастроподы. В средиземноморской провинции обильны рудисты, кораллы, криноидеи, морские ежи, орбитолины и аммониты — *Lissoceras, Pulchellia, Desmoceras, Phylloceras, Lytoceras*, из белемнитов же — *Duvalia*. В австральной провинции встречаются формы, сходные с формами бореальной провинции. *Polyptychytes, Simbirskites* и др.

В верхнемеловую эпоху подразделение на три провинции удерживается, но с меньшей ясностью. В средиземноморской продолжают господствовать рудисты, крупные устрицы, тригонии, орбитоидеи и здесь же сосредоточивается главная масса аммонитов с уклоняющимися от типа формами раковин и морских ежей. По распределению *Hyppurites* внутри нее намечаются четыре области: 1) восточная — в Альпах и в районе Средиземного моря, в Малой Азии и Персии; 2) западная — во Франции и Каталонии; 3) американская — в Мексике и Техасе, и 4) африканская, в которой гиппуриты отсутствуют.

По мере удаления на север рудисты и орбитоидеи выпадают нацело, морские ежи сокращаются в числе, зато выдвигаются белемнителлы и *Inoceramus*, которые и становятся главными руководящими ископаемыми.

В конце мелового периода в наземной и в морской фауне происходит ряд крупных изменений. На суше кончают свои дни все динозавры, птерозавры, зубастые птицы; в море — плезиозавры, мозазавры, морские крокодилы, все аммониты и почти все белемниты, богатый формами род *Inoceramus* и ряд других родов и семейств во всех типах беспозвоночных. Изменения в составе органического мира в результате исчезновения столь большого числа форм оказались столь значительными, что на основании их по верхней границе меловой системы проводится разделяющая грань между мезозойской и кайнозойской эрами.

Меловая система подразделяется на нижнемеловой и верхнемеловой отделы. В составе нижнего мела (C_{T_1}) выделены ярусы: валанжин, готерив, баррем, апт и альб.

Для валанжина (Vln) руководящими формами являются: *Aucella volgensis, Craspedites spasskensis;* готерив (Htr) определяется по различным представителям рода *Polyptychytes;* баррем (Brm) — по многочисленным формам рода *Simbirskites* (*S. versicolor S. discofalcatus* и др.).

Валанжин, готерив, баррем часто объединяются под названием неокома.

Для апта (Apt) характерны: *Parahoplites deshaysi, Douvilleiceras;* для альба (Alb) — *Hoplites dentatus* и ряд других.

Верхний мел (Cr_2) подразделяется на пять ярусов, а именно (снизу — вверх): сеноманский ярус (Cnm) с руководящими формами: *Schloenbachia varians* и *Acanthoceras rothomagense;* туронский ярус (T) с *Inoceramus lamarcki* и *Inoc. labiatus;* эмшерский или коньякский ярус (Emsch) — с *Inoc. involutus;* сенонский ярус (Sn) — с *Inoc. cardissoides* внизу и *Belemnitella mucronata, Bel. lanceolata* и *Echinocorys ovatus* наверху; датский ярус (Dn) — с *Nautilus danicus* и *Echinocorys sulcatus.*

Вместо сенона часто употребляют подразделения на три более мелких по объему яруса — сантонский (Snt), кампанский (Cmp) и маастрихтский (Mst).

2. Средиземноморская орогеническая зона

В истории западной половины Средиземноморской орогенической зоны в меловое время отчетливо различаются два этапа с существенно различным содержанием.

В нижнемеловую эпоху как и в конце юры, в области Пиренеев отмечается некоторая регрессия и отложение континентальных пород, на всей же остальной территории — Альпы, Карпаты — сохраняется непрерывный водный покров. Самый характер пород и их расположение в области Альп чередующимися полосами более глубоководных и более мелководных осадков остаются прежними.

Фации и история нижнего мела на площади гельветской зоны чрезвычайно интересно реконструируются в Швейцарских Альпах на анализе покровов Де-Моркль, Дьяблерэ, Видгорн и ультрагельветских; механика реконструкции иллюстрируется рисунком 62. В нижних трех ярусах Cr_1, по мере движения от краевой северной части геосинклинали внутрь, фации значительно меняются. Валанжин в покрове Де-Моркль сложен маломощными зоогенными известняками с *Exogyra* и «шпатовыми известняками», представляющими накопление битых панцырей морских ежей. К югу, т. е. в более высоких покровах, эти известняки постепенно замещаются (сверху и снизу) мергелями с аммонитами, представляющими более глубоководную фацию сравнительно с зоогенными известняками. Готерив в нижних покровах представлен известняками с кремнями, в верхних—мергелистыми известняками. Баррем на севере выражен плотными массивными органогенно-обломочными известняками с раковинами фораминифер (милиолины, орбитолины), кораллов, гидрактиний, мшанок, рудистов, нериней и др. (так называемая ургонская фация); по направлению внутрь геосинклинали они сменяются мергелями и глинистыми известняками, в которых фаунистические остатки ограничиваются лишь аммонитами и которые, несомненно, возникли в условиях гораздо больших глубин чем осадки ургонской фации. Таким образом, в эпоху валанжин — баррем на территории гельветского покрова в Швейцарии явственно обозначается передовая синклиналь, причем ее центральная полоса характеризуется

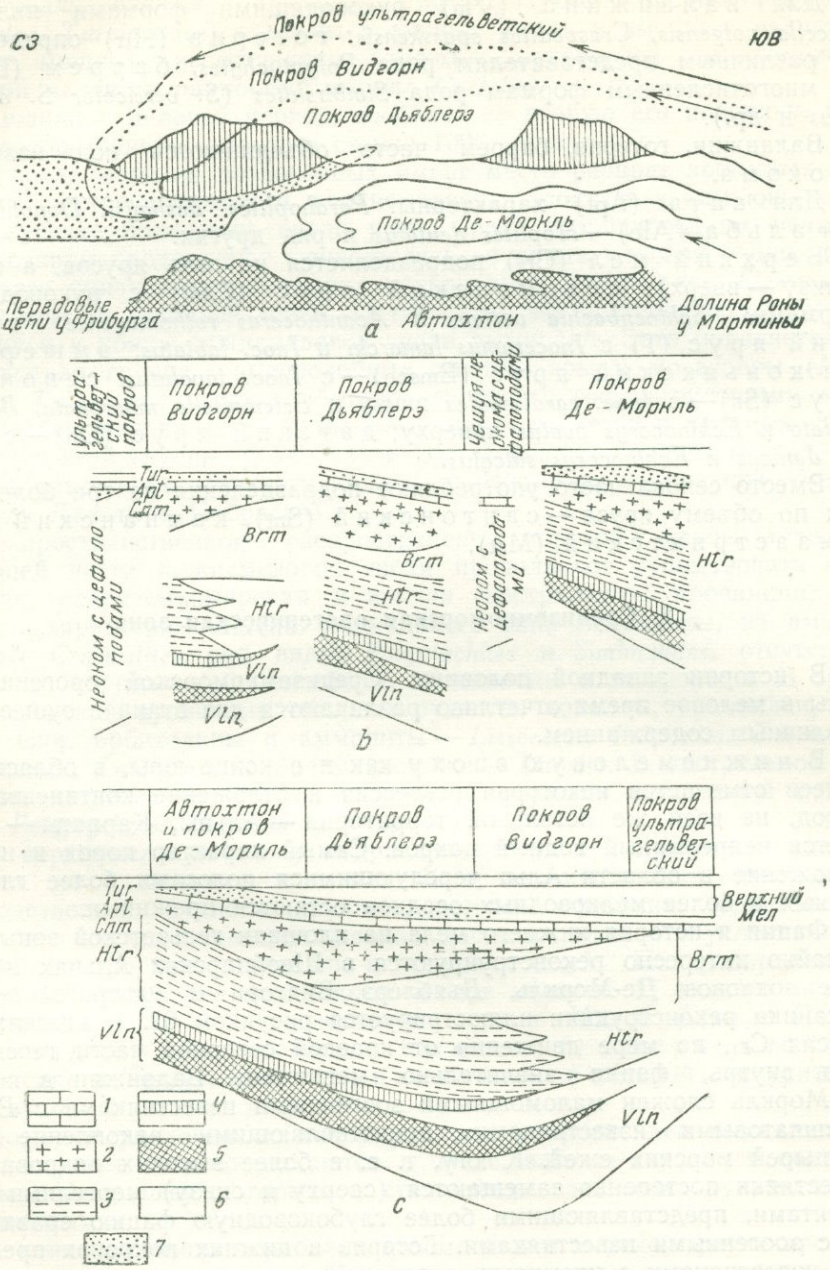


Рис. 62. Строение меловых отложений гельветской зоны Швейцарских Альп (по М. Жинью)

а—схема строения гельветских покровов; *б*—разрезы мела (фактические) в гельветских покровах; *в*—строение меловых отложений—реконструкция сообразно с тектоническими условиями нахождения разрезов.

1—прибрежные глауконитовые отложения; *2*—ургонская фация; *3*—кремнистые известняки; *4*—шпатовый известняк; *5*—органогенные известняки; *6*—мергелистые известняки с аммонитами (глубоководная фация); *7*—песчаные отложения

относительно глубоководными мергелистыми известняками с аммонитами, северная же мелководная — зоогенными известняками с богатой и резко отличной по составу донной фауной. Интересно, что максимальные мощности осадка локализуются в зоне перехода от глубоководной к мелководной областям, а не внутри глубоководной.

Аптские и альбские отложения в гельветской зоне Швейцарии сохранились лишь клочками песчано-глауконитовых осадков небольшой мощности со следами перерывов. Они отвечают периоду поднятий и значительных колебаний швейцарской части гельветской зоны.

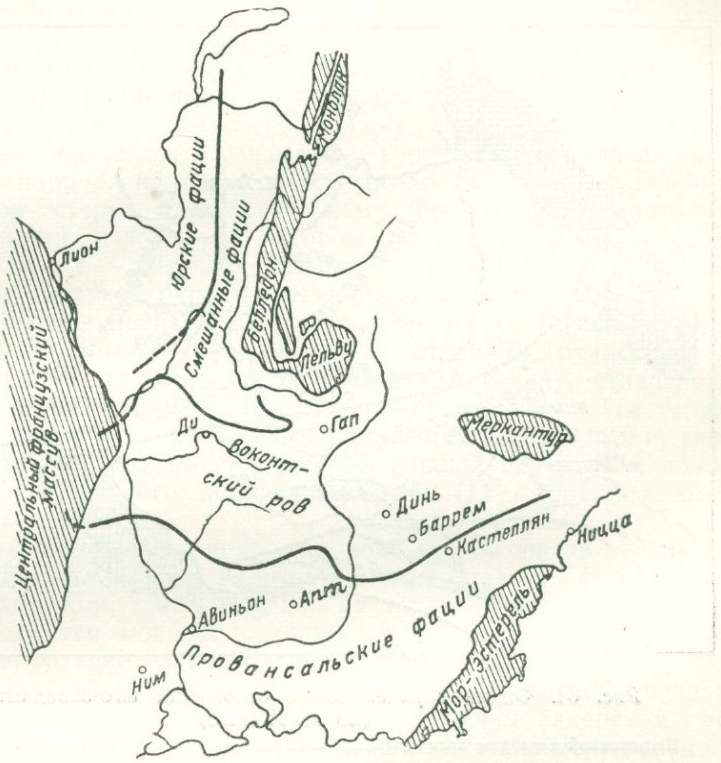


Рис. 63. Фации нижнемеловых отложений юго-западных Альп (по М. Жинью)

Штриховкой показаны древние (палеозойские) массивы

На юго-западе и юге (во Франции) глубоководная известково-мергельная фация с богатой аммонитовой фауной удерживается вдоль всей внутренней части гельветской зоны, примыкающей к кристаллическим массивам Монблан, Белледон, Пельву, Меркантур (рис. 63), причем эта фация характеризует здесь не только валанжин — баррем, но также апт и альб; лишь в верхнеальбское время замечается обмеление (прослои песка). Кроме того, язык типичной глубоководной фации здесь ответвляется от внутренней части гельветской зоны и уходит на запад к Центральному Французскому плато, отчасти перекрывая его. Территория этого языка получила наименование fosse vocontienne — воконтский ров. В нем глубоководные фации удерживаются почти до самого конца Cr_1, но площадь их постепенно суживается и воконтский ров к концу нижнего мела имеет вид небольшого «залива», доходящего на запад лишь до г. Розанса. К югу от воконтского рва на территории Прованса нижнемеловые мергельные отложения постепенно

переходят в зоогеновые (ургонские) известняки и пески, глауконитовые и фосфоритовые, т. е. в мелководную фацию. В разрезе появляются перерывы, а альб вообще почти отсутствует, ибо в это время большая часть Прованса представляла собой сушу. К северу от воконтского рва по направлению к горной цепи Юры нижнемеловые отложения также постепенно замещаются мелководной фацией зоогеновых известняков, причем по северному краю гельветской зоны выделяется переходная полоса, где валанжин еще глубоководный, а вышележащие осадки становятся все более мелководными. Апт часто отсутствует; альб сохраняется клочками.

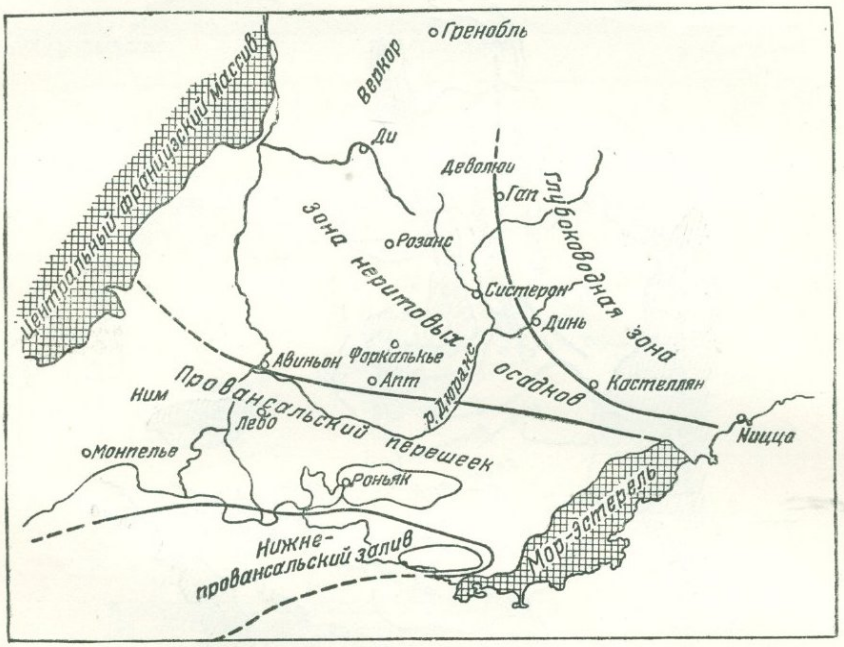


Рис. 64. Фации верхнемеловых отложений юго-западных Альп (по М. Жинью)

Штриховкой показаны древние (палеозойские) массивы, выходящие на поверхность

Из изложенного видно, что в самом начале нижнемеловой эпохи на территории гельветской зоны в целом еще сохраняется обстановка глубокого прогиба, к концу же Cr_1 площадь глубоководных фаций резко сужается, а по периферии зоны начинаются поднятия и осадконакопление идет лишь в ограниченной степени.

На площади пеннинского покрова в зоне Брианконнэ нижнемеловых осадков нет совсем; в нижнемеловую эпоху эта область геосинклинальных «кордильер» целиком или в своей большей части была над уровнем моря. В более восточной Пьемонтской зоне продолжалось накопление блестящих сланцев — schistes lustrées; здесь, следовательно, еще существовал глубоководный прогиб.

Осадконакопление и структурно-фациальная зональность на территории восточноальпийского покрова неясны вследствие недостатка данных, но можно предполагать, что основные черты юрского режима здесь удерживаются и в нижнем мелу. На площади Альпийских динарид в нижнемеловое время отлагаются главным образом глубоководные известково-мергельные осадки с аммонитами, но местами они

сменяются ургонской фацией, указывающей, что и здесь структурные условия осадкообразования были сложны.

Примерно на границе нижне- и верхнемеловой эпохи на территории Альпийской геосинклинали имело место проявление орогенической фазы,— так называемой австрийской,— следы которой в виде угловых несогласий отмечаются в гельветском покрове (Деволюи), отчасти в пеннинском (Брианконнэ), но главным образом в восточноальпийском, т. е. в центральной части геосинклинали. Эта фаза была, однако, незначительна по силе и потому мало отразилась на фациях верхнемеловой эпохи. Общая картина их напоминает конец Cr_1.

На площади гельветского покрова в его внутренней части близ кристаллических массивов Монблан, Белледон, Пельву, Меркантур (рис. 64) удерживаются глубоководные известково-мергельные отложения с аммонитами, но лишь от сеномана до кампана; более высокие горизонты отсутствуют, вероятно в силу последующего дотретичного размыва. Fosse vocontienne в сеномане — туроне еще обозначается в виде выступа по направлению к Розансу, позже исчезает. В Провансе от массива Мор-Эстерель к Центральному Французскому плато тянется континентальный участок, на котором во многих местах отлагаются бокситы, а позже — озерные песчано-глинистые осадки с прослоями лигнитов. По северной окраине гельветской зоны морские осадки маломощны, выражены целиком в мелководной фации (пески кварцевые и глауконитовые, зоогенные известняки с устрицами, рудистами и др.), причем принадлежат чаще всего сеноману и сенону, отделенным поверхностью размыва; очевидно, в верхнемеловое время эта территория испытала двухкратную трансгрессию. В конце маастрихта она вновь подымается, на этот раз вместе с глубоководной внутренней полосой, и территория гельветского покрова целиком (?) становится континентальным участком.

В области пеннинского покрова в зоне Брианконнэ в верхнемеловую эпоху кое-где отлагаются «плитчатые мраморы» с фораминиферами (*Rosalina*), лежащие трансгрессивно на триасе и доггере; у их основания располагаются мощные брекчии. В Пьемонтской зоне заканчивается формирование глубоководных schistes lustrées.

На площади восточноальпийского покрова обрывками сохранились осадки так называемой фации Гозау (в нижнем баварском покрове у Зальцкаммергута). Это — мелководная песчано-мергельная серия, в которой чередуются нормально морские породы, содержащие кораллов (*Cyclolites*), гиппуритов, аммонитов, с осадками солоноватоводными и угленосными; по возрасту серия относится ко времени от турона до маастрихта включительно. В единичных пунктах найдены и датские отложения—мшанковые известняки с морскими ежами и *Nautilus danicus*.

В Динаридах, в Ломбардских и Венецианских Альпах, после грубообломочных осадков начала верхнемеловой эпохи отлагаются тонкозернистые мергелистые известняки с фораминиферами, радиоляриями, ежами, белемнитами (*Belemnitella mucronata*) и аммонитами. Местами эта относительно глубоководная фация (так называемые известняки *Scaglia*) сменяется рудистовыми известняками. Датские слои неизвестны.

Мы видим, таким образом, что при сохранении на площади Альпийской геосинклинали структурных условий, напоминающих прежние, в верхнемеловую эпоху обозначается тенденция к обмелению и к значительным подвижкам дна; в датское время это приводит к регрессии моря, охватившей, повидимому, значительную часть Альпийской геосинклинали, за исключением наиболее прогнутых участков.

К западу от Альп, в Пиренеях и вообще на Пиренейском полуострове после регрессии конца юры в апте — альбе начинается новая

трансгрессия, достигающая максимума в начале верхнемеловой эпохи. Конец Cr_2 и здесь характеризуется обсыханием большей части зоны.

В истории Карпат следует отметить резкое проявление австрийского орогенеза, после чего в верхнемеловое время территория хребта в значительной мере была выше уровня моря. Морские осадки Cr_2 здесь развиты мало, обрывками и главным образом в мелководной фации. В датское время и здесь имеет место регрессия и значительная часть западной половины Средиземноморской зоны превращается в континент.

Существенно иначе обстояло дело в области Крыма, Кавказа, Копет-Дага. Меловые отложения в названных хребтах образуют весьма мощный (до полутора и больше тысяч метров) комплекс, представленный разнообразными фациями. Как и в юре, различаются: северная зона, охватывающая Крым, Главный Кавказский хребет, Копет-Даг, Гиссарский хребет, и южная — Закавказье. В состав мелового комплекса северной полосы входят три фациально различные свиты.

Первая относится к неокому. На большей части Северного Кавказа и в Копет-Даге она слагается главным образом известняками и известковистыми песчаниками, обычно богатыми раковинами толстостворчатых пелеципод *(Exogyra)*, реже — брахиопод *(Terebratula)* и еще реже аммонитов *(Polyptychites, Simbirskites)*. Лишь на северо-западной оконечности Кавказа известняки замещаются черными глинами с бедной фауной. Вдоль южного склона Кавказа в неокоме отлагается флиш. Резко уклоняющуюся фацию представляют неокомские образования Таджикистанской депрессии и Гиссарского хребта, где к этому времени относят красноцветную гипсоносную песчано-глинистую толщу, являющуюся континентальным образованием. Учитывая, что самый конец юры на нашей площади характеризовался преимущественно лагунными фациями, нужно признать, что начало мела ознаменовалось новой трансгрессией, которая охватила уже почти всю зону, исключая лишь область Гиссарского хребта. Судя по осадку (раковинные известняки, песчаники) и по фауне (толстостворчатые пелециподы), неокомский бассейн Крыма, Северного Кавказа и Копет-Дага был весьма мелководен и лишь в области северо-западной оконечности Кавказа, где отлагались глины, находились, возможно, несколько большие глубины.

Что касается источника обломочного материала неокомских свит Кавказа, то им были, по господствующим представлениям, поднятия и цепи островов вдоль осевой части Главного Кавказского хребта, на что особенно указывает флишевая зона по южному его склону.

Над неокомской свитой располагается вторая толща пород, относящаяся к апту и альбу. В отличие от первой, она повсеместно (т. е. включая и Гиссарский хребет) морская и почти исключительно обломочная, глинисто-песчаная. От Крыма до юго-восточного конца Кавказа включительно преобладающими породами являются характерные черные глинистые сланцы со скудной фауной тонкостворчатых пелеципод и аммонитов *(Hoplites. Parahoplites* и др.). Вдоль южного склона Кавказа эта свита сменяется осадками, главным образом, флишевого типа. В хребтах Б. Балхан и Копет-Даг господствуют песчаники мощностью до 1400 *м*, среди которых имеются лишь незначительные прослои темных глин; и те и другие также содержат фауну *Parahoplites deshaysi* и *Hoplites dentatus*. В Гиссарском хребте апт и альб представлены переслоями песчаников и глин, среди которых аптская фауна еще отсутствует, альбская же встречается часто. Все это означает, что во второй половине нижнего мела морской режим в нашей области не только удерживается, но и расширяется: море захватывает постепенно

площадь Гиссарского хребта. Одновременно с этим в западной половине зоны (Крым, Кавказ) бассейн, судя по осадкам и по фауне — глины с тонкостворчатыми пелециподами и аммонитами — несколько углубляется, но цепь питающих поднятий вдоль осевой части Главного Кавказского хребта остается.

Третью толщу образуют породы верхнего мела. Состав их довольно однообразен. В Крыму, на северном склоне Главного Кавказского хребта и в Копет-Даге это преимущественно карбонатные породы, представленные известняками и мелоподобными мергелями лишь с незначительными и местными прослоями глин и песчаников, относящихся главным образом к сеноману. Во всей толще встречается обычно довольно обильная фауна, состоящая преимущественно из аммонитов (*Acanthoceras rhothomagense, Scaphites, Turrilites* и др.), пелеципод (*Inoceramus lamarcki, Inoc. cardissoides* и т. д.), морских ежей (*Micraster, Echinocorys* и др.) и прочих форм, которые позволяют установить наличие в этом известняковом массиве всех ярусов верхнего мела, начиная от сеноманского и кончая датским. Мощность осадков обычно огромна и достигает в Крыму 300 *м*, на Кавказе 200—700 *м* и в Копет-Даге до 1000 *м*. Вдоль южного склона Главного Кавказского хребта, а также на северо-западной и юго-восточной оконечностях северного склона карбонатная фация верхнего мела замещается карбонатно-флишевой, т. е. обломочной, состоящей из переслаивающихся глин, мергелей и глинистых известняков почти лишенных фауны. В Таджикистанской депрессии и Гиссарском хребте верхнемеловые осадки представлены также переслоями песчаников, глин и частью известняков с устрицами, рудистами, аммонитами, но здесь к этим породам присоединяются еще два горизонта гипсов: один посередине верхнемеловой свиты, другой — на самом верху ее.

Такой тип верхнемеловых осадков доказывает, что на основной части описываемой полосы, в Крыму, на Кавказе и в Копет-Даге верхнемеловое море было, повидимому, бассейном открытого типа, т. е. с малым количеством островов, почему осадки его и были главным образом карбонатными. Лишь вблизи поднятий, уцелевших вдоль осевой части Главного Кавказского хребта, накоплялся обломочный материал, давший флиш.

Осадконакопление Закавказской полосы значительно отличается от северной. Нижнемеловые осадки здесь почти неизвестны, что стоит, возможно, в связи с проявлением на этой площади австрийской фазы складчатости (правда слабым). Верхний мел представлен мощной эффузивно-осадочной толщей, в которой известняково-мергельные и песчаные породы чередуются с лавами и вулканическими туфами, относящимися частью к турону (Грузия), частью к нижнему сенону (Азербайджан). По напряженности вулканизм верхнего мела здесь не уступает юрскому.

Таким образом, меловая история Крымско-Кавказско-Копет-Дагской полосы открывается трансгрессией моря, которое уже к концу апта покрывает всю площадь полосы и дает начало устойчивому бассейну, доживающему до конца верхнемеловой эпохи и переходящему в третичный период. Лишь вдоль осевой части Главного Кавказа, Крыма и Копет-Дага даже в момент максимума трансгрессии удерживается цепь островных поднятий, разрушение которых питало геосинклинальное море обломочным материалом.

В восточной половине Средиземноморской орогенической зоны морские меловые отложения развиты в хребтах Белуджистана, Гималаях и в южном Тибете, а также в Бирме и на островах Малайского архипелага.

В северной части Гималаев (область Спити, хребет Хундес, Хазара) нижнемеловые отложения являются непосредственным продолжением юрских, так что верхняя часть сланцев Спити содержит уже валанжинских аммонитов (*Spiticeras spitense, Acanthodiscus, Kossmatia* и др.) и пелеципод. Выше следует двухсотметровая толща известковистых песчаников Джиумаль (*Giumal*) с *Holcostephanus, Hoplites, Cardium, Gryphaea, Pecten* и др., относящихся к готерив-альбу. Верхнемеловые отложения начинаются небольшой пачкой сеноманских рудистовых известняков с *Hyppurites*, белемнитами и большим числом фораминифер: *Nodosaria, Cristellaria, Dentalina*. За известняками следует мощная толща флиша, практически лишенная ископаемых, а наверху еще более мощная свита вулканических пород — базальтов, андезитов, риолитов. Верхний хронологический предел вулканогенной свиты неизвестен, возможно (по сопоставлению с другими территориями), что эти отложения переходят уже в третичный период.

К юго-востоку описанный разрез меловых пород в пределах Гималаев существенно меняется. Нижний мел в большей своей части переходит в карбонатную фацию (известняки Giri); коньякские, кампанские, маастрихтские и датские отложения также в главной своей части представлены известняками с *Orbitoides, Lepidorbitoides*, рудистами (*Radiolites, Hyppurites*) и аммонитами. Тот же тип разреза удерживается на обширных площадях и в южном Тибете. Характерно, что вулканогенная толща конца верхнего мела здесь отсутствует.

В Белуджистане разрез меловых отложений в главной массе карбонатный и, видимо, непрерывный, хотя ископаемые встречаются только в отдельных горизонтах; лишь в верхних частях меловой свиты (маастрихт, датский ярус) появляются и вверх все возрастают количественно глины и пески. Переход в эоценовые отложения постепенный, причем в датском ярусе встречаются прослои лав и туфов по нескольку десятков метров каждый.

Из этих данных явствует, что территория Гималаев, Белуджистана и южного Тибета в меловое время представляла собой область непрерывно существовавшего (устойчивого) морского бассейна, который в северной части Гималаев (Спити, Хундес, Хазара) был достаточно островным (флиш), в Белуджистане же и по юго-восточной окраине Гималаев и в Тибете — более открытого типа. В конце верхнемеловой эпохи на севере Гималаев открывается интенсивный подводный вулканизм. Каких-либо крупных тектонических изменений эта часть Средиземноморской орогенической зоны в мелу не испытывает.

На юг от Гималаев морские отложения мела прослеживаются через хребты западной Бирмы на Суматру, Яву, Тимор и т. д. до Новой Зеландии. Как и юрские породы, меловые встречаются здесь отдельными обрывками, но их комбинация создает впечатление непрерывного существования морского водоема в течение мелового периода. Отметим наличие на Суматре и Яве интенсивного вулканизма в верхнемеловую эпоху. В сеномане — туроне на Тиморе и близлежащих островах распространены фораминиферовые мергели с *Globigerina*, которые рассматриваются как глубоководный батиальный осадок. Здесь же найдены среди глобигериновых мергелей прослои красной глины с марганцовыми конкрециями и зубами акул и морских крокодилов, которые, возможно, являются аналогами современной глубоководной красной глины, что вполне допустимо для межостровных депрессий геосинклинальных областей.

Итак, меловая история Средиземноморской геосинклинальной зоны рисуется в достаточно простых чертах. В начале нижнемеловой эпохи эта территория испытывает очередную трансгрессию и море вновь

появляется на Пиренейском полуострове, на Кавказе и (несколько позже) в Средней Азии — в Таджикистанской депрессии. Примерно на границе Cr_1—Cr_2 разыгрывается австрийский орогенез, проявившийся в Австрийских Альпах, Карпатах, Закавказье, но всюду, видимо, в качестве фазы второстепенного значения, не внесшей радикальных изменений в строении геосинклинальной зоны. В верхнемеловое время повсеместно продолжает господствовать морской режим, причем резко оживляется вулканическая деятельность в Закавказье и появляются новые мощные очаги вулканизма на севере Гималаев, на Суматре и Яве.

В датское время отмечается крупная регрессия моря в северных Альпах, на Пиренейском полуострове, в Карпатах, Таджикистанской депрессии, частично — в Гималаях и на Кавказе.

3. Евразийская глыба

Юрский период на территории Западноевропейских герцинид закончился общей регрессией моря и накоплением континентальных толщ. В начале мелового периода,— в неокоме,— эта палеогеография в основных чертах сохраняется. Не только древние герцинские массивы — Рейнский, Центральное Французское плато и т. д., но и большие участки котловин представляли собой сушу. Устойчивый морской бассейн в это время удерживался только на крайнем севере Англо-Парижской и Северогерманской котловин (северная Англия, Дания) и на крайнем юго-востоке Англо-Парижской котловины, откуда и происходили иногда кратковременные набеги его в промежуточную область (рис. 65). Осадки представлены мелководными глинами с переслоями песков и содержат многочисленных аммонитов *(Polyptychites, Garnieria)* и ауцелл. На континентальных пространствах Англо-Парижской и Северогерманской котловин накоплялась довольно значительная толща озерных, болотных и речных отложений — песков и глин, в которые включены обильные остатки растений и особенно позвоночных — рептилий; это — так называемая вельдская фация нижнего мела. Повидимому, западноевропейский нижнемеловой континент изобиловал низменными и болотистыми мокрыми участками. На поверхности его бродили во множестве игуанодоны, крокодилы и прочие наземные ящеры, остатки которых были найдены и описаны знаменитым палеонтологом Долло.

В апте и альбе погружения резко усиливаются и море с северной и южной окраин Англо-Парижской котловины распространяется на центральную ее часть; увеличивается размер морской площади и в Северогерманской котловине. Но осадки, продолжают оставаться обломочными: глауконитовые пески и глины с устрицами, *Aucellina gryphaeoides* и с аммонитами *(Acanthoplites, Parahoplites)*, ежами *(Toxaster)*, что указывает на относительное мелководье области и значительный снос обломочного материала с берегов.

В верхнемеловое время трансгрессия продолжается и уже в сеномане море затопляет всю площадь котловин — Англо-Парижской, Северогерманской и Аквитанской (рис. 66). Одновременно резко меняется характер осадков. Начиная с сеномана, а местами с турона, и до конца мела (до датского яруса), в подавляющей части всех котловин отлагается почти без перерывов однообразная толща белого мела с конкрециями кремня. Ископаемые обильны и представлены массой ежей *(Micraster, Echinocorys)*, аммонитами, белемнителлами, устрицами и вообще двустворками *(Inoceramus, Exogyra, Ostrea)*, а также бесчисленными фораминиферами *(Globigerina, Alveolina)* и остатками выделяющих известь микроскопических водорослей, известных под име-

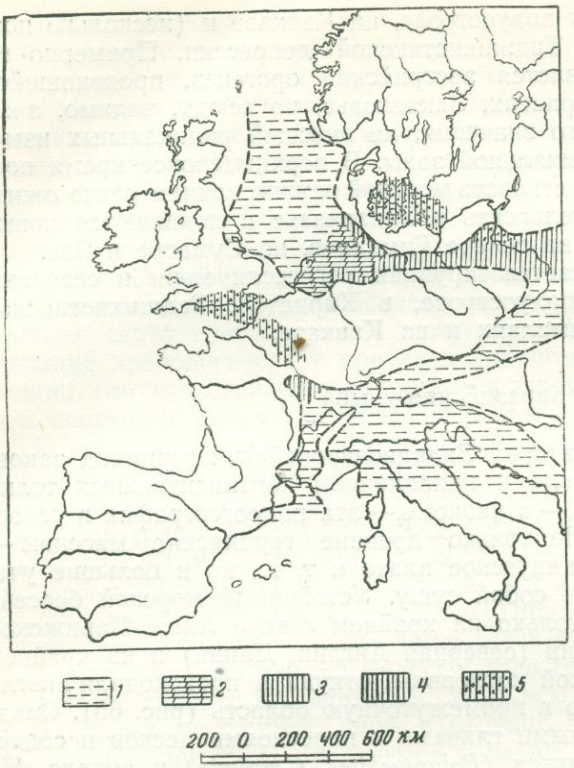


Рис. 65. Палеогеография нижнего мела в Западной Европе (по С. Бубнову)

1—предполагаемое распространение моря; *2*—солоноватоводные отложения нижнего валанжина; *3*—возможные проливы; *4*—трансгрессия в валанжине; *5*—фация вельда

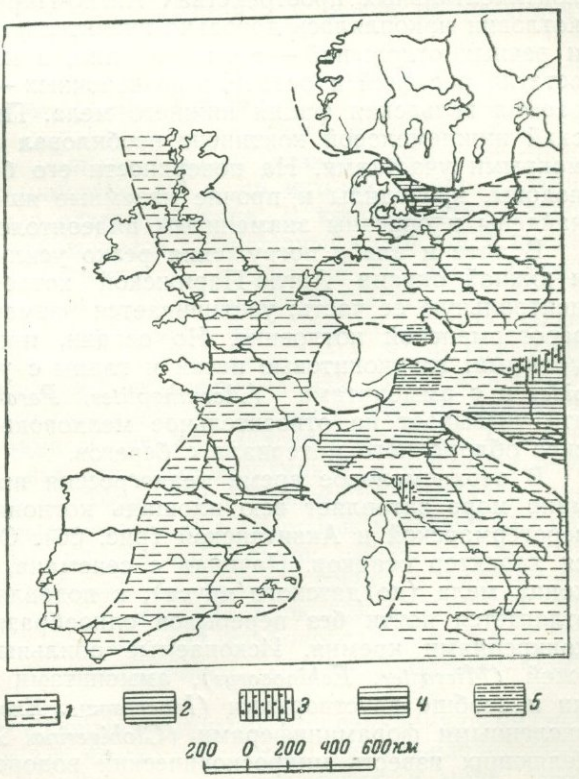


Рис. 66. Палеогеография верхнего мела в Западной Европе (по С. Бубнову)

1—предполагаемое распространение моря (мелководная фация); *2*—более глубокое море; *3*—лагунные (обломочные) осадки; *4*—трансгрессия в сеноне; *5*—регрессия в сеноне

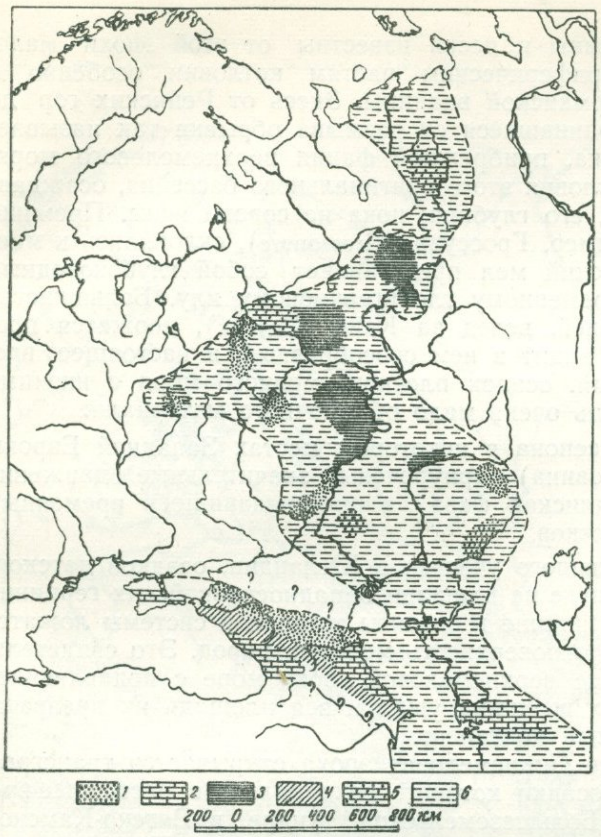


Рис. 67а. Палеогеография Русской платформы в валанжинский век

1—пески; *2*—известняки с обильной фауной; *3*—глины; *4*—флишевая зона; *5*—гипотетическое распространение морских осадков

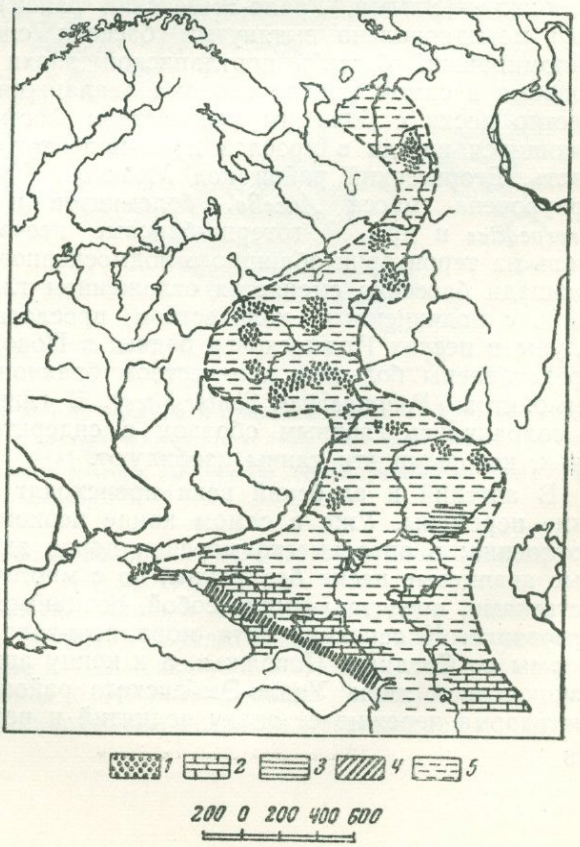


Рис. 67в. Палеогеография Русской платформы в барремский век

1—пески; *2*—известняки с обильной фауной; *3*—глины; *4*—флишевая зона; *5*—песчано-глинистые осадки; *6*—гипотетическое распространение морских осадков

нем *Coccolithophoridae*. Глины и пески известны от этой эпохи мало, причем приурочены к периферическим частям котловин, особенно к южной окраине Северогерманской впадины. Здесь от Рейнских гор до Богемии разбросаны сохранившиеся от размыва обрывки так называемого квадерного песчаника, прибрежной фации верхнемелового моря. Физико-географические условия этого оригинального бассейна, осаждавшего мел, и, в частности, его глубина, пока не совсем ясны. Прежние исследователи, как, например, Гроссувр (Grossouvre), склонялись к мнению, что западноевропейский мел представляет собой глубоководный осадок, аналогичный современному глобигериновому илу. Большинство современных исследователей, вслед за Кайё (Cayeux), держится противоположного мнения и видит в нем своеобразный, в настоящее время нигде не наблюдаемый, осадок плоского мелкого моря с низкими берегами, дававшими лишь очень мало обломочного материала.

К границе эмшера и сенона в некоторых местах Западной Европы (Северогерманская котловина) приурочены значительные движения (так называемая субгерцинская фаза), сопровождавшиеся временным уходом воды с ряда участков.

За исключением небольшого участка в Ютландии, осадков датского яруса в морской фации нигде на площади Западноевропейских герцинид не сохранилось, и самые нижние горизонты третичной системы ложатся обычно на резко размытую поверхность меловых пород. Это свидетельствует, что в самом конце верхнемеловой эпохи море с подавляющей части Западноевропейских герцинид ушло и вся площадь их превратилась в сильно эродируемый континент.

На Русской платформе нижнемеловая эпоха открывается трансгрессией неокомского моря, осадки которого сохранились в настоящее время в виде обрывков в Большеземельской тундре, в Вятско-Камском районе, в Подмосковной котловине, на правобережном Поволжье и в Заволжье (Эльтон, Урало-Эмбенский район). Это был узкий и длинный меридионально вытянутый бассейн сложных очертаний, близко напоминавший бассейн портландской эпохи (рис. 67). Внутри этого водоема в самом начале неокома (валанжин) отлагались почти повсеместно пески с большим количеством фосфоритовых желваков, скопляющихся иногда в прослои промышленного значения (Кировская область, Егорьевский район под Москвой, Чувашия). К этим осадкам приурочена масса *Aucella*, белемнитов и аммонитов (*Polyptychites, Craspedites* и др.). В готерив-барреме песчаный осадок удерживается лишь на территории обширного подмосковного залива, на остальной же площади бассейна сменяется отложением глин, чистых и песчанистых, лишь с подчиненным количеством прослоев песка. Остатки морской фауны в песках Подмосковья бедны, в Поволжье — обычно обильны и представлены большим количеством брахиопод, ауцелл, белемнитов и аммонитов (*Polyptychites, Simbirskites*). В глинах они встречаются реже и сохранились главным образом в сидеритовых конкрециях — септариях, которыми эти глины изобилуют.

В аптский и альбский века происходят крупные палеогеографические перемены. Уже в самом конце неокома обсыхает Подмосковная котловина; в апте вместо морских пород здесь отлагаются чистые белые кварцевые пески без фауны, но с многочисленными растительными остатками, представляющие собой, повидимому, наземное (дюнное) образование. К середине апта море покидает северную половину платформы до Среднего Поволжья, а к концу апта — и всю площадь ее, за исключением лишь Урало-Эмбенского района. Таким образом, в апте платформа переживает эпоху поднятий и резко выраженной регрессии

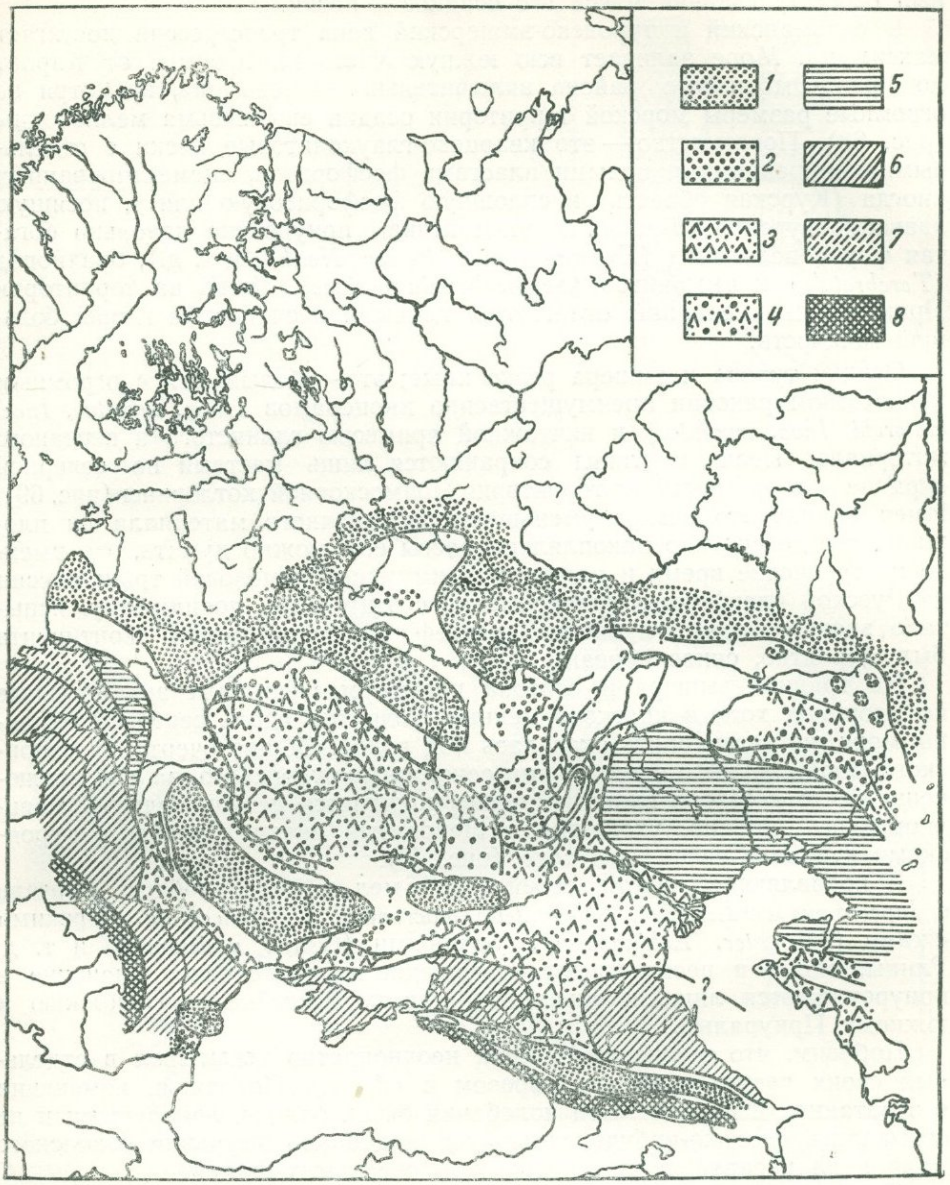


Рис. 68. Палеогеография Русской платформы в сеномане (по В. Н. Соболевской)

1—суша; *2*—кварцевые пески; *3*—кварцево-глауконитовые пески; *4*—то же с фосфоритами; *5*—глины; *6*—мергели; *7*—мергельная фация гипотетическая; *8*—флиш

Белым внутри контуров моря показаны участки, где морские осадки уничтожены последующим размывом

В альбский век море вновь возвращается, но затопляет уже другие территории.

Самые низы альба известны лишь в Урало-Эмбенском районе, где они слагаются песками и глинами. Среднеальбские породы развиты, кроме того, еще в Поволжье и Подмосковной котловине; это также преимущественно пески и глины с *Hoplites dentatus*. Верхний альб появляется дополнительно в Южнорусской мульде и перекрывает почти всю

южную окраину платформы, образуя крупный широтно ориентированный бассейн; главная масса его осадков — пески.

В сеноманский и туронско-эмшерский века трансгрессия достигает максимума. Море заливает всю южную часть платформы: от Карпат до Урало-Эмбенского района включительно. В сеномане, несмотря на огромные размеры морской территории осадки еще весьма мелководны (рис. 68). Повсеместно — это кварцево-глауконитовые пески с отдельными конкрециями и целыми пластами фосфоритов, сцементированных иногда (Курская область) в сплошную фосфоритовую плиту, носящую название курский самород. К этим пескам приурочена довольно богатая фауна пелеципод (*Exogyra conica, Pecten, Neithea* и т. д.), брахиопод (*Terebratula*) и аммонитов (*Schloenbachia varians*). Лишь на территории Прикаспийской впадины отлагаются глины и песчанистые глины большой мощности.

Осадки турона и эмшера резко иные; это — белый мел с огромным количеством раковин преимущественно иноцерамов (*Inoc. labiatus, Inoc lamarcki, Inoc. involutus*) и ничтожной примесью глинистого и песчаного материала. Пески и глины сохраняются лишь местами по северной окраине и, в частности, на территории Подмосковной котловины (рис. 69). Имея в виду это резкое уменьшение обломочного материала на площади, где до сих пор накоплялись массы его, можно думать, что именно на туронское время и падает максимум верхнемеловой трансгрессии на Русской платформе. Одновременно с этим море, повидимому, испытало значительное углубление, рельеф же прилежащего континента был вероятно, снивелирован.

На границе эмшера и сантона платформа испытала значительные по площади, хотя и кратковременные, поднятия вдоль северной окраины моря, но затем опять оказалась под водой. Общие очертания сенонского моря сходны с очертаниями сеноманско-туронского, за тем исключением, что в сеноне вновь временно появляется незначительный меридиональный пролив, уходящий в Ледовитый океан. Сходны с туронскими и осадки сенонского века (рис. 70).

В подавляющей части своей это — мел и мелоподобные мергели с *Inoceramus cardissoides, Belemnitella mucronata, Bel. lanceolata*, морскими ежами (*Micraster, Echinocorys*), устрицами (*Ostrea vesicularis*) и т. д. Глины, опоки и пески имеют совершенно второстепенное значение и приурочиваются лишь к окраинным частям бассейна, к Поволжью и южному Приуралью.

Добавим, что сенонский бассейн неоднократно испытывал в отдельных своих частях, главным образом в области Поволжья, изменения в очертаниях и глубине. Эти колебания были, однако, локальными и не отзывались сколько-нибудь сильно на общей конфигурации сенонского моря и на распределении внутри него отдельных фаций.

До недавнего времени считалось, что отложения датского яруса на Русской платформе отсутствуют и что таким образом на это время падает резко выраженный перерыв в осадкообразовании. В настоящее время работами Научного института по удобрениям и, в частности П. Л. Безрукова установлено, что датские отложения на платформе имеются и обширно развиты. Датский бассейн покрывал главным образом Заволжье и Поволжье и напоминал верхнесенонский бассейн, будучи, однако, меньше его по размерам. Фации также сходны с верхнесенонскими. В центральной части бассейна к востоку от меридиана г. Уральска датский ярус представлен чистыми известняками, отложившимися если и не на большой глубине, то во всяком случае в области удаленной от берега. Западнее, с приближением к окраинным частям верхнемелового бассейна, известняки замещаются мергелями и мерге-

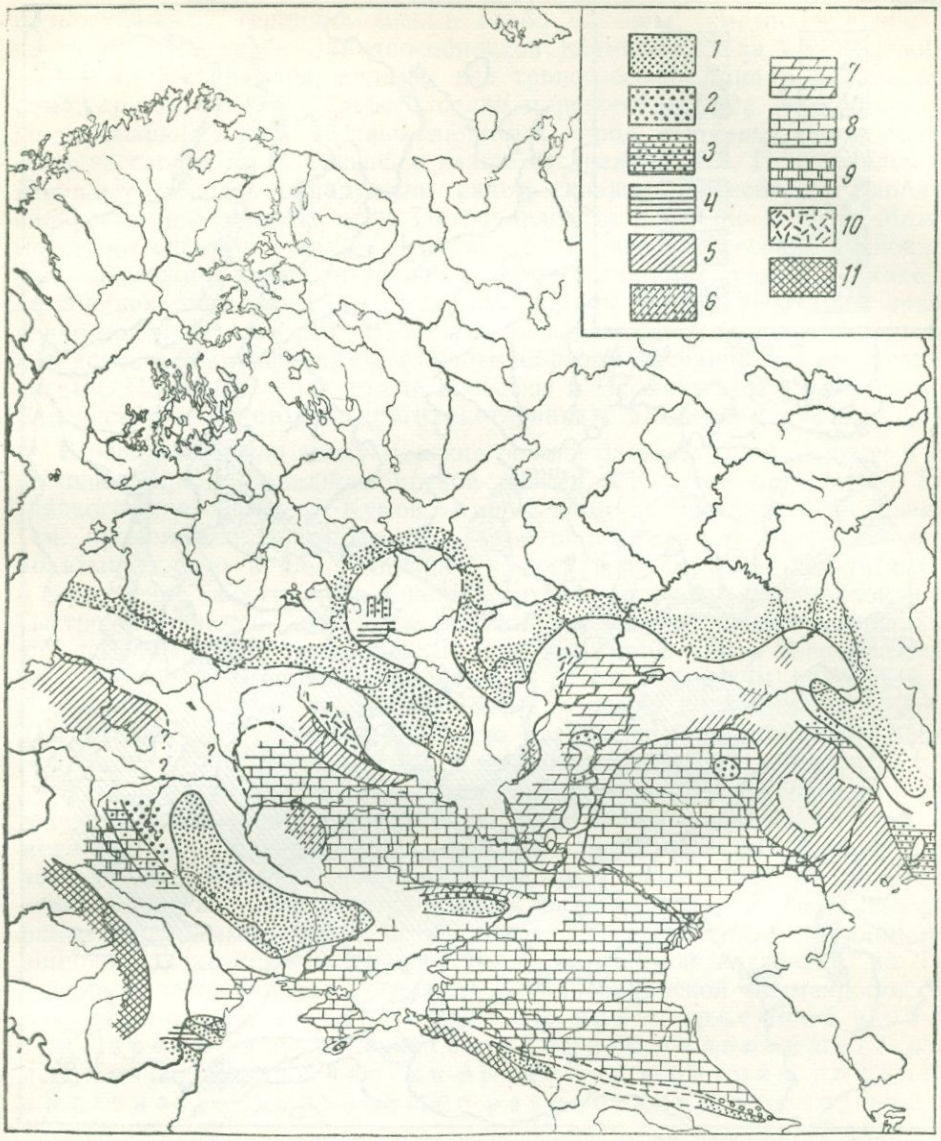


Рис. 69. Палеогеография Русской платформы в туроне (по В. Н. Соболевской)
1—суша; *2*—кварцевые пески; *3*—глины песчаные; *4*—глины; *5*—мергели; *6*—песчаные мергели; *7*—мел грубый песчанистый; *8*—мел типичный; *9*—кремнистые известняки; *10*—опоки; *11*—флиш.
Белым внутри контуров моря показаны участки, где морские осадки уничтожены последующим размывом

листыми глинами, а еще дальше по периферии переходят в фацию песков, бурых железняков и пластовых фосфоритов.

В самом конце мела море оставило платформу почти полностью, за исключением небольшого языка в области Заволжья. Здесь, возможно, перерыва между мелом и палеогеном не было совсем, либо же он был весьма кратковременным.

Такова история Русской платформы в меловой период. Сравнивая ее с историей Западноевропейских герцинид, нетрудно видеть, что при несходстве в ряде деталей, имеется все же и ряд общих черт. В обоих случаях начало мелового периода — неоком — характеризуется относи-

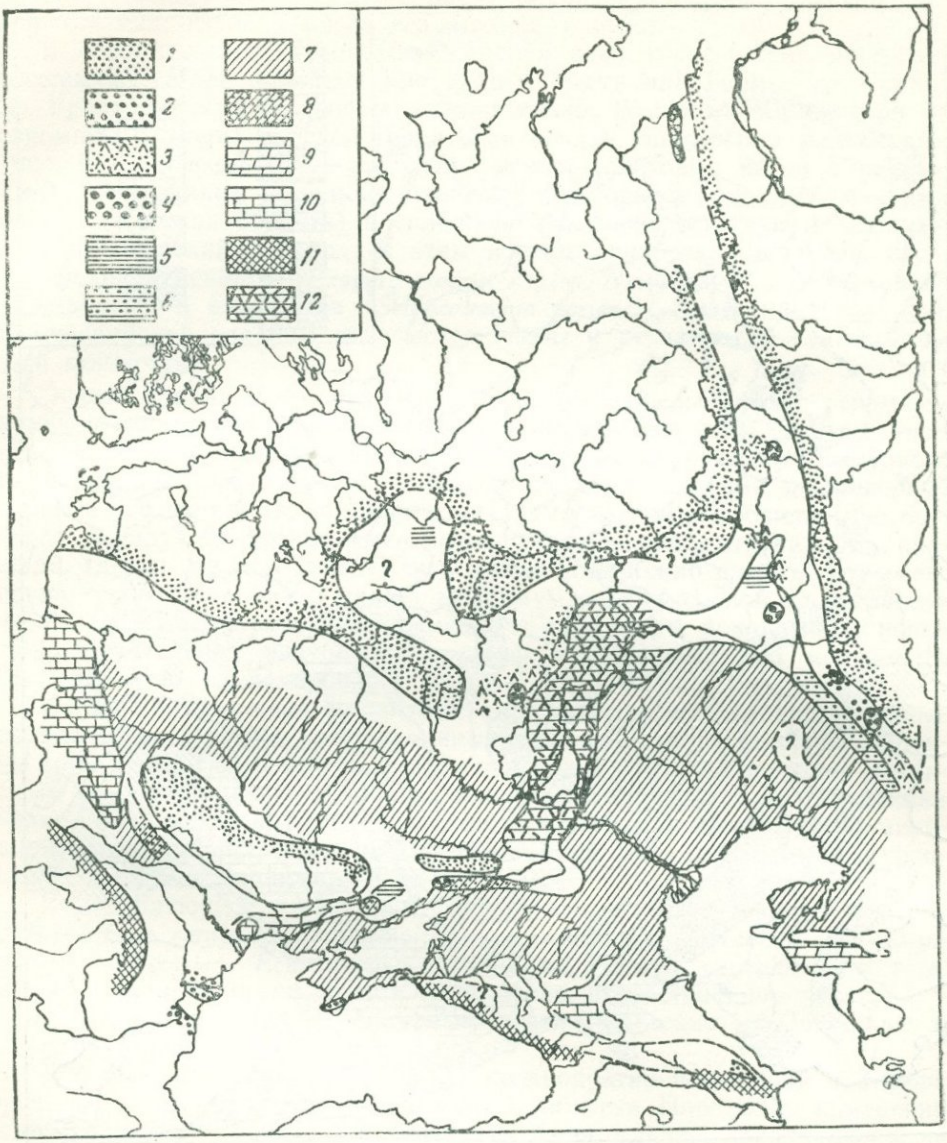


Рис. 70. Палеогеография Русской платформы в сантоне (по В. Н. Соболевской)

1—суша; *2*—пески кварцевые; *3*—пески кварцево-глауконитовые; *4*—фосфориты; *5*—глины; *6*—песчанистые глины; *7*—мергели; *8*—песчанистые мергели; *9*—грубый песчанистый мел; *10*—мел; *11*—флиш; *12*—глинистые опоки. Знаки в кружках показывают породу, лежащую в основании разреза и перекрытую осадками, обозначенными около кружков

тельно малым развитием морских условий, особенно в Западной Европе; во второй половине нижнего мела (альб) начинается новая крупная трансгрессия — и верхнемеловая эпоха и там и здесь была временем необычайного развития морских условий. Очень сходны типы пород, возникших в разные моменты мелового периода: нижнемеловые моря дают обломочные осадки, глауконитово-фосфоритовые пески и глины, верхнемеловые же — органогенные карбонатные илы — мел. Наконец, сходны события и в самом конце мела: и там и здесь крупная регрессия, в результате которой обсыхает вся область герцинид, кроме залива в Дании, а также вся платформа, кроме языка в Заволжье.

Палеогеография и осадки нижнемеловой эпохи на территории Западносибирских герцинид весьма слабо изучены (см. приложение II, карту 9). В прогибе Западносибирской низменности за нижнемеловое время осуществляются, видимо, две трансгрессии: одна в начале неокома, другая в апте — альбе. Осадки морского неокома известны в виде небольшой толщи песчано-глинистых пород с *Polyptychites* и *Simbirskites* на севере по р. Сосьве, а также в скважине у г. Петропавловска. Апт-альбские слои обнаружены рядом скважин, пересекших Западносибирскую низменность от г. Петропавловска почти до р. Оби. Между морскими сериями неокома и апта — альба здесь залегает красноцветная, возможно континентальная, песчано-глинистая свита. Южнее, в котловинах, обозначившихся в юрское время, попрежнему идет накопление континентальных свит, но представлены они уже не угленосными, а красноцветными фациями, главным образом песчаниками и конгломератами. Подобного рода толщи известны в Иссыккульской, Ферганской, Зайсанской и некоторых других котловинах, а также в пустыне Гоби.

В верхнемеловую эпоху морские осадки развиты гораздо шире и покрывают, кроме Западносибирской низменности, еще территорию Тургайского плато, Кызыл-Кумов, Кара-Кумов и Ферганской котловины (см. приложение II, карту 10). Такое широкое распространение моря показывает, что в Cr_2 тенденция к погружениям, наметившаяся еще в юре, резко обостряется, и новые крупные площади герцинской зоны быстро опускаются. Особенное внимание в этом отношении привлекает юго-западный угол герцинид. До сих пор море здесь не появлялось, хотя на западе (на Мангышлаке и в Урало-Эмбенском районе) и на юге (в Копет-Даге) оно, несомненно, вплотную подходило к герцинидам. Дальнейшее проникновение его на восток тормозилось, очевидно, той складчатой горной цепью, которая соединяла тогда юг Урала и дуги Тянь-Шаня и уцелела,— вероятно, в подновленном юрскими орогенезами виде,-- еще от палеозоя. На границе нижнего и верхнего мела эта цепь испытывает раздробление и погружение, геоморфологическая связь Урала с южным Тянь-Шанем нарушается, в образовавшиеся «ворота» устремляются водные массы с запада и, пользуясь уже ранее созданными (в юре и нижнем мелу) депрессиями (впадинами), широко разливаются в Кызыл-Кумах, Ферганской котловине, на Тургайском плато, сливаясь с морем Западносибирской низменности. Таким образом, за верхнемеловой трансгрессией в области герцинид скрывается процесс дальнейшего расчленения их на участки выступов и районы впадин и, в частности, дальнейшее разрастание последних.

Что касается осадков верхнемелового моря, то на севере,— на р. Сосьве, у Тагила, на р. Исети и на р. Аят,— они представлены песками и глинами; то же и в Западносибирской низменности. На Тургайском плато и в Кызыл-Кумах в первую половину верхнемеловой эпохи (сеноман — турон) отлагаются почти исключительно обломочные песчано-глинистые породы с устрицами, иноцерамами, морскими ежами и т. д., во вторую же половину (сенон) — преимущественно мергели с *Inoceramus cardissoides, Belemnitella mucronata, Bel. lanceolata* и прочей фауной; в ряде случаев эти сенонские породы лежат на размытой поверхности подстилающих слоев.

История северо-восточной части Евразийской глыбы — Сибирской платформы — отличается существенно иными чертами. В неокоме седиментация еще имела здесь место. В Хатангской впадине отложились морские глауконитовые пески и черные глины — с иноцерамами, аммонитами (*Polyptychites, Simbirskites*) и пелециподами (*Aucella volgensis*);

в вилюйской мульде — преимущественно континентальные угленосные породы, являющиеся продолжением верхнеюрских; находки морской фауны здесь единичны и приурочены главным образом к крайней восточной части ее.

Что касается осадков выше неокома, то они повсеместно отсутствуют. В предыдущем мы уже неоднократно сталкивались с подобного рода явлениями и убедились, что обычно причиной прекращения седиментации служат восходящие движения территории и превращение ее в интенсивно денудируемый континент. Следовательно, нужно принять, что в противоположность западным частям Евразийской глыбы, ее восточная окраина — Сибирская платформа — после неокома перешла не к погружениям, а к поднятиям.

Итак, какую бы из частей Евразийской глыбы ни взять, мы неизменно наблюдаем, что в самом начале нижнемеловой эпохи — в н е о к о м е — еще удерживается обстановка конца юры или портландского века. Глыба в целом переживает фазу некоторой общей регрессии сравнительно с келловей-кимериджской эпохой. Затем западная и восточная части ее приобретают движения в прямо противоположных направлениях. На западе (Западноевропейские герциниды, Русская платформа, Урало-Сибирские герциниды) движения идут вниз, и эта часть глыбы переживает вторую в течение мезозоя крупную трансгрессию. На востоке движения направлены вверх, и эта часть глыбы превращается в интенсивно эродируемый континент. Картина такова, как будто глыба приобрела односторонний крен на запад. Эти движения начинаются уже в а п т е — а л ь б е, но максимума достигают в верхнемеловую эпоху, прерываясь, конечно, местными подвижками разнообразных направлений. Самый конец верхнего мела — д а т с к и й в е к — характеризуется новым переломом в движениях. Погружавшаяся дотоле западная часть глыбы всплывает, и вся глыба к концу датского века превращается в огромный континент. Регрессия датского времени настолько значительна, что аналогов ей можно искать только в поднятиях перми или триаса.

4. Восточносибирская орогеническая зона и прилежащие к ней участки

На большей части Верхоянско-Чукотского края либо совсем нет нижнемеловых пород, либо они представлены континентальными угленосными отложениями. Последние особенно развиты в нижнем течении р. Колымы, в Ожогинско-Зыряновской мульде, у подножия Момских гор, по краям более жесткой массы, расположенной в среднем течении р. Колымы. Но в Верхоянском и Хараулахском хребтах, в верховьях рек Колымы и Индигирки обнаружены морские валанжинские слои, составляющие продолжение верхнеюрских; в низовьях Колымы найден также и морской готерив, прикрываемый песчаниками с флорой. «Судя по преобладанию в нижнемеловых отложениях конгломератов и песчаников,— пишет В. Н. Сакс [1],— и по присутствию в них растительных остатков, море этой эпохи представляло сложную систему сравнительно узких проливов, разделявших возвышенные островные группы. Последние, очевидно, располагались вдоль оси горных хребтов, приподнятых в конце юры... В конце валанжина, а местами и раньше, началось общее поднятие области Чукотско-Верхоянской геосинклинали и отступание моря к северу. В готериве морские условия сохранились лишь в северной части геосинклинали, в низовьях Колымы, но и там вскоре

[1] О мезозойской истории в бассейнах Колымы и Индигирки, Сов. геол., № 9, 1940.

морские осадки сменились континентальными. К концу готерива море окончательно покинуло пределы Чукотско-Верхоянской геосинклинали... Лишь на западе, вдоль края Сибирской платформы, продолжалось прогибание прифронтовой впадины, выполнявшейся угленосными отложениями».

Верхнемеловые вулканогенные образования (покровы кислых эффузий, туфы и туффиты с лавой) известны в виде обрывков на Алазейском плато, а также в Тас-Хая-Хтахе, в хребте Полоусном, в низовьях Колымы, на Юкагирском плато. Везде это чисто континентальные образования.

Таким образом, с неокома и до конца меловой эпохи территория Восточносибирского орогена представляла собой континентальную страну, где осадконакопление шло лишь на весьма ограниченных участках. В геосинклинальных зонах такое резкое изменение всего режима обычно сопровождает последние фазы их складчатых деформаций и окончательное превращение их в складчатую структуру. Действительно, в Верхоянско-Чукотской геосинклинали в конце юры имел место, как мы знаем, крупный орогенез. С этим именно орогенезом и связаны все основные изменения в нижнемеловой истории зоны. Однако, складкообразовательные движения не прекратились и в нижнемеловую эпоху, ибо осадки Cr_1 резко дислоцированы, тогда как породы Cr_2 лежат спокойно. Очевидно где-то в конце нижнего мела произошли повторные смятия, окончательно создавшие складчатую структуру и превратившие геосинклиналь в горную страну. Эти движения, вероятно, более или менее синхроничны австрийской фазе. Повторились ли движения еще в конце Cr_2 (ларамийская фаза) остается неясным.

Не вдаваясь в детальный разбор фактического материала, укажем лишь, что накопление почти чисто континентальных нижнемеловых толщ имело место также в Амурско-Удской зоне и у Владивостока, после чего и эти территории претерпели складкообразование, вероятно, синхроничное с только что описанным. В Китае в нижнемеловое время в ряде провинций отлагались мощные осадочно-эффузивные толщи; все они где-то в конце Cr_1 также подверглись интенсивной складчатости с образованием надвигов и обширных интрузий.

Говоря кратко, главная часть орогенической зоны Тихоокеанского побережья, от Чукотки до Южного Китая, в меловое время окончательно ликвидируется как геосинклиналь, превращаясь в складчатую территорию. Только узкая внешняя полоса ее, обнимающая Анадырский край, Камчатку, Японские острова, Филиппины, избегает этой участи и еще сохраняет в дальнейшем свои геосинклинальные свойства.

5. Гондванская глыба

В истории Гондваны в меловой период происходят события чрезвычайной важности.

В течение большей части нижнемеловой эпохи — до альба — все три ранее выделившиеся ее части: Американо-Африканская, Индийско-Мадагаскарская и Австралийская глыбы переживают регрессию (см. приложение II, карту 9) и представляют собой континентальные массивы, лишь кое-где по краям затопленные морем, как, например, на востоке Африки, на севере Мадагаскара, на полуострове Кэч в Индии.

В верхнемеловое время на площади бывшей Гондваны в целом развертывается громадная трансгрессия, начавшаяся в сеномане (кое-где еще в альбе), продолжавшаяся,— с клебаниями,— в туроне — сеноне и покрывшая колоссальную площадь в Африке, Индии, Австралии и кое-где в Южной Америке. В распространении морских верхнемеловых

отложений есть одна многозначительная подробность. Морские отложения в Африке, например, известны не только в ее центральных частях и вдоль восточного побережья, но и вдоль большей части побережья западного, от северной части Гвинейского залива до крайней южной оконечности материка. В Южной Америке морские отложения, начиная с альба, встречаются в узкой каемке на огромном протяжении почти от устья р. Амазонки до мыса С.-Рок. Характерно при этом, что как в Южной Америке, так и в Африке, эти побережные полосы верхнемеловых отложений представлены литоральными, иногда эстуариевыми и лагунными фациями. По единодушному признанию всех геологов, касавшихся геологии названных континентов, это указывает на то, что конфигурация восточного берега Южной Америки и западного берега Африки в верхнемеловое время имела уже современный характер. Иными словами, центральная часть Американо-Африканского блока в начале (или к началу) верхнемеловой эпохи была раздроблена и опущена, а территория ее занята южной частью современного Атлантического океана. С другой стороны, впервые отмечаются морские отложения по восточной окраине Мадагаскара и по восточной окраине Индии (Коромандельское побережье) опять-таки прибрежного характера. Это обстоятельство может рассматриваться как дальнейший прогресс в раздроблении Мадагаскаро-Индийского блока, в погружении его и в формировании Индийского океана. Все приводит к мысли, что в верхнемеловое время очертания Североамериканского, Африканского, Индийского, Мадагаскарского и Австралийского обломков Гондванской глыбы приобретают современный вид. И вместе с тем впервые вырисовываются Индийский океан и южная часть Атлантического в их современных конфигурациях, хотя, быть может, еще и не с современными глубинами. Как увидим ниже, северная часть Атлантики также формируется в это же время.

Если это все так, то огромная верхнемеловая трансгрессия южного полушария в действительности была много больше той, какую мы мысленно воссоздаем по сохранившимся остаткам ее пород в Африке, Индии, Австралии. Это была, вероятно, величайшая трансгрессия, какую вообще знает история Земли.

Колоссальные тектонические процессы, происходившие в верхнемеловое время на обломках Гондванской глыбы, находят отражение в весьма интенсивных вулканических процессах этой эпохи, имевших место в Африке и в Индии. В Африке следы вулканической деятельности этого времени отмечены у мыса Зеленого, в Камерунском массиве и отсюда вдоль западного побережья вплоть до южной Анголы и юго-западной Африки. Восточнее вулканические проявления обильны во всей южной половине Африканского континента, а на севере имеются у Каира. Этот верхнемеловой вулканизм имеет характерные особенности. Он представляет собой магматические дайки большей или меньшей ширины, т. е. трещины, пустоты, заполненные поднявшейся магмой, вначале щелочной, затем основного состава. Эруптивные аппараты — потоки лавы, покровы ее, слои пепла — как правило, отсутствуют, главным образом, вероятно, в силу их последующего размыва; в ряде случаев их, возможно, и не было. В Индии к верхнему мелу относятся колоссальные излияния траппов в центральной части полуострова. В настоящее время площадь траппов составляет около 300 000 *км*^{2}, причем мощность их достигает на севере 3500 *м* (около Бомбея), на юге же 700—800 *м*. По составу и характеру залегания лавовых покровов эти индийские траппы совершенно отвечают пермской трапповой формации Сибирской платформы, а также юрской Африканской и Южноамериканской вулканическим формациям. Несомненно,

что доступные нашему изучению проявления верхнемелового вулканизма и в Африке и в Индии являются только незначительной частью верхнемелового вулканизма южного полушария; следы этого вулканизма ныне погребены под океаническими водами.

Что касается состава осадочных верхнемеловых отложений гондванских обломков, то наиболее интересны они в Африке. Строение их здесь довольно однотипно на весьма различных участках верхнемеловой трансгрессии. Осадконакопление началось в самом конце нижнемеловой эпохи (альб) отложением континентальных песчано-глинистых пород с растительными остатками, окремнелыми стволами деревьев и т. д. (нубийский песчаник). Собственно морские осадки начинаются обычно с сеномана, но нередко и с турона и даже с сенона, что указывает на прогрессирующее разрастание морского покрова в течение почти всей верхнемеловой эпохи. Сеноман выражен песками или известняками с *Acanthoceras* и морскими ежами. Турон и последующие ярусы, до датского включительно, слагаются известняками с рудистами, *Alectryonia*, морскими ежами и т. д., а также (преимущественно в верхнем сеноне) мелом и мелоподобными мергелями. Фауна верхнемелового моря в Африке имеет много своеобразных форм, не встречающихся ни в Средиземноморской, ни в других областях,—главным образом среди пластинчатожаберных (своеобразные устрицы, *Plicatulae, Trigoniae*), морских ежей и аммонитов *(Placenticeras, Tissotia, Lybiceras)*.

В отличие от северного полушария датская регрессия на гондванских обломках выражена слабо.

В Индии и Австралии морские отложения верхнего мела представлены исключительно обломочными, песчано-глинистыми породами.

На территории Бразилии в это время возникают красноцветные континентальные отложения.

6. Северная Америка

В истории Северной Америки в меловой период отчетливо выделяются два этапа.

Нижнемеловая эпоха характеризуется трансгрессией относительно ограниченных масштабов (рис. 71). Море наступает на материк с трех сторон. На западе, в области верхнеюрской складчатости оно вторгается по узким опускающимся (грабеноподобным) межгорным впадинам со стороны Тихого океана; по восточной окраине юрских поднятий широкий язык его продвигается с юга, из современного Мексиканского залива, достигая штатов Колорадо, Уайоминг, Дакота, Канзас и Айова; такой же язык направляется навстречу южному — с севера, из области полярного моря. Максимальных размеров море достигает в конце нижнемеловой эпохи, но даже и в это время языки остаются разъединенными.

В Калифорнии нижнемеловые отложения имеют мощность от 3000 до 13 000 *м* и слагаются переслаивающимися глинами, песчаниками и мощными конгломератами. Фауна в осадках очень скудная и состоит из бореальных форм: *Simbirskites, Polyptychites, Aucella* и др., позволяющих различить здесь все ярусы нижнего мела. Тот же характер имеют нижнемеловые отложения и в Британской Колумбии.

В области Мексиканского языка состав Cr_1 варьирует. В Мексике нижнемеловые отложения составляют продолжение верхнеюрских и слагаются сплошь известняками. В Техасе основание трансгрессивной серии сложено песками и известняками с отпечатками растений (пресноводная фация); выше следуют мощные известняки с морской фауной европейского типа, с рудистами и орбитолинами. Севернее, в штате

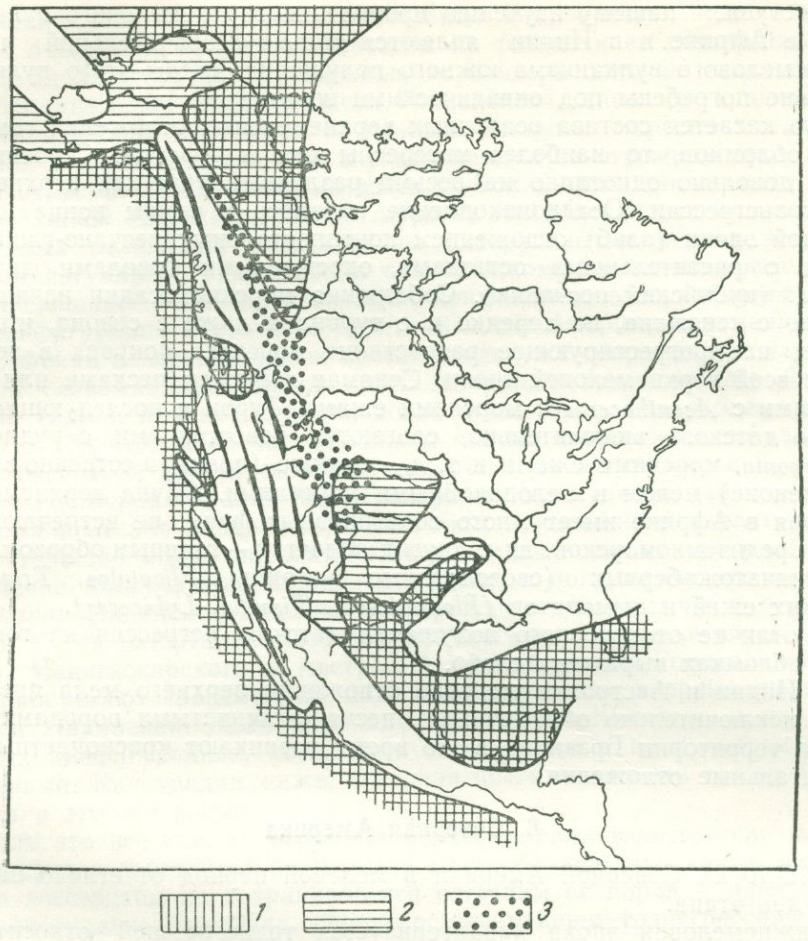


Рис. 71. Палеогеография Северной Америки в нижнемеловую эпоху (по Ч. Шухерту)

1—море начала нижнего мела; *2*—то же к концу нижнего мела; *3*—континентальные отложения

Канзас, Айова, представлены лишь отложения самых верхних горизонтов нижнемелового разреза, причем выражены они в мелководной прибрежной фации — глин, песков, отчасти дельтового типа. По направлению на запад, к подножью цепи, поднявшейся в конце юрского периода, мощность осадков возрастает и, например, в юго-восточной части штата Аризона (у Бизби) достигает 1500 *м*, в северо-западной же части штата Новая Мексика — 1000 *м*, причем осадки содержат здесь много конгломератов и угли.

Северный морской язык характеризуется накоплением чисто обломочных песчано-глинистых осадков с фауной бореального типа.

В промежутке между северным и южным морскими заливами, вдоль восточной окраины возникших в конце юры складчатых сооружений в нижнемеловое время накопляются континентальные угленосные отложения большой мощности (свита Кутенай и Блейморд).

В конце нижнемеловой эпохи территория Кордильер вновь претерпевает складчатые деформации, следы которых улавливаются, например, в Калифорнии. С этой фазой складчатости совпадают резкие под-

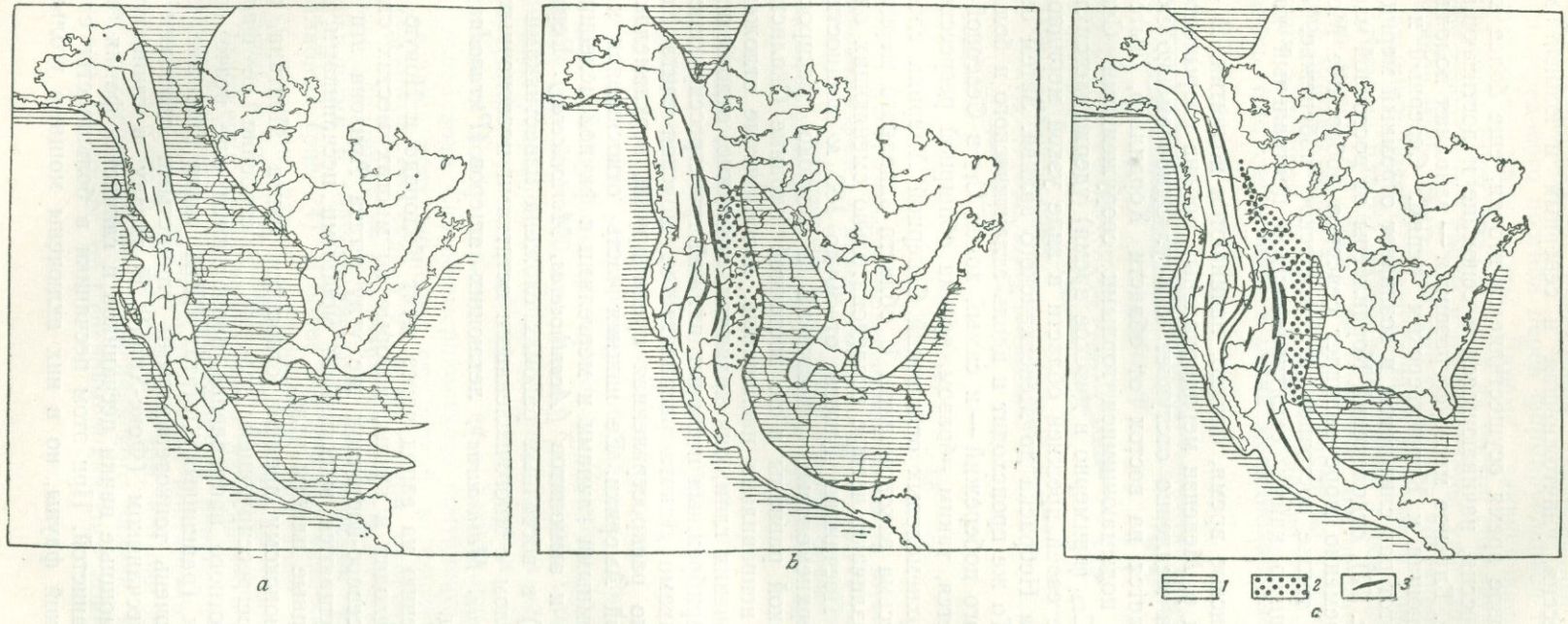


Рис. 72. Палеогеография Северной Америки в верхнемеловую эпоху (по Ч. Шухерту)

а—эпоха отложения формации Колорадо; *в*—эпоха отложения формации монтана; *с*—эпоха отложения формации Ларами

1—море; *2*—континентальные и лагунные (частью угленосные) отложения предгорного прогиба; *3*—растущие горы

нятия всей западной части Североамериканского континента и кратковременная регрессия, уничтожившая и северный и южный морские языки.

В верхнемеловое время осуществляется вторая, еще более крупная, морская трансгрессия, начинающаяся в сеномане и достигающая максимума в туроне. Главное место ее развития — западная половина континента, прилегающая к Кордильерским цепям. Северный и южный языки моря на этот раз сливаются, и возникает огромный меридиональный пролив (рис. 72), отделяющий Кордильеры от восточной части континента. Одновременно море заливает северное побережье Мексиканского залива, а также восточное атлантическое побережье, образуя здесь узкую водную кайму, оконтуривающую центральный континентальный массив.

Уже в сантонское время, однако, начинаются поднятия. В области нижнего течения р. Мекензи меридиональный пролив разрывается и его южная половина медленно отступает к югу. Одновременно море все дальше отодвигается на восток от области Кордильер, вытесняемое отсюда новыми подымающимися горными сооружениями Скалистых гор, и в конце Cr_2 (примерно в датское время) удерживается лишь на крайнем востоке своей прежней области в виде узкой меридиональной полосы от штата Небраска до Мексиканского залива. Затем оно исчезает и отсюда. То же происходит и вдоль атлантического и большей части мексиканского побережий — и самый конец Cr_2 в Северной Америке характеризуется, таким образом, весьма обширной регрессией.

Строение верхнемеловых отложений Северной Америки сложное и вместе с тем весьма закономерное. В области западного меридионального прогиба различают четыре последовательно сменяющих одна другую формации. Песчаники Дакота, от 30 до 130 *м* мощности, лежат в основании верхнемеловых отложений и широко распространены в области Великой равнины и по восточной окраине Скалистых гор. Это — ржавые, неправильно наслоенные, косослоистые отложения, содержащие включения глин; они являются, возможно, отложениями речных потоков и прибрежных песчаных пляжей трансгрессирующего моря.

Над песчаниками Дакота располагается морская свита Колорадо, наиболее широко распространенная среди других верхнемеловых толщ запада Северной Америки. Ее нижняя часть, относящаяся к турону, представлена темными глинами и мергелями с фауной пелеципод (*Inoceramus labiatus*) и аммонитов (*Acanthoceras, Mortoniceras*). Верхняя половина (сантон) в восточных районах сложена известняками Ниобрара и белым мелом с многочисленными остатками позвоночных: рептилий (*Elasmosaurus, Mosasaurus*), летающих ящеров (*Pteranodon*), костистых рыб и т. д.

По направлению на запад через штат Колорадо и Новую Мексику известняки переходят в глины, которые во многих местах становятся песчаными. В северо-восточном же углу штата Аризона эти морские отложения замещаются массивными мощными песчаниками, которым подчинены крупные пласты угля.

К верхнесенонскому времени относится свита Монтана, отложившаяся уже в регрессирующем водоеме. В строении ее фациальные изменения широтного направления проявляются еще резче (рис. 73).

В восточных (равнинных) штатах США свита Монтана слагается мощными, но очень тонкозернистыми глинистыми сланцами (Пьер), перекрытыми песчаником (Фокс-Хилл). К западу в глинистую пачку вклиниваются мощные пачки песчаников и глинистая фация быстро замещается песчанистой. При этом песчаники в большинстве случаев не содержат морской фауны, но в них включены мощные угольные пла-

сты и кости динозавров. Это континентальные — частью дельтовые, частью побережно-морские накопления, приуроченные, судя по всему, к области передового прогиба перед формирующейся горной цепью.

Область накопления свиты Ларами, заканчивающей разрез Cr_2 изучаемой зоны, отчетливо смещена на восток сравнительно с областью отложения предыдущей свиты и располагается уже вне Скалистых гор. Подавляющая масса свиты Ларами слагается континентальными песчано-сланцевыми породами, содержащими мощные и широко распространенные угольные пласты. Накопление углей здесь настолько выражено, что по масштабу своему не уступает верхнекаменноугольному и пермскому, почему конец Cr_2 является одной из важнейших эпох угленакопления в истории Земли вообще. Лишь на крайнем востоке, как указывалось, еще удерживается узкий меридиональный морской рукав

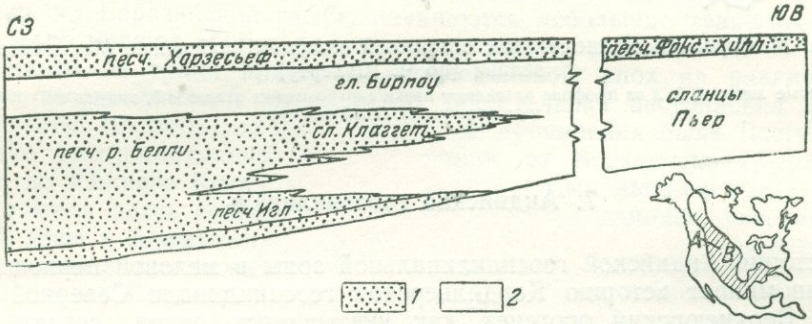


Рис. 73. Строение формации Монтана (по Ч. Шухерту)

1—песчаники; в кровле они морские, мелководные (Хорзесьеф, Фокс-Хилл); в линзе на СЗ (песчаник Белли) главным образом речные и дельтовые с отпечатками растений и с костями динозавров; *2*—глины с морской фауной.

Длина разреза около 1200 *км*. Рядом с профилем на карте видно расположение разреза на территории Северной Америки

от штата Небраска до Мексиканского залива. Указанная локализация фаций и самый тип их свидетельствуют, очевидно, о том, что область складкообразования в конце Cr_2 разрастается на восток и в эпоху Ларами захватывает уже и площадь Скалистых гор.

В результате этих складкообразовательных движений, возникает длиннейшая, протяжением от Аляски до Мексики (около 5500 *км*), и широчайшая (до 850—900 *км*) полоса Скалистых гор, местами интенсивно смятая, усложненная мощными надвигами в направлении на восток, на платформу, и пропитанная гигантскими интрузиями. С ее оформлением к концу ларамийского века замкнулась последняя геосинклинальная зона Северо-американского континента.

Что касается верхнемеловых отложений в полосе северного побережья Мексиканского залива и по восточной окраине Аппалачей, то в наиболее удаленных от берега частях они представлены мелководными раковинными и тонкозернистыми известняками, как, например, в штате Алабама (рис. 74). В более прибрежных участках известняки замещаются глинами, затем песчаниками; последним порой подчинены значительные накопления глауконита. В совсем прибрежных районах морские отложения часто замещаются лагунными осадками с лигнитом. Главный интерес охарактеризованных верхнемеловых отложений восточной половины Североамериканского континента заключается не в них самих, т. е. не в их фациях, а в том, что они доказывают существование как современного Мексиканского залива, так и Атлантического океана, на восток от Североамериканского континента.

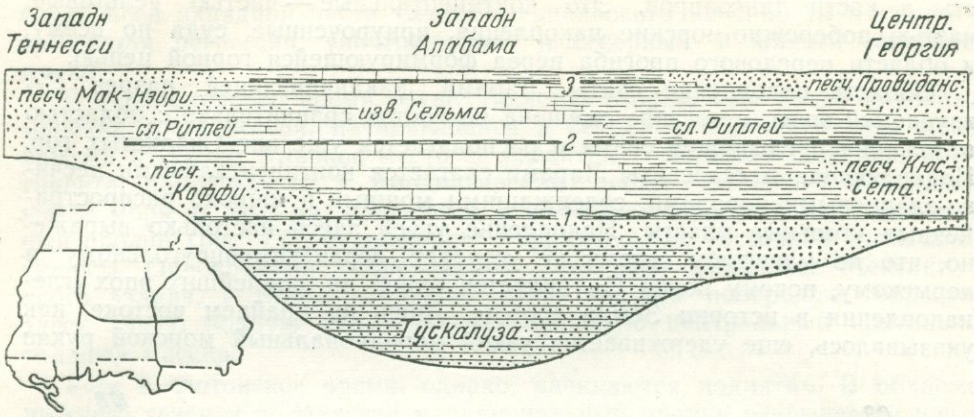


Рис. 74. Строение верхнемеловых отложений северного побережья Мексиканского залива (по Ч. Шухерту)

Жирные линии *1, 2, 3* на профиле разделяют пачки синхронных отложений, каждая из которых характеризуется своей фауной

7. Андийская геосинклиналь

История Андийской геосинклинальной зоны в меловой период близко напоминает историю Кордильерской геосинклинали Северной Америки. Верхнеюрский орогенез, как указывалось ранее, создал здесь складчатую структуру вдоль осевой части Анд. В титоне и самом начале мела (валанжин) эта горная цепь испытала некоторое погружение и накопила значительную толщу, но в середине неокома последовали новые складкообразовательные подвижки. До конца мелового периода осевая часть Западных Анд представляет собой постоянно приподнятую горную цепь, аналогичную меловым Кордильерам и Береговому хребту в Северной Америке.

Параллельно с созданием Западных Анд по их восточному краю с конца J_3 оформляется длинная и узкая полоса предгорного прогиба, обнимающая восточную краевую часть геосинклинали и частично узкую кромку платформы, аналогичная, очевидно, зоне Скалистых гор в Северной Америке. Эта полоса начинается на севере у о. Тринидада и тянется через Венецуэлу, Колумбию и Эквадор в Аргентину и Патагонию, заканчиваясь на Огненной Земле. В ней именно и происходит накопление меловых пород за счет разрушения в основном складчатой структуры Западных Анд.

На большей северной части этого предгорного прогиба осадки мела почти сплошь морские—глинистые и карбонатные свиты, принадлежащие всем ярусам мела до нижнего сенона включительно. На среднем по меридиану отрезке осадки переходят в континентальную фацию; на крайнем же юге, в Патагонии и на Огненной Земле, переслаиваются и морские и континентальные породы.

В самом конце Cr_2 вновь оживляются движения Западных Анд. В прогибе это сказывается накоплением мощных обломочных (песчано-глинистых) континентальных свит. Затем складкообразование перекидывается в область прогиба и примерно на грани кайнозоя южноамериканские Анды в основных своих чертах приобретают современную складчатую структуру и свои интрузии. Этот процесс, как видим, и хронологически и историко-геологически отвечает формированию Скалистых гор Северной Америки

8. Общие черты меловой истории земной коры

Из обзора отдельных регионов видно, что меловой период в целом отчетливо распадается на две половины с существенно различным содержанием.

Нижнемеловая эпоха — особенно неоком — характеризуется ясно выраженной и почти повсеместной регрессией моря. Морские бассейны остаются в это время главным образом на площади Средиземноморской геосинклинали и на глубоко погруженных частях Гондванской глыбы в области Индийского океана, а также на ограниченных участках в пределах Кордильерской геосинклинали в Северной и Южной Америке. Из платформ только на Русской и в узкой полосе Сибирской еще имеются небольшие морские заливы. В апте — альбе местами, как, например, на Евразийской глыбе, начинаются небольшие трансгрессии, но они мало меняют общую палеогеографическую картину.

Примерно на грани нижне- и верхнемеловой эпох на различных участках геосинклиналей имеет место значительная австрийская фаза складчатости. Вероятно, главной ареной ее проявления была Восточноазиатская геосинклинальная зона, начиная от Верхоянско-Чукотской области до Южного Китая и Индо-Китая. С этими движениями конца нижнего мела здесь совпадает окончательное превращение геосинклинальной зоны в современную складчатую структуру. Но следы австрийского орогенеза прослеживаются и по ту сторону Тихого океана, по крайней мере в Кордильерах Северной Америки. В Средиземноморской орогенической зоне проявления австрийской складчатости констатированы в Восточных Альпах, Карпатах, Закавказье, но для этой зоны, как целого, австрийская фаза имела все же весьма второстепенное значение.

Примерно с концом нижнего мела и началом верхнего совпадает и другое важнейшее событие в истории сиаль. Окончательно разрушается и на большей своей части погружается под уровень моря Гондванская глыба. Уже с начала верхнемеловой эпохи обломки ее — Индийская, Австралийская, Африканская, Южноамериканская платформы — существуют в их современном виде. Приобретают современные очертания (хотя, вероятно, еще не современные глубины) Индийский и южная часть Атлантического океана; появляется и какая-то — ближе неопределимая — северная часть его.

Огромные погружения сиаль, начавшиеся в результате описанных процессов, вызвали колоссальную трансгрессию верхнемеловой эпохи. Территориально эта трансгрессия расположилась весьма закономерно: она захватила в основном южное полушарие, где под воду ушли не только участки Гондваны, отвечающие современным Индийскому океану и южной части Атлантического, но и значительные части сохранившихся высоких ее обломков — особенно в Африке, Индии, Австралии. В северном полушарии трансгрессия также захватывает главным образом площади, смежные с опускающимися участками современной северной части Атлантического океана — в Северной Америке и Европе. Хронологически трансгрессия приурочивается к сеноманскому и туронскому векам, после чего морской бассейн с некоторыми колебаниями удерживается до конца верхнемеловой эпохи.

Параллельно с верхнемеловой трансгрессией на погружающихся частях Гондванской глыбы вновь открывается колоссальный вулканизм. Дошедшие до нас следы его во множестве имеются в Африке, где бесчисленные трещины раскалывающейся глыбы заполнены дайками основной магмы, а также в Индии, где извергаются громадные массы

траппов. Этот верхнемеловой вулканизм Гондванской глыбы, повидимому, далеко оставляет за собой синхроничный вулканизм геосинклинальных площадей Северной и Южной Америки, Европы, Индии, а между тем несомненно, что мы знаем лишь незначительную его часть.

Конец верхнемеловой истории ознаменовался новой вспышкой орогенеза в геосинклинальных зонах. Эта ларамийская фаза локализовалась, как и предшествующие, главным образом по периферии Тихого океана, и в частности в Северной и Южной Америке, где с ней связано образование громадной структуры Скалистых гор и Анд. Были подвижки и в складчатой зоне по восточной окраине Азии. В Средиземноморской орогенической зоне попрежнему ларамийская фаза выражена слабо.

Одновременно с ларамийским орогенезом начинаются поднятия смятых территорий и регрессия датского моря. Она захватила Северную и Южную Америку, отчасти Европу, но, повидимому, очень мало сказалась в южном полушарии, где перерыва в морском осадконакоплении в Африке и Индии, возможно, почти не было или же он сказался на ограниченных участках.

Из сказанного видно, что меловой период имеет огромное значение в тектонической истории сиалической оболочки Земли. В это время завершаются оба основных тектонических процесса, которые мы наблюдали в течение предшествующих периодов мезозоя: формируется Тихоокеанское складчатое кольцо и на площади Гондваны,— путем ее расколов и частичного глубокого погружения,— возникают современные Атлантический и Индийский океаны. Незавершенным остается лишь складкообразование на площади Средиземноморской орогенической зоны. Развитие этого процесса составляет основное содержание кайнозойской эры.

9. К вопросу о вымирании органических форм в конце мелового периода

Описанный ход событий в меловом периоде дает теперь возможность подойти к пониманию того кризиса, который мы отметили в конце мела в истории органического мира и континентов и морей и который сказался в резком вымирании плезиозавров, птерозавров, динозавров, зубастых птиц, аммонитов, белемнитов и ряда двустворок и гастропод.

В литературе неоднократно высказывались различные мнения по поводу причин этого кризиса. Наиболее часто приводится изменение климатических условий, в частности значительное похолодание, которое якобы и погубило эти разнообразные группы. Следует иметь в виду, однако, что, по словам Пирсона и Шухерта, до сих пор еще никто не открыл моренных отложений, образовавшихся в конце мелового периода, и хотя в конце мезозоя и начале третичного периода произошли заметные изменения в животном мире, флора определенно указывает, что в конце мезозоя климат не был холодным. Совершенно в том же духе высказывается и академик М. А. Мензбир [24]: «Зная восприимчивость рептилий к изменениям температуры,— пишет он,— причину вымираний можно было бы искать в резком или даже постепенном, но значительном понижении температуры; однако флора не дает на это указаний ни в Европе, ни в Америке». Наконец, очень интересны соображения, развиваемые по этому поводу одним из крупнейших русских геологов, академиком А. П. Павловым [38]. «Конечно,— пишет он,— климатические изменения имели большое влияние на судьбы органического населения какого-нибудь древнего континента или его части. Но ведь климаты земли не изменялись внезапно и повсеместно... В боль-

шинстве случаев животные и растения могли при ухудшении климата мигрировать в другие широты...; и если в некоторых случаях это было невозможно, в известном районе могло иметь место вымирание, но оно должно было иметь местный, а не повсеместный на земле характер и не могло быть причиной полного исчезновения какой-нибудь широко распространенной группы. Еще труднее применить это объяснение к вымиранию широко распространенных групп морских животных, на судьбы которых изменения рельефа поверхности суши едва ли могли оказывать фатальное влияние».

Из изложенного ясно, что объяснение верхнемелового кризиса в истории органического мира изменениями лишь в климате не только не доказано, но и вообще мало убедительно.

Указывалось далее (Гернес), что гибель травоядных динозавров в конце мела была обусловлена сменой типа растительности, в частности расцветом двудольных покрытосеменных. Однако и эта частная причина вымирания всего лишь одной группы едва ли могла иметь действие, так как смена растительности произошла еще в начале верхнего мела, а резкое вымирание динозавров — лишь в конце его.

При таких обстоятельствах мы должны, очевидно, направить взоры совсем в другом направлении и главную причину вымирания искать не в действии того или другого частного фактора, а в резких изменениях всей совокупности обстановки. Нельзя не обратить внимания, что и на этот раз резкое вымирание длинного ряда групп совпадает по времени с ларамийской орогенической фазой. Совпадение здесь настолько очевидно, что случайным оно никак являться не может, тем более, что в истории органического мира оно не первое. Ларамийский орогенез, совпавший к тому же с обширной регрессией моря, как и в прочих подобных случаях, должен был чрезвычайно сильно изменить рельеф поверхности земной коры, в частности — создать большое вертикальное расчленение его. Это изменение рельефа, конечно, неминуемо должно было отозваться на влажности и общем характере климата, сильно диференцировав их на земной поверхности, и на распределении растительности, сильно изменив прежние условия среды. Для громоздких сухопутных форм рептилий, приспособленных, несомненно, к плоскому рельефу, быстрое приспособление к новым условиям было, вероятно, весьма трудной задачей, и это обстоятельство, вероятно, и оказалось роковым для них. Для других групп, особенно морских, указать конкретно роковой фактор в сложной и менявшейся обстановке очень трудно, но факт совпадения их вымирания с орогенической фазой указывает, что и здесь вымирание было как-то связано с орогенезом.

Глава VIII

ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПАЛЕОГЕНОВУЮ ЭПОХУ

1. Органический мир палеогеновой эпохи

(Табл. XXVII)

В стратиграфической схеме, принятой Болонским международным геологическим конгрессом, кайнозойская эра подразделяется на две системы — третичную и четвертичную.

Всестороннее изучение третичной системы, однако, показывает, что первая ее половина, или палеоген, по органическому миру и по всей физико-географической обстановке отчетливо отличается от второй, или неогена. Вот почему учащаются попытки расчленения третичной системы на две — палеогеновую и неогеновую. Оставаясь на позициях прежнего решения конгресса, мы все же, в целях удобства изложения, опишем палеоген и неоген отдельно.

Заметим, что палеогеновая (или нижнетретичная) подсистема подразделяется на три отдела: палеоцен, эоцен и олигоцен.

Со второй половины мелового периода покрытосеменные приобретают, как мы знаем, господствующее положение в наземной флоре. В палеогеновую эпоху в этой группе происходит обновление ее родового и видового состава, а также расчленение на фитогеографические области, предшествующие современным ботаническим провинциям.

Намечаются две фитогеографические области.

Первая включает Западную Европу, южную часть Русской платформы, примерно до Сталинграда, и южную Азию, в ее субтропической и тропической частях. В Новом свете к ней относятся Мексика с прилежащими участками современных тропической и подтропической зон. Растительность этой палеогеновой фитогеографической области является типично тропической и состоит преимущественно из вечнозеленых деревьев — лавров, миртов, пальм, к которым присоединяются гигантские хвойные *Sequoia,* тисс *(Taxodium),* тропические дубы, крупные папоротники и т. д.

В составе этой южной флоры за время палеогена происходили некоторые небезынтересные изменения, наиболее отчетливо выраженные во флоре Западной Европы, вероятно, вследствие ее большей изученности. В палеоценовое время, например, к востоку от Парижа росли вечнозеленые каштаны, горные дубы, лавры, коричные и камфарные деревья, лавросассафрас, нипа, магнолия, грецкий орех, ольха, ива, хлебное дерево, винная ягода, пальмы, араукарии. Деревья были увиты плющем, ломоносом, виноградом. Под тенью деревьев росли

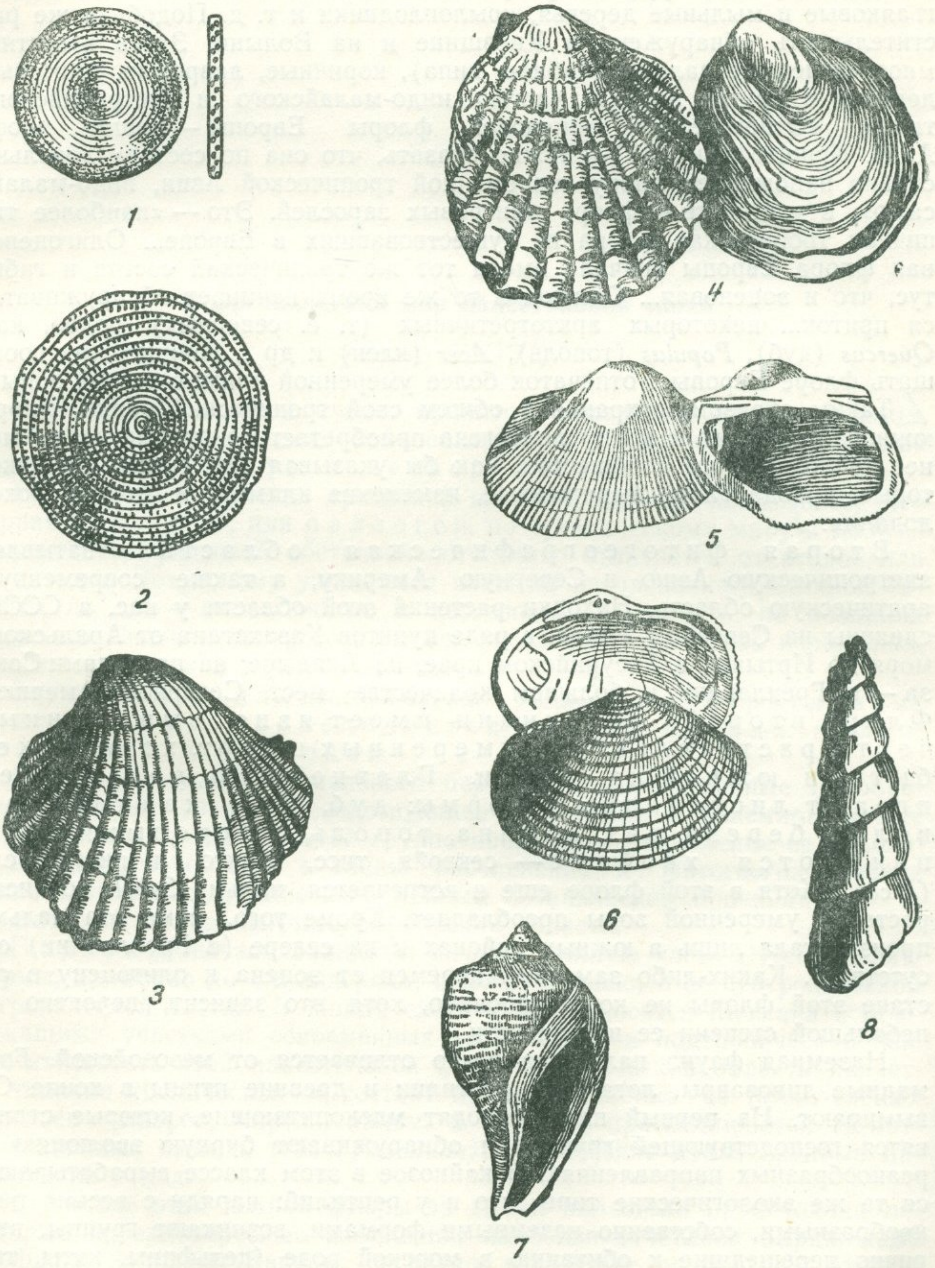
морозник, аралия, бересклет, мирты, туя и весьма разнообразные папоротники; был нередок бамбук. Эта растительность близка к флоре современной южной Японии и южных штатов Северной Америки. Близкая флора обитала у нас в Поволжье. В эоцене в Западной Европе флора была, пожалуй, еще более теплолюбивая. Там росли мирты и сандаловые деревья, крупные фикусы с толстыми листьями, эвкалипты, гваяковые и мыльные деревья, крылоплодники и т. д. Подобная же растительность обнаружена в Киевщине и на Волыни. Здесь известны многочисленные пальмы (сабаль, нипа), коричные, лавровые, миртовые деревья и другие породы, частью индо-малайского и австралийского типов. «Относительно эоценовой флоры Европы — пишет проф. А. Н. Криштофович [17],— нужно сказать, что она по составу довольно сильно напоминает флору современной тропической Азии, индо-малайскую», в частности — флору мангровых зарослей. Это — «наиболее типичная тропическая флора из существовавших в Европе... Олигоценовая флора Европы вначале имела тот же тропический состав и габитус, что и эоценовая... Однако, в то же время начинает обнаруживаться приток... некоторых арктотретичных (т. е. северных) родов, как *Quercus* (дуб), *Populus* (тополь), *Acer* (клен) и др.., начинающих сообщать флоре Европы... отпечаток более умеренной климатической зоны». Таким образом, сохраняя в общем свой тропический облик, флора южной провинции к концу палеогена приобретает некоторые черты менее теплолюбивого сообщества, как бы указывая тем самым на некоторые, правда слабо выраженные, изменения климата в сторону похолодания.

Вторая фитогеографическая область охватывает внетропическую Азию и Северную Америку, а также современную арктическую область. Находки растений этой области у нас, в СССР, сделаны на Северном Урале, в ряде пунктов Казахстана от Аральского моря до Иртыша, в Уссурийском крае, на Анадыре; за пределами Союза — в Гренландии и большом количестве мест Северной Америки. Флора второй провинции имеет явно выраженные черты растительности умеренных широт, хотя может быть, и южной их части. Главнейшую роль в ней играют листопадные формы: дуб, бук, каштан, магнолия, береза, вяз, калина, тополь, с которыми ассоциируются хвойные — секвойя, тисс, гинкго и иногда ель (*Picea*). Хотя в этой флоре еще и встречается пальма *Sabal*, но число растений умеренной зоны преобладает. Кроме того, сама эта пальма произрастала лишь в южных районах и на севере (в Гренландии) отсутствует. Каких-либо заметных перемен от эоцена к олигоцену в составе этой флоры не констатировано, хотя это зависит, вероятно, от небольшой степени ее изученности.

Наземная фауна палеогена резко отличается от мезозойской. Громадные динозавры, летающие рептилии и древние птицы в конце Cr_2 вымирают. На первый план выходят млекопитающие, которые становятся господствующей группой и обнаруживают бурную эволюцию в разнообразных направлениях. В кайнозое в этом классе вырабатываются те же экологические типы, что и у рептилий: наряду с весьма разнообразными, собственно наземными формами, возникают группы, вторично перешедшие к обитанию в морской воде (дельфины, киты, тюлени и др.), а также приспособившиеся к полету (рукокрылые — летучие мыши).

Все эти направления в эволюции млекопитающих в палеогене представлены формами примитивными по сравнению с современными. Так, в группе хищных в течение всего эоцена живут представители вымерших

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ТРЕТИЧНОГО ПЕРИОДА



1—Orbitolites; 2—Nummulites; 3—Cardita volgensis; 4—Ostrea bellocaviana; 5—Cucullea crassatina; 6—Corbis crassatina; 7—Fusus bulbiformis; 8—Turritella kamyschinensis

Creodontia — Oxyaena, Mesonyx, Hyaenodon и лишь с конца эоцена появляются настоящие хищные *(Carnivora Fissipedia)* с хорошо развитыми «хищными» зубами. В ветви копытных в начале палеогена — в палеоцене — живут еще только *Condylarthra* и другие примитивные пятипалые пальцеходящие животные, обладающие одновременно признаками парнокопытных и непарнопалых. В эоцене обе эти ветви обособляются и каждая распадается на все свои линии. В группе непарнопалых появляются первые представители лошадиной линии, например *Hyracotherium* (эоцен) — величиной с небольшую собаку, с тремя почти равными пальцами на задних ногах и с четырьмя на передних; в олигоцене *Mesohippus* — с тремя пальцами и на задних и на передних конечностях. Тогда же появляются первые еще безрогие представители группы носорогов, например *Aceratherium,* и уже специализированные, как *Indricotherium,* первые тапиры, а также специализированные вымершие титанотерии. Еще богаче представителями ветвь парнокопытных.

В палеогеновое же время (эоцен — олигоцен) появляются первые хоботные: *Moeritherium* — величиной с тапира, с едва обозначенными бивнями, и *Palaeomastodon* — с бугорчатыми коренными зубами; и у того и у другого все коренные зубы функционируют еще одновременно. Тогда же живут и первые представители грызунов, насекомоядных, китообразных, приматов *(Adapis)*.

В общем же палеогеновая фауна млекопитающих достаточно своеобразна. Это фауна главным образом лесных чащ и зарослей, с большим количеством лазящих форм (приматы, насекомоядные, рукокрылые), с конечностями, еще не приспособленными к быстрому бегу, и зубным аппаратом, приспособленным к мягкой пище.

Благодаря тому, что находки костей млекопитающих в палеогеновых отложениях чрезвычайно обильны, можно не только следить за морфологической эволюцией отдельных групп, но и за их миграциями.

В палеоценовое время фауна млекопитающих на всех континентах, кроме Австралии, в основном одинакова; австралийский же очаг резко отличается от других отсутствием высших плацентарных и развитием лишь однопроходных и сумчатых. Эта обособленность Австралии сохраняется и во все последующее время.

С нижнего эоцена изолируется Южная Америка, где развиваются преимущественно сумчатые, неполнозубые и низшие обезьяны (лемуры). Другие группы высших плацентарных здесь представлены мало и нехарактерны для нее.

Со среднеэоценового времени и Северная Америка обособляется от Евразии и Африки. Фаунистическая эволюция на каждой из них идет своим путем и лишь изредка между фаунами этих областей происходит контакт и взаимный обмен формами.

Тапиры, титанотерии и ряд представителей *Amblypoda* (например *Dinoceras)* обитают лишь в Северной Америке. Здесь же главным образом развивается лошадиная линия *(Hyracotherium, Eohippus, Mesohippus)*. Наоборот, большинство неадаптивных парнопалых *(Anaplotherium* и ряд других) живет в Европе. Наконец, в Африке (Египет) эволюционируют хоботные, *Moeritherium* и *Palaeomastodon,* появляются первые человекообразные обезьяны *(Propliopithecus);* хищники — креодонты — достигают здесь крупных размеров.

Так, в ходе палеогеновой истории фауна млекопитающих на всех современных континентах приобретает свои индивидуальные черты.

В морях палеогенового времени наиболее характерной чертой является развитие некоторых групп простейших, а именно — нуммулитов и орбитоидов. Представители нуммулитов и орбитоидов были бентонными (донными) формами, обитавшими в прибрежных неглубоких

зонах теплых морей Африки и Средиземноморской орогенической зоны, где они известны из Мексики, Пиренеев, Альп, Кавказа, Крыма и далее на восток до Малайского архипелага.

В Западной Европе они доходили на север до Голландии, у нас в СССР — до широты Донбасса. Обитая во всех этих местах в колоссальном количестве, нуммулиты оставили после себя массы известковых скорлупок (раковин), слагающих мощные толщи нуммулитовых известняков. Рядом с ними жили альвеолины, ортофрагмины, милиолиды, *Operculina, Orbitolites* и *Orbitoides*. Состав этой фауны простейших своеобразно менялся в течение палеогена и в Западной Европе, например, разные отделы палеогена дают разный состав фораминифер:

	Нуммулиты	Орбитоиды
Олигоцен —	мелкие нуммулиты	— лепидоциклины
Верхний эоцен —	„ „	— ортофрагмины
Средний эоцен —	крупные и мелкие нуммулиты	—ортофрагмины— ассилины
Нижний эоцен —	мелкие нуммулиты	— ортофрагмины

Одновременно с колоссальным развитием нуммулитов на юге, на севере — в современных полярной и умеренной областях — процветают планктонные кремневые водоросли—диатомеи. Появившись впервые еще в юре, они особенно сильно развились в палеогене и в последующее время. Колоссальные скопления их панцырей начинают играть крупную роль в осадкообразовании северных морей, образуя своеобразные отложения — диатомовые илы, или трепела, аналогичные современным диатомовым илам северных частей океанов. Уплотненные и сцементированные кремнеземом трепела переходят в породу, известную под именем опок. Примеры развития их будут приведены ниже.

Наряду с названными группами, в палеогеновом море жило множество других представителей беспозвоночных: губок, кораллов, двустворок, гастропод, морских ежей и т. д. Подавляющее большинство их, однако, не дало каких-либо характерных форм. Исключение представляют лишь морские ежи, пластинчатожаберные и брюхоногие моллюски, которые находятся в стадии прогрессирующего расцвета. После вымирания аммонитов и белемнитов именно к этим классам переходит роль групп, дающих главную массу руководящих ископаемых. Наибольшее значение имеют роды: *Pecten, Spondylus, Ostrea, Cucullea, Cyprina, Pectunculus, Crassatella, Turritella, Cerithium* и некоторые другие.

Что касается фауны морских позвоночных, то в ней впервые появляются (в эоцене) киты и сирены, которые как бы заместили собой вымерших ихтиозавров, плезиозавров и мозазавров. В фауне рыб, как и в верхнемеловое время, господствуют костистые рыбы.

Палеоген подразделяют на три отдела (снизу вверх): палеоцен, эоцен, олигоцен. Дальнейшее подразделение на ярусы имеет местное значение и сами ярусы имеют местные названия и стратиграфически неравновелики. Мы приводим здесь лишь подразделения, принятые в Западной Европе и у нас в СССР (см. стр. 241).

2. Средиземноморская орогеническая зона

Для реконструкции палеогеновой истории Альпийской геосинклинали мы располагаем относительно небольшим количеством данных, ограниченных лишь территорией гельветского и пеннинского покрова, а также внешней (южной) частью динарид — в северной Италии. Несмотря на это, общий ход палеогеновых событий на площади Альп воссоздается с достаточной достоверностью.

Основные хронологические подразделения	Западноевропейское деление	Русское деление (Русская платформа)	Примечание
Олигоцен	Хеттский ярус	Полтавский ярус	Поскольку руководящие ископаемые широкого значения отсутствуют,—они будут упоминаться для отдельных регионов независимо
	Стампийский (=рупельский) ярус		
	Саннуасский (=тонгрийский) ярус	Харьковский ярус	
Эоцен	Бартонский ярус	Киевский ярус	
	Лютетский ярус		
	Ипрский ярус	Бучакский ярус (Царицинский)	
Палеоцен	Спарнасский ярус	Саратовский ярус	
	Тенетский ярус	Сызранский ярус	
	Монтский ярус		

К олигоцену (концу его) относят часто также аквитанский ярус

Древнейшими палеонтологически доказанными палеогеновыми слоями в Альпах являются среднеэоценовые (лютетские) осадки, ограниченные в своем распространении площадью пеннинского покрова и самыми восточными частями гельветского, где они дают два залива — на юге в районе Пюже-Тенье и на севере — у хребтов Бож и Борн (рис. 75). В обоих заливах лютетские слои залегают на размытой поверхности более древних пород и содержат в основании их гальку. Главную их массу образуют нуммулитовые известняки с крупными *Nummulites*, иногда с двустворками и гастроподами из рода *Cerithium*. На площади пеннинского покрова известняки переходят во флишевую фацию, причем граница с меловыми породами становится здесь неуловимой. В зоне Бриансоннэ, например, плитчатые мергели Cr_2 постепенно сменяются флишем, а в Пьемонтской зоне к эоцену относятся, возможно, верхи *schistes lustrées* (?). Таким образом, на площади пеннинского покрова море было, возможно, унаследовало от мела без заметного перерыва седиментации.

В верхнеэоценовый (приабонский) век море трансгрессирует несколько далее на запад в гельветскую зону, и одновременно на прежних участках происходят весьма существенные изменения в осадконакоплении. В зоне трансгрессии (рис. 76) приабонский ярус начинается небольшой пачкой (от нескольких метров до 10—12 *м*) прибрежных отложений — песков и мергелей с мелкими нуммулитами (*Nummulites incrassatus, N. fabiani, N. striatus*) и ортофрагминами, с громадным количеством *Cerithium*, двустворок, иногда кораллов; порою эти осадки замещаются лагунными с лигнитами, а по периферии массива Пельву— конгломератами. Над базальной пачкой располагаются нуммулитовые известняки (с мелкими нуммулитами) до 100 *м* мощностью, а еще выше в южных районах — мощная толща синих (голубоватых) мергелей с редкими фораминиферами, в северных же—мощная глинисто-сланцевая толща с глобигеринами. Венчается разрез приабонских слоев свитой песчаников Анно с примесью вулканогенного материала и с редкими ортофрагминами. Восточнее, по самому краю гельветского покрова и в пеннинском покрове разрез верхнего эоцена обогащается терригенным материалом и быстро переходит в мощную флишевую фацию.

Последняя представляет слоистую серию, в которой глинистые прослои бесконечно чередуются с мергельными, известняковыми и песчаными. По относительному развитию этих типов пород различают флиш известняковый (чередуются мергелистые и известняковые прослои), флиш черный (глинистые и мергельные прослои) и флиш песчаный, отличающийся большим развитием песчаников. Флиш известняковый занимает западную часть флишевой зоны; восточнее он замещается черным и песчаным флишем, причем последний приурочен главным образом к верхним горизонтам флишевого разреза, до некоторой степени отвечающим песчаникам Анно. На крайнем востоке пеннинского покрова, в Пьемонтской зоне, метаморфизованный черный флиш, возможно, образует (хотя это и не доказано) верхи *schistes lustrées*.

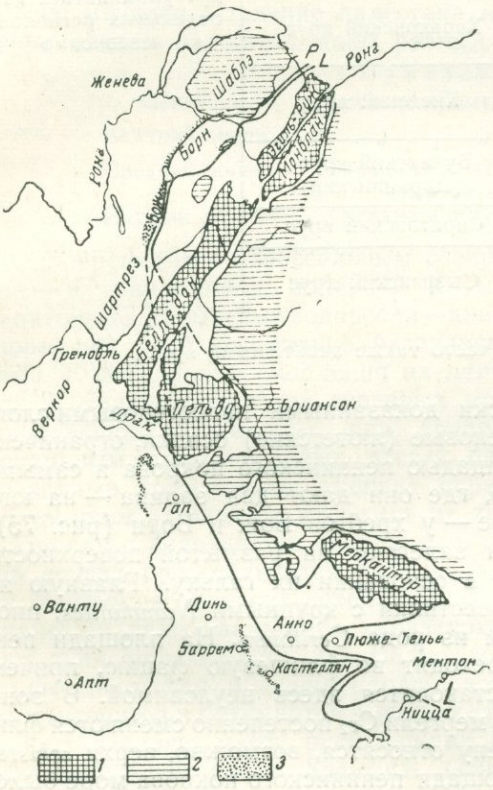


Рис. 75. Палеогеновые отложения юго-западных Альп (из М. Жинью)

1—герцинские кристаллические массивы (Пельву, Меркантур и др.); *2*—внутренние части альпийской зоны; *3*—лагунные олигоценовые отложения периферической части Альп.
PP—западная граница верхнеэоценовых приабонских отложений; *LL*—западная граница верхнеэоценовых лютетских отложений

Палеогеография и отложения олигоценового времени дают картину, резко отличную от эоценовой. Морские олигоценовые осадки с мелкими лепидоциклинами (но без ортофрагмин) ограничиваются узкой лентой располагающейся по периферии площади морского эоцена. На юге эта лента прослеживается от г. Кастелляна на гг. Динь и Деволюи; далее на север достоверные следы ее теряются, но затем она вновь появляется по западной границе хребтов Бож и Борн и уходит в Швейцарию и Австрийские Альпы. На площади ее морские песчаники и глины отлагаются в нижне- и среднеолигоценовое время, в верхнем же олигоцене формируется красноцветная конгломератово-песчаная толща, известная под названием красных моласс. Во внутренних частях Альпийской геосинклинали олигоценовых отложений нет совсем. К западу от олигоценового морского рукава вплоть до Центрального Французского плато и Юрских гор накопляются лагунные отложения с пелециподами *Cyrena, Physa* и др.

Очерченная палеогеография эоцена и олигоцена, а также смена в разрезе карбонатных пород обломочными толщами указывают, что в палеогеновое время площадь Альпийской геосинклинали испытывает значительные структурные изменения. Начиная с верхнего эоцена, во внутренних частях Альпийской геосинклинали резко усиливается образование ныне присущих ей надвиговых структур и одновременно вся эта

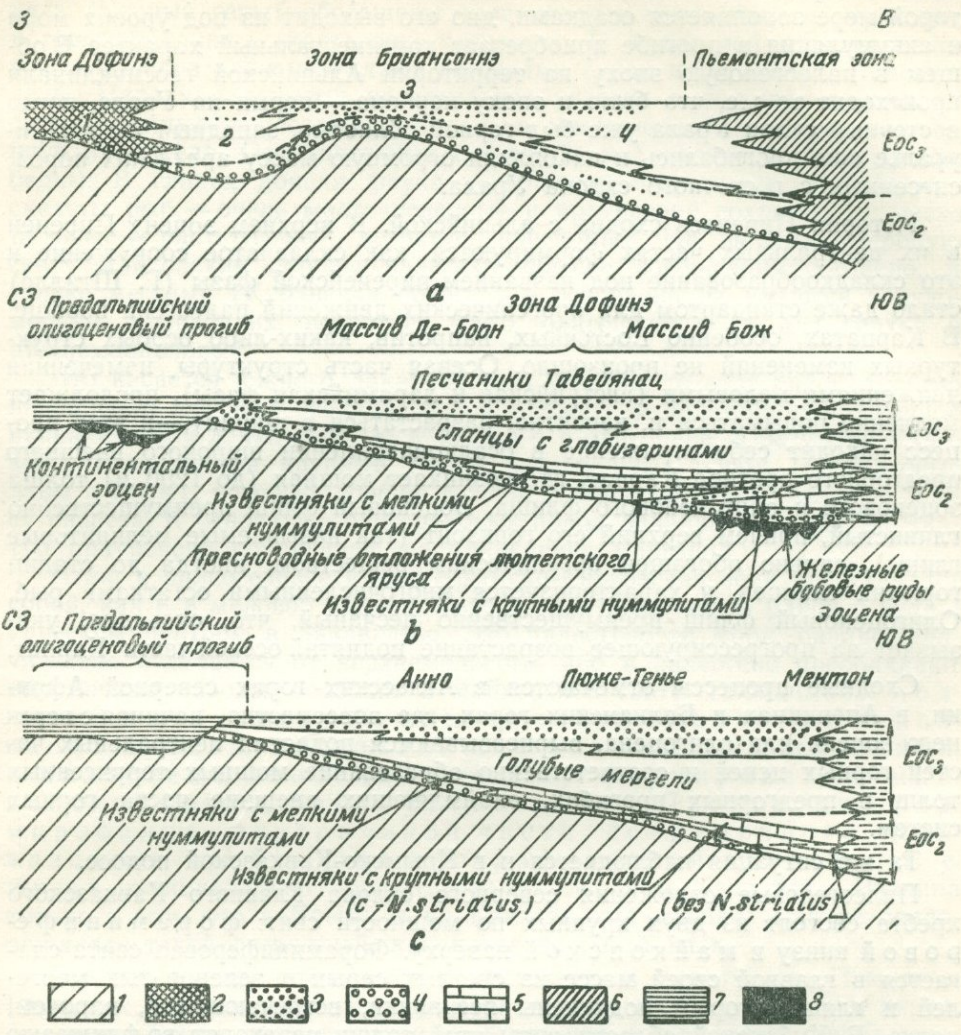


Рис. 76. Строение палеогеновых отложений юго-западных Альп (по М. Жинью)

а—общий разрез через тектонические зоны юго-западных Альп; *в*—разрез палеогена в гельветской зоне; *с*—то же в приморской части. Разрезы *в* и *с* дают детали схематического разреза *а* в его западной трети.

1—допалеогеновое основание; *2*—палеоген гельветских покровов, суммарно; *3*—песчаники; *4*—конгломераты; *5*—известняки; *6*—блестящие сланцы гельветской зоны; *7*—глинистые отложения олигоцена; *8*—пресноводный эоцен часто с бобовыми железными рудами.

Цифровые обозначения на рис. *а*: *1*—сумарное обозначение Pg гельветской зоны; *2*—флиш глинистый; *3*—флиш черный; *4*—флиш песчаный с отпечатками червей

часть геосинклинали поднимается и превращается в горную страну. Размыв центральных Альпийских цепей и является источником обломочного материала, который мы видим в верхнеэоценовом флише пеннинской зоны. С ростом гор увеличивается грубозернистость осадков и в конце верхнего эоцена здесь отлагаются песчаные толщи. В олигоцене площадь пеннинского покрова, очевидно, сама уже вовлекается в деформации, выходит из-под уровня моря и начинает размываться. Выталкиваемое из внутренних частей геосинклинали море в олигоцене перекочевывает в предальпийскую зону, узкую ленту предгорного прогиба (Vortiefe), внутри которого продолжают аккумулироваться обло-

мочные породы. В самом конце олигоцена предгорный прогиб в некоторой мере заполняется осадками, дно его выходит из под уровня моря и аккумуляция в прогибе приобретает континентальный характер. В общем в палеогеновую эпоху на территории Альпийской геосинклинали происходит то же, что было в эпоху карбона — перми на Урале, когда восточный склон Урала уже был горной областью, западный же и Приуралье еще прогибались и накопляли огромную массу органических пород, снесенных с восточного склона Урала.

История Пиренеев сходна с альпийской. В верхнем эоцене Пиренеи в их центральных частях формируются как складчатое сооружение и это складкообразование под названием пиренейской фазы (Г. Штилле) стало даже стандартом для орогенических движений палеогена вообще. В Карпатах, особенно Восточных, напротив, каких-либо особых структурных изменений не произошло. Осевая часть структуры, намеченная движениями меловыми (австрийская и ларамийская фазы), продолжает медленно подыматься и, вероятно, разрастаться в ширину,—и этот процесс находит себе отражение в осадконакоплении широкого внешнего предгорного прогиба Карпат, где возникает мощная (до 1200 *м*) толща эоценового и олигоценового флиша. Эоценовый флиш преимущественно глинистый, причем верхний его горизонт (так называемые меллитовые глины), сильно обогащен органическим веществом, иногда до стадии горючих сланцев, и характеризуется многочисленными остатками рыб. Олигоценовый флиш преимущественно песчаный, что, очевидно, указывает на прогрессирующее возрастание поднятий осевой части Карпат.

Сходные процессы отмечаются в Атласских горах северной Африки, в Апеннинах и Балканских горах, где повсеместно, начиная с верхнего эоцена или олигоцена, вырисовываются поднятия центральных частей горных цепей и соответственно образование мощных терригенных толщ в предгорных прогибах, окаймляющих внешние части горных систем.

Та же ситуация наблюдается и в Крымско-Кавказской полосе.

Палеогеновые отложения северного склона Главного Кавказского хребта состоят из двух крупных по мощности свит: фораминиферовой внизу и майкопской наверху. Фораминиферовая свита слагается в главной своей массе из светлых серых и зеленоватых мергелей и глин, которым подчинены песчаники, встречающиеся, впрочем, редко. В Кубанской области низы этой толщи переходят во флишевую фацию. В восточной части северного склона в верхах свиты имеются прослои битуминозных горючих сланцев. Остатки макрофауны в фораминиферовой толще относительно редки, но микрофауна довольно обычна и принадлежит родам *Globigerina, Textullaria* и т. д., почему толща и получила название фораминиферовой. Встречаются также отпечатки и скелеты рыб. Стратиграфическое расчленение фораминиферовой свиты возможно лишь в грубых чертах. Так, выделяется верхний горизонт, где попадаются остатки рыб *Lirolepis caucasica,* средний горизонт, где чаще всего встречаются моллюски *Pecten bronni* и другие, и нижний отдел, для которого фаунистическая характеристика пока отсутствует. В целом фораминиферовая свита отвечает палеоцену и эоцену, причем горизонт с *Lyrolepis caucasica* приравнивают к верхнему эоцену, горизонт с *Pecten bronni* — к среднему эоцену, остальную часть — к нижнему эоцену и палеоцену.

Главным членом майкопской свиты являются глины, то неслоистые, серые и коричневые, то чрезвычайно тонкослоистые, со значительным содержанием органического вещества; при выветривании эта разность дает тонкослоистые породы, известные под именем «бумажных слан-

цев». Нижние горизонты майкопской свиты в восточной половине Кавказа (Черные горы) обогащены органическим веществом и переходят в горючие сланцы (хадумский горизонт). В Кубанской области некоторые прослои глин изобилуют остатками губок и переходят в спонголиты. Наряду с глинами значительное участие в составе майкопской свиты принимают песчаники; довольно многочисленны конкреции сидерита и мергеля. Органическими остатками майкопские породы крайне бедны. В глинах донная фауна совершенно отсутствует, встречаются скелеты рыб,— очень многочисленные и прекрасной сохранности, часто цельные,— растительный детритус, насекомые. На фораминиферовую свиту майкопские породы налегают обычно совершенно согласно, и только местами (Кубанская область) в основании их имеются конгломераты. Возраст их, вероятнее всего, олигоценовый, а для верхов и нижнемиоценовый.

Что касается южного Закавказского участка, то этот район, помимо накопления морских осадков, как и прежде, выделяется напряженной вулканической деятельностью в эоцене и в олигоцене, в результате чего здесь накопляются крупные толщи изверженных пород (андезитовые лавы и туфы), которые, вообще говоря, и образуют здесь главную массу разреза. К основанию олигоценовых пород Закавказья в районе Чиатур приурочено крупнейшее месторождение марганца.

Итак, в палеогеновое время Крымско-Кавказская зона представляет собой, как и в меловой период, морской прогибающийся район с вулканическим центром в Закавказье. Это палеогеновое море, однако, значительно отличается от верхнемелового, ибо в палеогене преобладают обломочные породы, особенно в майкопской свите. Повидимому, поднятия в центральной, осевой части Главного Кавказского хребта, доставлявшие обломочный материал, в палеогене, особенно в эпоху формирования майкопской свиты, резко усиливаются. Происходит формирование центральной части современного Кавказского хребта, как орографической единицы, т. е. тот же принципиально процесс, что в Альпах и Карпатах. Разница только в том, что в Крыму и на Кавказе этот процесс еще не сопровождался такой регрессией, как на западе, в Альпах.

Тот же процесс отмечается и восточнее: в Копет-Даге, Памире и Гималаях. Не останавливаясь на двух первых хребтах, разберем вкратце гималайскую территорию и прилежащие к ней геосинклинальные участки, где палеогеновая история чрезвычайно интересна.

По периферии Индийской платформы в геосинклинальной зоне выделяются три участка со значительно различным строением палеогеновых отложений (рис. 77). Первый обнимает восточную часть Гималаев, начиная примерно от г. Симла, и западную часть Индо-Китая, хребет Аракан-Иома. Наиболее ясная ситуация наблюдается по обе стороны этого хребта, в бассейне р. Ирравади и в нижнем течении р. Брамапутры. Здесь отлагается мощнейшая, до 10 000 *м*, толща исключительно обломочных пород, в долине Ирравади залегающая на меловых осадках хребта несогласно. Нижний эоцен слагается внизу почти тысячеметровой толщей конгломератов с *Orthophragmina*, за которой следует еще более мощная (3000 *м*) сланцевая свита с гастроподами и орбитоидами. Средний эоцен представлен внизу песчаниками с нуммулитами, вверху — зелеными сланцами с углем. Верхний эоцен начинается морской песчано-сланцевой толщей, вверх переходящей в речные песчаники и пестрые сланцы с костями древнейших в Индии эоценовых млекопитающих (антракоцератиды, титанотериды). Олигоцен слагается много-

численными переслоями морских глин с нуммулитами и речных угленосных отложений. В бассейне Брамапутры разрез палеогена варьирует в деталях, но общий терригенный характер его и огромные мощности вполне отвечают ирравадскому.

Наличие колоссальных накоплений обломочных пород по обе стороны хребта Аракан-Иома может иметь, конечно, лишь одно объяснение. Уже с начала эоцена в результате ларамийской фазы орогенеза центральная часть этого хребта начала формироваться в ее современ

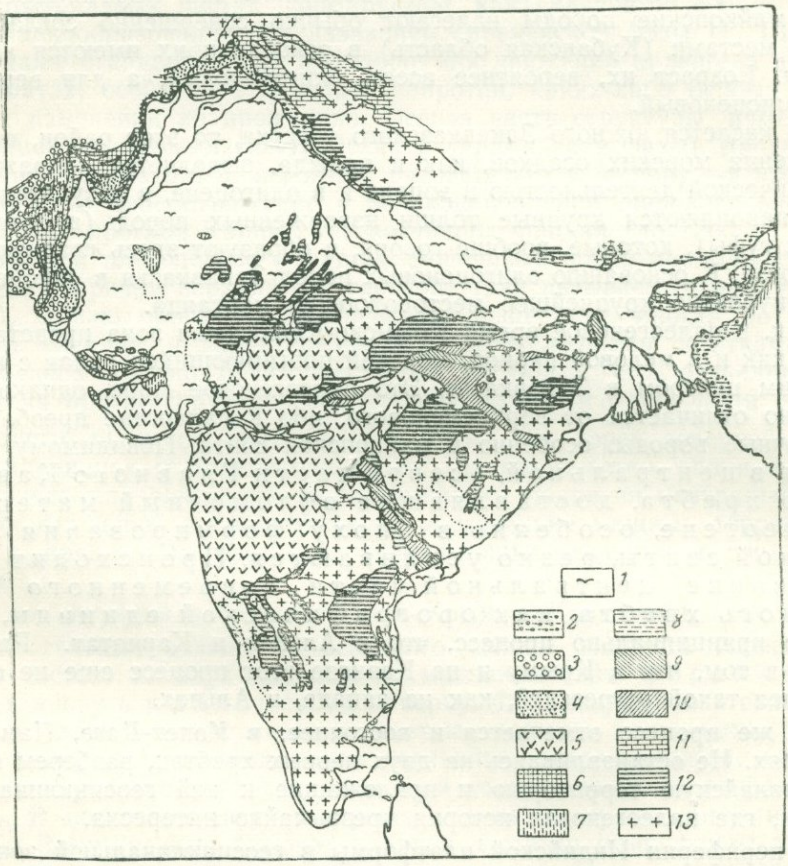


Рис. 77. Геологическая карта Индии (из А. Борна)

1—четвертичные и современные аллювиальные отложения; *2*—Сиваликская формация; *3*—миоцен (морской); *4*—палеогеновые отложения; *5*—декканские траппы; *6*—меловые отложения; *7*—юрские отложения; (морские); *8*—триас; *9*—верхнегондванская толща; *10*—нижнегондванская толща; *11*—палеозойские отложения Гималаев; *12*—докембрийские отложения; *13*—гнейсы, граниты

ном виде, и этот процесс продолжался в течение всего палеогена. Угловое несогласие в основании эоцена служит лишь добавочным подтверждением сказанного. Накопление обломочных толщ происходило преимущественно в морских условиях, что возможно лишь при очень быстрых темпах прогибания предгорных прогибов. Но в моменты замедлений этих прогибаний вынос обломочного материала реками успевал заполнять депрессии и тогда возникали речные свиты с углями и костями млекопитающих. Чем выше по разрезу, тем чаще эти речные свиты. Отмечено также (особенно для бассейна Ирравади), что вверх по современной долине мощности континентальных обломочных пород

возрастают, а вниз, к устью, уменьшаются и разрез переходит преимущественно в морскую фацию. По мнению индийского геолога Вадиа, такие соотношения указывают, что уже в палеогене речной сток вдоль депрессий, оконтуривающих хребет Аракан-Иома, происходил как и современный, с севера на юг.

Вдоль восточной части Гималаев, от юго-восточной оконечности хребта до г. Симла, разрез палеогена резко уменьшается по мощности — до 700 *м*; стратиграфически он отвечает лишь нижнему и среднему эоцену: вышележащие горизонты отсутствуют и средний эоцен несогласно покрывается миоценом. Разрез начинается горизонтом железистых песчаников и глин, местами с углями; выше следуют красные и серые глины — немые, иногда гипсоносные, переслаивающиеся с песчаниками и редкими весьма маломощными пластами темных нуммулитовых известняков. Такой состав разреза заставляет допустить, что центральная зона восточных Гималаев, от р. Брамапутры до г. Симла, подобно хребту Аракан-Иома, уже с начала палеогена начала оформляться, как геоморфологически выраженная горная цепь, но менее развитая. Воздымание цепи в конце эоцена было резко усилено складчатостью, которая не только дополнительно смяла центральную зону Гималаев, но и захватила полосу эоценовых отложений, обусловив несогласное залегание на них миоцена. Таким образом вырисовывается новый существенный момент палеогеновой истории Гималаев — верхнеэоценовая складчатость (пиренейская фаза?).

Существенно иначе выглядит разрез северо-западной части Гималаев—в Кашмире, Хазаре и до северо-восточной части Белуджистана. Нижнеэоценовые отложения начинаются небольшой весьма изменчивой пачкой пород, в которую включены то песчаники и глины с морской фауной моллюсков, то угленосные слои или горизонты железисто-оолитовых (иногда рудных) накоплений и бокситов (Хамму). Выше следуют морские отложения, представленные нуммулитовыми известняками с *Nummulites*, переслоенными глинами. Средний эоцен также пестр по составу. Главную массу его образуют мощные чистые органогенные нуммулитовые известняки, сложенные накоплениями раковин фораминифер, к которым примешиваются кораллы, двустворки, морские ежи и другая весьма обильная и богатая качественно фауна. В ряде мест эти нормально-морские отложения замещаются лагунными — гипсами и каменной солью, в частности на всей площади Соляного кряжа и в районе Когат, т. е. по северной и южной окраинам предгорного прогиба, окаймляющего здесь Гималайскую структуру. Верхнеэоценовые породы местами (Соляный кряж) отсутствуют, но чаще сохраняются, причем слагаются главным образом глинами с прослоями нуммулитовых известняков. Олигоцен в разрезе не представлен, и на смятые эоценовые слои несогласно налегают миоценовые породы.

Смысл разреза очевиден. В нижне- и среднеэоценовое время центральная зона северо-западной части Гималаев, видимо, еще не настолько выражена геоморфологически, как это имеет место юго-восточнее, особенно в хребте Аракан-Иома; это обстоятельство и обусловливает господство здесь органогенных и хемогенных фаций. В верхнем эоцене поднятия начинаются (появление обломочных пород), а в конце эоцена и в олигоцене они перерастают в резко выраженную орогеническую фазу, отвечающую, очевидно, тем движениям, которые мы только что констатировали к востоку от г. Симла.

В Белуджистане и в хребте Синд разрез палеогеновых отложений имеет ряд черт, отличающих его от гималайского. Главнейшие особен-

ности Белуджистана заключаются в том, что карбонатная органогенная седиментация (нуммулитовые известняки), начавшись в нижнем эоцене, удерживается до нижнего олигоцена включительно, причем наиболее чистые и мощные известняки относятся к верхнему эоцену — нижнему олигоцену. Лишь со среднеолигоценового времени начинается формирование мощной обломочной толщи, вначале глинистой, потом песчаной. Таким образом, первые следы поднятий современных горных хребтов Белуджистана улавливаются лишь с конца палеогена. Очевидно, этот процесс является здесь продолжением тех орогенических движений конца эоцена — начала олигоцена, которые мы отметили в Гималаях, но только на площади Белуджистана эти движения пришли со значительным запозданием.

Рассматривая палеогеновую историю Гималаев и сопредельных территорий в целом, нетрудно видеть, что и здесь она сводится к созданию складчатых структур центральных частей современных хребтов и к оформлению их, как геоморфологически выраженных единиц. Но самый процесс этот здесь сложнее и определяется наличием двух фаз орогенических движений. Одна из них отвечает ларамийской и в наиболее сильной форме проявилась на территории западной Бирмы, в хребте Аракан-Иома, постепенно затухая в восточной части Гималаев. Эта фаза сопровождалась формированием мощнейших палеогеновых обломочных толщ по обе стороны хребта Аракан-Иома и в юго-восточной части Гималайского предгорного прогиба. В северо-западных Гималаях, а также в хребтах Белуджистана, эта ларамийская фаза не чувствуется и в предгорном прогибе здесь формируются преимущественно карбонатные толщи — нуммулитовые известняки. Вторая фаза орогенеза падает на верхний эоцен — нижний олигоцен, причем локализуется в северо-западной части Гималаев, захватывая, правда с некоторым запозданием, и Сулеймановы горы. С этой фазой в Хазаре и Кашмире связаны дислокации и размыв эоценовых отложений и перерыв седиментации в олигоценовое время [1]; в Белуджистане — накопление мощной олигоценовой обломочной свиты. Вероятно, эти движения сказались и в западной Бирме, где они способствовали дальнейшему формированию мощных терригенных отложений.

К юго-востоку от Бирмы, на площади Малайского архипелага, сведения о породах и истории палеогена отрывочны, но в общем и здесь появляются признаки оформления современных складчатых структур, как геоморфологических единиц.

Итак, какую бы область Средиземноморского орогена, как целого, ни взять, повсюду вскрываются процессы одного и того же характера. В ходе истории палеогена возникают, как геоморфологически выраженные единицы, центральные, осевые части современных молодых хребтов: Пиренеев, Альп, Карпат, Кавказа, Копет-Дага, Памира, Атласа, Гималаев, западной Бирмы. Тем самым вдоль Средиземноморской геосинклинальной зоны постепенно создаются две ленты высоких складчатых горных сооружений, одна из которых тянется по северной окраине этой зоны, другая — по южной. Между лентами, в центральной части геосинклинальной зоны еще остаются морские бассейны (Средиземного моря, Ирана и др.). На внешней же стороне воздвигающихся гор на севере и на юге непрерывными полосами формируются относительно широкие предгорные прогибы, куда частично вытесняется море

[1] Невозможно представить себе, чтобы воздымание горной цепи не сопровождалось по ее периферии накоплением синхроничных обломочных свит; имеются они, вероятно, и в данном случае, но располагаются в более южных частях прогиба и перекрыты последующими отложениями.

и где идет отложение преимущественно обломочных свит огромной мощности.

Очерченная особенность палеогеографии палеогеновой эпохи вырисовывается лишь последовательно, так сказать, суммируя движения разных отрезков времени. Раньше всего,— уже с начала палеогена, — оформляются центральные части хребтов в Восточных Карпатах, на Кавказе и в западной Бирме. С конца эоцена к ним присоединяются Пиренеи, Альпы, Апеннины, Атлас, Гималаи, хребты Белуджистана. Завершение этого процесса происходит уже в неогене.

3. Евразийская глыба

Палеогеновые отложения Западной Европы представляют большой интерес не только потому, что они дают классический (эталонный) разрез палеогена, но также и потому, что именно на них Ж. Кювье разрабатывал палеонтологический метод. Эти же породы в разных местах доставили остатки млекопитающих, послуживших Кювье материалом для его палеонтологических реконструкций.

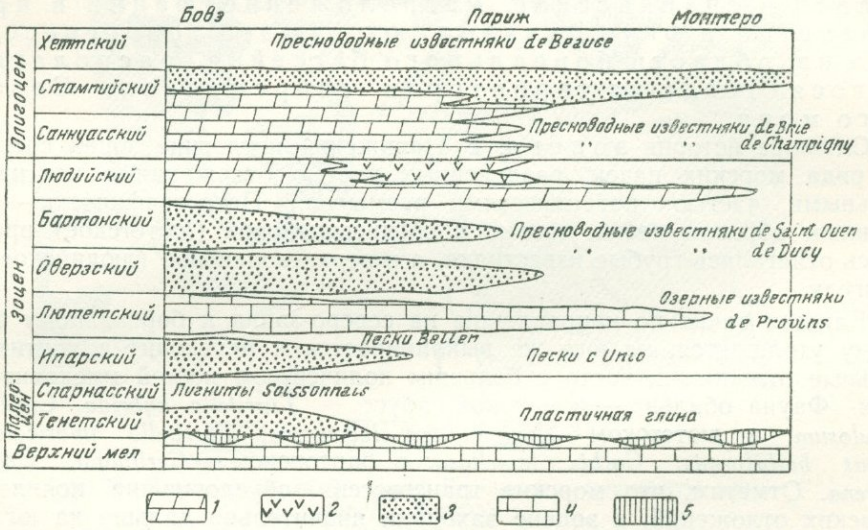


Рис. 78. Строение палеогеновых отложений Англо-Парижской котловины (по М. Жинью)

1—мергели; *2*—гипсы; *3*—пески; *4*—известняки; *5*—осадки монтского яруса

Палеоценовые отложения Англо-Парижской и Северогерманской впадин в настоящее время делят на три яруса: монтский, тенетский и спарнасский (рис. 78). Отложения монтского яруса имеют наименьшее распространение; они известны только в Дании, Бельгии и в северной части Парижской котловины; в Великобритании следов монтского яруса нет. В Дании и Бельгии осадки его залегают сплошным покровом на большой площади, во Франции же выполняют длинные, но узкие речные долины, вырытые в мелу: по Сене — до Парижа, по Марне — до Вертю. Петрографически — это зоогенные известняки, богатые известковой водорослью *Lithothamnium;* фауна бедная и состоит из первых церитид *(Cerithium)*, туррител *(Turritella)* и др. Тенетские породы распространены значительно шире; они имеются не только в Германии и Бельгии, но и в Англии, в восточных прибрежных

частях Лондонской котловины; во Франции же приурочены не только к речным долинам, но имеют площадное развитие, правда, лишь в ограниченной северной части котловины. Всюду тенетский ярус представлен глауконитовыми песками, которые только в Бельгии прослаиваются мергелями с *Cucullea, Cyprina morrisi, Nucula* и другими формами бореального происхождения. В южной части Парижской котловины морские отложения тенетского яруса замещаются в горизонтальном направлении осадками континентальными, наиболее известными у г. Реймса. Спарнасские отложения известны лишь в северной Бельгии и Германии. Область морских фаций в это время сокращается: в Англо-Парижской котловине морской режим сменяется континентальным, с огромным развитием пресноводных отложений. Различают две их фации: по западной окраине впадины во Франции и Англии развита пластичная глина с прослоями песка, совершенно немая; по восточной — лигниты, т. е. угленосные отложения, в которые включены и некоторые прослои с морскими раковинами (*Cerithium* и др.).

В целом — отложения палеоцена рисуют морскую трансгрессию, которая началась в монтское время, достигла максимума в тенетское и ликвидировалась в спарнасское. Расположение фаций в пространстве и фауна указывают, что эта трансгрессия шла из области бореального бассейна, располагавшегося тогда на территории современного Северного моря.

Сложнее история эоцена. В Парижской котловине эоцен состоит из ряда морских пачек, разделенных частью отложениями континентальными, частью поверхностями размывов. Петрографически — это главным образом пески; только в среднеэоценовое (лютетское) время здесь отлагались грубые известняки, а в верхнеэоценовое (людийское) — мергели.

Каждая пачка по направлению на северо-запад к бореальному бассейну утолщается, на юге же выклинивается и переходит в континентальные отложения, часто с большим количеством костей млекопитающих. Фауна обильна — в ипрском ярусе — *Turritella hybrida, Cardium porulosum*; в лютетском — *Nummulites laevigatus, Turritella imbricataria, Fusus bulbiformis, Corbis lamellosa*; в бартонском — *Cerithium, Ostrea, Cyrena*. Отметим, что морские трансгрессии, обусловившие появление морских отложений, в эоцене заходили значительно дальше на юг, по сравнению с трансгрессией палеоценовой.

В северогерманской котловине эоцен известен очень мало и приурочен только к северной окраине ее, где залегает глубоко под толщей более молодых пород и доступен наблюдению лишь по скважинам; представлен песчано-глинистыми породами, в которых точное выделение ярусов затруднительно.

Олигоценовые отложения распространены несравненно шире отложений эоценовых (рис. 79), что говорит об обширной трансгрессии олигоценового времени. Наибольшие завоевания моря были в области Северогерманской впадины, где море проникло на юг до старых герцинских массивов, а на восток перешло через Эльбу и вступило в пределы Польши и через нее — в СССР. Но и в других местах, в Англии и особенно во Франции, олигоценовое море также значительно переступило границы эоценовых морей. Строение олигоценовых отложений сложно и изменчиво. Уже в нижнем олигоцене, в саннуасском (или тонгрийском) ярусе море почти достигло своих предельных размеров, особенно в Германии. Во Франции в это время

отлагались преимущественно мергели, в нижней части своей еще солоноватоводного происхождения с *Cyrena*, в верхней — настоящие морские; в Англии — пески; в Бельгии — частью пески, частью глины; в Германии — глауконитовые, чрезвычайно богатые ископаемыми (до 756 видов моллюсков) пески от 10 до 50 *м* мощности (с *Ostrea ventilabrum, Spondylus buchi, Fusus elongatus,* Voluta и др.) Характер отло-

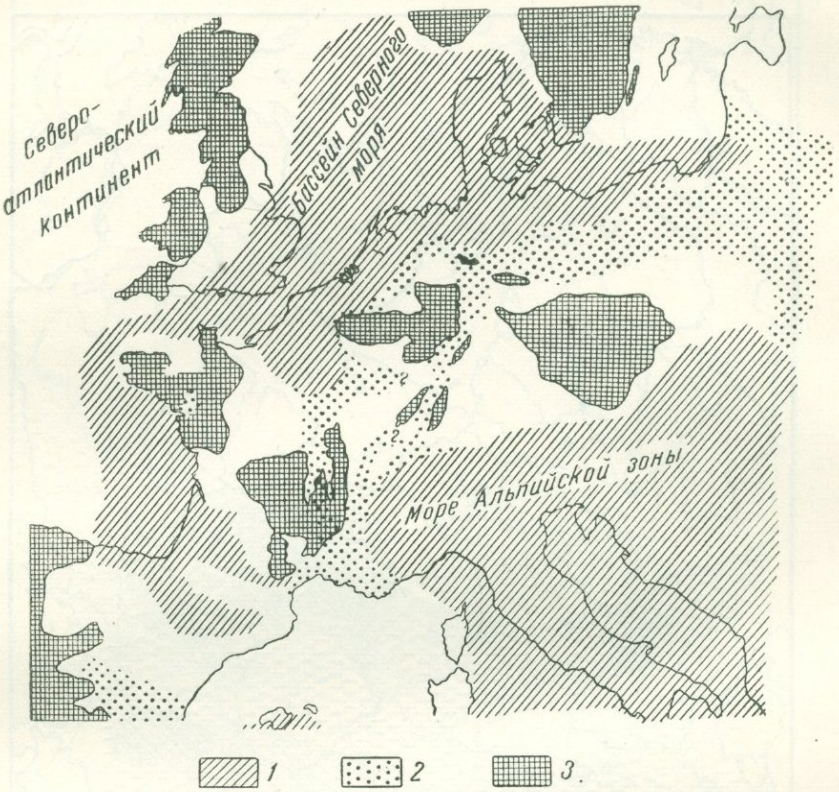


Рис. 79. Палеогеография Западной Европы в палеогеновую эпоху (по М. Жинью)

1—максимальная трансгрессия моря в эоценовое время; *2*—участки, дополнительно перекрытые морем (или лагунами) в олигоценовое время; *3*—герцинские массивы

жений показывает, что нижнеолигоценовый бассейн был еще достаточно мелководен.

Следующий век — стампийский — дает максимум трансгрессии: море не только достигает герцинских массивов, но частью и перекрывает их. Одновременно изменяются осадки: в Германии и Бельгии отлагается мощная (до 200 *м*) толща синих глин с септариями, содержащая *Avicula stampensis, Nucula, Leda, Astarte* и др.; в Англии и Франции — устричные мергели (с *Ostrea cyathula, O. longirostris*), и песчаники с *Natica crassatina, Pectunculus obovatus, Ostrea cyathula*. Можно думать, следовательно, что параллельно с расширением моря шло и его углубление. В верхнем олигоцене на всей территории Великобритании и Франции морской режим уступает место континентальному. В Германии также обсыхает значительная часть территории к востоку от р. Одера. Море сохраняется некоторое время лишь в средней части Северогерманской впадины, где возникают пески с *Pecten janus, Pectunculus*

obovatus, Pleurotoma, Echinolampus. Но к концу олигоцена и здесь отлагаются озерные известняки.

Итак, палеогеновая история Англо-Парижской и Северогерманской котловин сводится к непрерывным и частым пульсациям, т. е. то поднятиям, то опусканиям этого участка коры, благодаря чему море то приходило сюда из области современного Северного моря, то отступало назад. При этом трансгрессии эоценового моря были больше трансгрес-

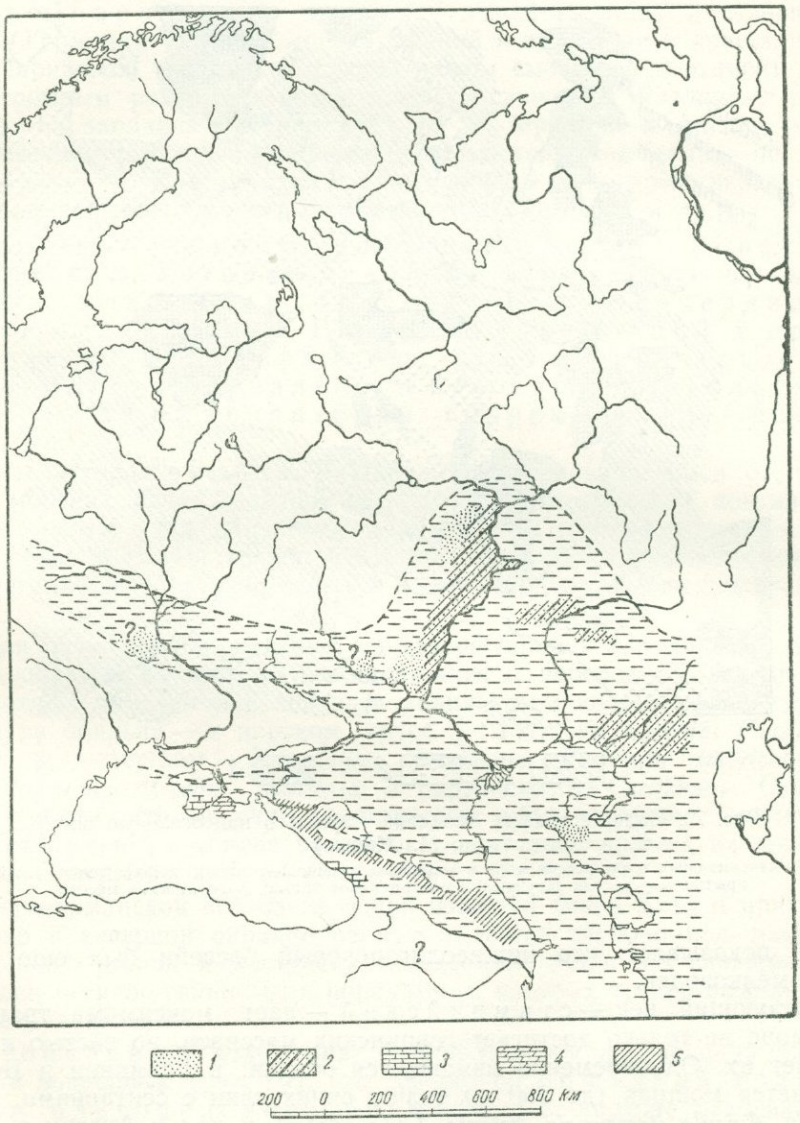


Рис. 80*а*. Осадки палеоцена на Русской платформе
1—пески; *2*—переслои песчаников, глин и опок; *3*—известняки; *4*—мергели; *5*—флишевая зона Кавказа

сий палеоцена, а трансгрессии олигоценовые далеко оставили за собой эоценовые. Общей тенденцией описанной территории была, в конце концов, тенденция к опусканиям.

Несколько слов об истории древних герцинских массивов в палеогеновую эпоху. Осадки палеоцена и эоцена здесь обычно маломощны,

разбросаны мелкими, очень ограниченными пятнами и представлены фациями исключительно континентальными: в палеоцене — преимущественно огнеупорными глинами, в эоцене — озерными мергелями и изве-

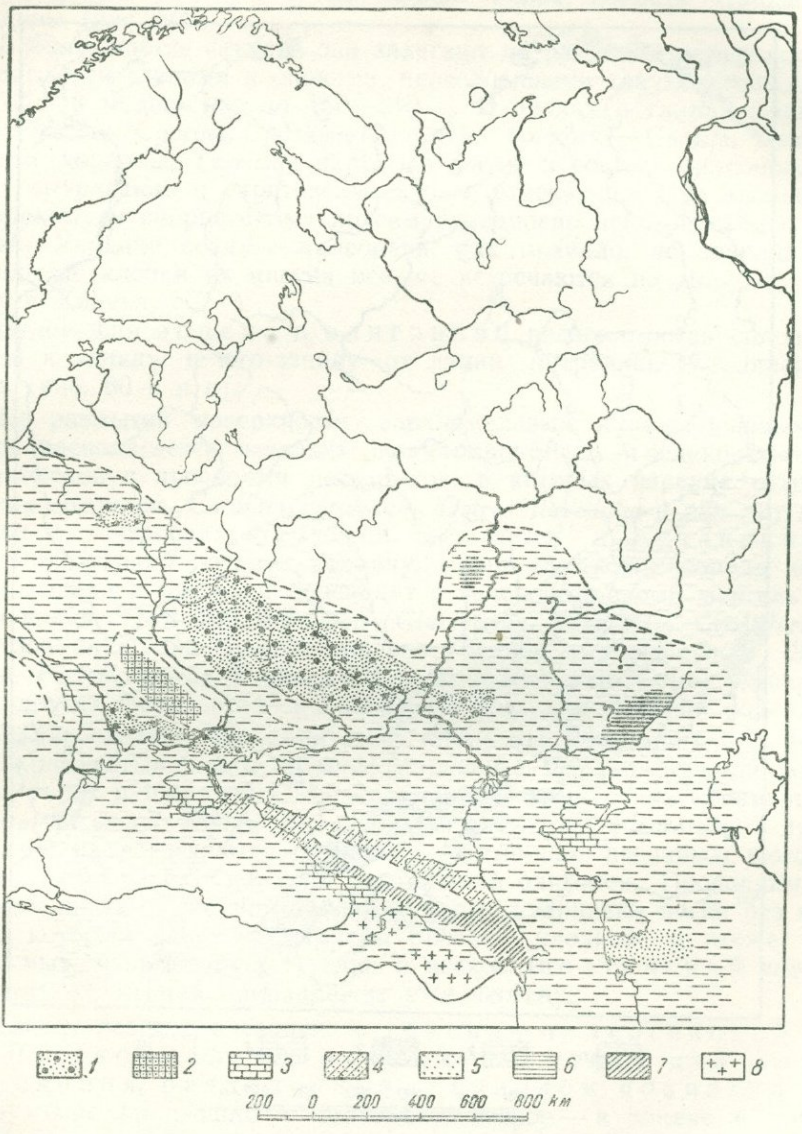


Рис. 80*в*. Осадки средне и верхнеэоценовой эпохи

1—средний эоцен—пески с фосфоритами (бучакский ярус); верхний эоцен—мергели (киевский ярус); *2*—область накопления лимнических бурых углей (главным образом киевский ярус); *3*—средний эоцен—нуммулитовые известняки; верхний эоцен—мергели; *4*—фораминиферовая толща Кавказа (главным образом мергели и глины с мелкими фораминиферами, но без нуммулитов); *5*—пески; *6*—глины, часто немые; *7*—флишевая зона Кавказа; *8*—эффузии, главным образом среднего эоцена; верхний эоцен—преимущественно обломочные породы и известняки

стняками. В олигоцене на территории массивов выделяются узкие, но обычно удлиненные площади, на которых седиментация достигает уже громадных мощностей — в несколько тысяч метров. Таковы Лиманъ

на севере Центрального Французского плато (верховья р. Луары), территория современного Рейнского грабена между Шварцвальдом и Вогезами, Майнцский грабен на востоке Рейнского массива. Накопляющиеся осадки представлены не только континентальными, но и морски-

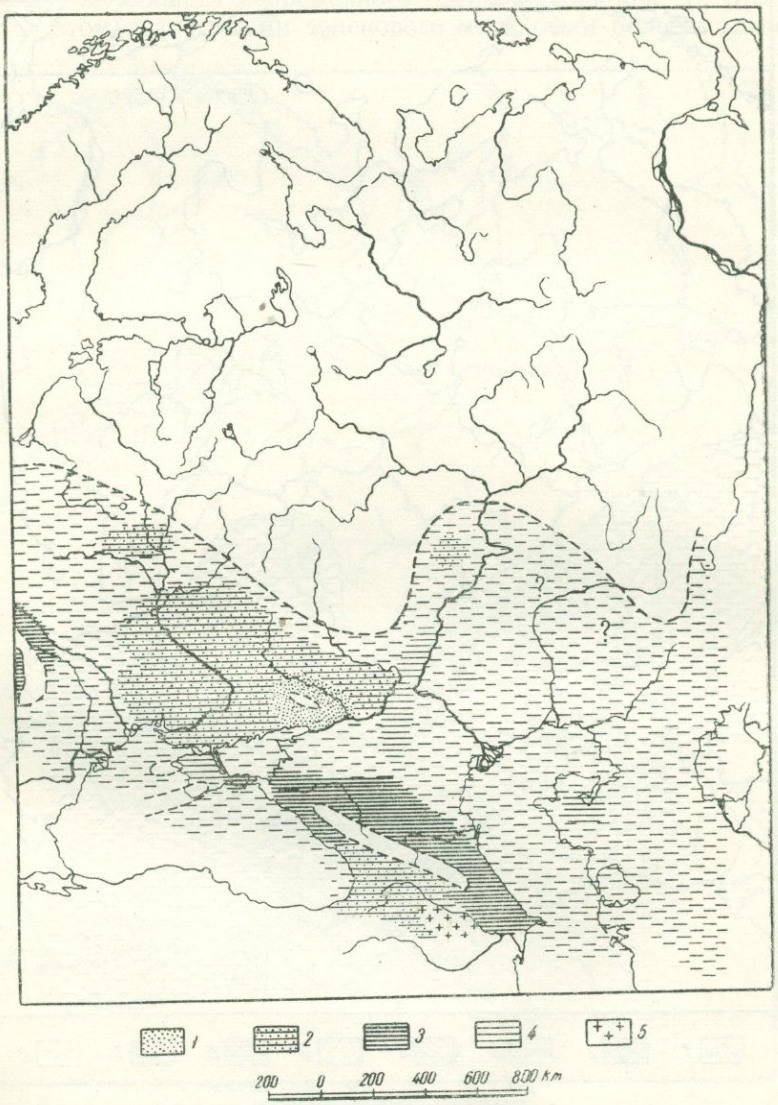


Рис. 80 *с*. Осадки нижнего олигоцена

1—кварцевые пески; *2*—песчано-глинистые осадки с глауконитом (харьковский ярус); *3*—майкопская свита (главным образом черные и коричневые глины с переслоями песков и фауной рыб); *4*—глины с остатками Meletta; *5*—эффузивная толща

ми фациями: известняками, мергелями. Концентрация столь мощных толщ на малых площадях, локально резко выделенных, предполагает, естественно, сильные погружения этих площадей относительно соседних. А это последнее, в свою очередь, указывает на резко выраженную тектоническую дифференциацию внутри самих массивов. Таким образом, герцинские массивы в олигоценовое время пережили фазу расчленения, раздробления, аналогичную

(но в меньших размерах) той, какую вся площадь герцинид в целом пережила в конце палеозоя — начале мезозоя.

На Русской платформе палеоценовые отложения развиты на правобережье р. Волги и выстилают также область Прикаспийской впадины (рис. 80а).

В большинстве случаев они залегают на размытой поверхности мела и слагаются глинами и опоками, переслоенными глауконитовыми песками общей мощностью до 150—240 *м*. В опоках и глинах фауна скудная *(Nucula, Cyprina, Cucullaea)*, в песках богатая — *Cardita, Ostrea,* одиночные кораллы, *Turritella* и др. По фауне в составе палеоцена различают сызранский и саратовский ярусы, отвечающие (не вполне точно) тенетскому и спарнасскому ярусам западноевропейской схемы.

На Украине осадков палеоцена, как правило, не сохранилось, но отдельные клочки их иногда все же встречаются на Дону и на Днепре у г. Канева.

Отложения эоцена и олигоцена располагаются сплошной полосой к западу и юго-западу от линии Астрахань—Сталинград—Рязань (рис. 80 в и с).

На размытой поверхности верхнемеловых и палеоценовых пород здесь располагается незначительная толща белых и зеленоватых кварцевых песков с прослоями песчаников, в которых изредка встречаются *Mactra compressa, Cardium porulosum, Ostrea flabellula* и ряд других пелеципод и гастропод; эта толща выделяется в бучакский ярус, соответствующий среднему эоцену. Вверх бучакские породы обогащаются глиной и $CaCO_3$ и переходят в зеленовато-серый мергель с большим количеством фораминифер *(Globigerina, Textullaria. Cristellaria* и др.) и зубов акул, но со сравнительно бедной макрофауной: *Spondylus buchi, Pecten corneus. P.idoneus, Crassatella desmaresti, Ostrea plicatula* и рядом других форм; это — киевский ярус или верхний эоцен.

Далее следуют глауконитовые глинистые пески, опоки и зеленоватые кремнистые глины, обычно лишенные ископаемых или со спикулами губок и мшанкой *Ceriopora;* лишь местами в них обнаруживаются *Crassatella woodi, Voluta suturalis, Triton flandricum, Pleurotoma* и др.; в основании их встречаются скопления окатанных песчаных фосфоритов; это — харьковский ярус или нижний олигоцен. Последним членом палеогеновых отложений являются белые кварцевые пески без ископаемых, которым вверху подчинены прослои каолина, а также пестрых (красных, желтых, бурых) глин и песков (полтавский ярус); верхи этих отложений принадлежат уже неогену.

Смысл разреза очевиден: в течение палеогеновой эпохи на Русской платформе имели место два крупных опускания, разделенных периодом поднятий. Первое погружение произошло в палеоцене, второе — в эоцене и олигоцене.

В конце олигоцена море окончательно уходит с Русской платформы, и крупных трансгрессий до современного момента она уже не переживает. Как видим, и на этот раз наблюдается значительное общее сходство процессов, протекавших на территории Западноевропейских герцинид и Русской платформы.

На территории Западносибирских герцинид морские палеогеновые отложения выстилают всю Западносибирскую низменность, Тургайское плато, область Кызыл-Кумов и Кара-Кумов и Ферганскую котловину. Фации их здесь характерно меняются с севера на юг.

На громадной северной части площади, охватывающей Западносибирскую низменность, Тургайское плато и большую часть Кызыл-Кумов

отлагаются главным образом глауконитовые пески, глины и опоки, с бедной фауной устриц, *Cyprina*, зубами акул и т. д. (палеоцен — нижний олигоцен). На юге, в Ферганской котловине и в южных частях Кызыл-Кумов, они сменяются известняками с прослоями песков и с большим количеством устриц (*Ostrea ferganensis, Platigena asiatica* и др.); к эоценовым известнякам Ферганской котловины приурочивается ряд месторождений нефти. Указанные фациальные отличия северных и южных площадей палеогена объясняются, конечно, тем, что они принадлежат разным климатическим зонам: умеренной на севере, жаркой аридной на юге.

Из-за недостаточной изученности сибирского палеогена колебания моря за это время остаются нераскрытыми.

В конце олигоцена море оставляет Западносибирскую низменность, причем, судя по отсутствию среднего и верхнего отдела олигоцена в северных ее частях, регрессия раньше затронула север и потом уже распространилась к югу.

В восточной, большей половине Евразийской глыбы, обнимающей юго-восточную часть герцинид, Сибирскую платформу и только что причленившуюся зону мезозойской складчатости, в течение всей палеогеновой эпохи господствовали континентальные условия. Характерно, что даже континентальное осадконакопление здесь было выражено слабо и локализовалось в немногих пунктах, как, например, в северных предгорьях Алтая, по окраине Байкальской депрессии, в Китае и других местах.

Окидывая общим взглядом поведение Евразийской глыбы в целом, нетрудно видеть, что в палеогене оно такое же, как и в верхнемеловую эпоху (см. приложение II, карту 11). Западная, меньшая ее половина погружается, испытывая неоднократные трансгрессии, по размерам своим не уступающие верхнемеловым; восточная же, большая половина представляет собой устойчиво существующий огромный континентальный массив. Учитывая, что на востоке глыба увеличилась за счет новой, только что сформировавшейся Восточноазиатской складчатой зоны,— как все аналогичные зоны, находящейся в стадии интенсивных поднятий,— такое поведение Евразийской глыбы является совершенно естественным.

4. Восточноазиатская геосинклинальная зона

К востоку от сильно разросшейся Евразийской глыбы располагается узкая зона, где геосинклинальные условия, по всем признакам, в палеогене еще сохранились. Эта полоса охватывает Анадырский край, Камчатку, Сахалин, Японские острова и прослеживается к Малайскому архипелагу.

Палеогеновые отложения здесь распространены и слагаются неоднократно перемежающимися континентальными, угленосными и песчано-глинистыми морскими породами, образующими, таким образом, в своей совокупности толщи большой мощности, напоминающие свиты паралического типа. К этим нормальным осадочным породам местами (Сахалин) присоединяются более или менее крупные прослои и горизонты изверженных пород.

5. Гондванская глыба

Гондванская глыба, как единое целое, к палеогену уже не существует. Большая ее часть глубоко погружена под уровень современных Атлантического и Индийского океанов. Меньшая часть сохранилась в

виде обломков, образующих современные Южноамериканскую, Африканскую, Индийскую и Австралийскую платформы. Крайние из этих платформ (Южноамериканская и Австралийская) в палеогеновую эпоху представляли собой континентальные площади и почти не накопили осадков. Две средние (Африканская и Индийская) в значительной мере были покрыты морем.

На Африканской платформе морской режим характеризует почти все площади, занятые морем в верхнемеловую эпоху и, в частности, значительную часть Сахары, а также западное и восточное побережья Африки (см. приложение II, карту 11). Между осадками Cr_2 и палеоценом в большинстве случаев имеется, повидимому, постепенный переход и третичное море просто наследуется от мелового периода. Осадки палеогена представлены преимущественно известняками и мергелями с *Nummulites,* которые встречаются во множестве и в эоценовый век являются часто породообразующими; встречаются также водоросли *Lithothamnium,* морские ежи, устрицы и т. д. В конце олигоцена море покидает почти всю территорию Африки, которая становится континентом с очертаниями, близкими к современным.

Параллельно с накоплением морских осадков на Африканской платформе в палеогене продолжаются те процессы ее раздробления, которые столь интенсивно протекали в верхнем мелу. К нижнетретичной эпохе[1] здесь относятся закладка и первые этапы развития обширной системы восточноафриканских разломов. Разломы эти начинаются у нижнего течения р. Замбези и вначале тянутся в меридиональном направлении.

У оз. Ньяссы полоса разломов разделяется, давая три ветви. Западная идет в северо-западном направлении через озера Танганьика, Эдварда и другие и вскоре прекращается. Восточная поворачивает на северо-восток и подходит к побережью Индийского океана у южной оконечности полуострова Сомали. Третья, центральная ветвь тянется в северном направлении через оз. Рудольфа до Дофинэ, где вновь дихотомически ветвится. Короткая восточная ветвь подходит к побережью Аденского залива и идет вдоль его южного берега. Более длинная западная ветвь проходит через Абиссинию и Красное море к Мертвому морю и заканчивается у южного подножия хребта Тавр в Малой Азии.

Морфологически разломы выражаются в образовании частью узких, длинных и глубоких грабенов, занятых озерами Рудольфа, Ньясса, Танганьика и другими более мелкими, частью — ступенчатых сбросов, с погружением блоков на восток, в сторону Индийского океана. Обе структурные формы сопровождаются интенсивным вулканизмом с выбросами преимущественно основной базальтовой магмы.

Зародившись в палеогене (или, может быть, даже в верхнем мелу), зона восточноафриканских разломов продолжает жить (формироваться) и поныне и разные ее части возникли в разное время. Выделить в этой сложной структуре палеогеновые элементы не всегда удается. Укажем лишь, что грабен Красного моря был заложен в конце эоцена — начале олигоцена; сильные разломы происходят здесь в конце олигоцена, а движения по ним не прекращаются и в неогене. Грабен Адена и абиссинские разломы моложе эоцена (А. Борн).

На Индийской платформе морские эоценовые нуммулитовые известняки, располагающиеся на верхнемеловых траппах, известны лишь по западному побережью полуострова.

---

[1] Возможно даже к концу Cr_2.

6. Северная Америка и Анды

Основные геологические события в Северной Америке в палеогеновую эпоху локализованы в западной ее половине, в зоне мезозойской складчатости.

В палеогене складчатая полоса Скалистых гор и Кордильер представляет собой горную страну, на большей части которой идут процессы денудации, и осадконакопление приурочивается лишь к немногим межгорным котловинам и к предгорным районам. На западе, вдоль современного побережья Тихого океана от Аляски до Мексики, возникает цепь депрессий у внешнего края Каскадных гор и Сьерра-Невады. К числу их принадлежат территория Калифорнийского залива, Великая Калифорнийская долина, долина залива Пюжет, острова Шарлотты и другие. Благодаря быстрому прогибанию депрессий относительно соседних с ними гор, в них накопляются огромные массы обломочных пород, измеряемые тысячами метров. Так, в Калифорнийской долине накопилось до 3000 *м* песчаников, глин и опок, в основном представляющих морские отложения, с мелководной фауной двустворок. В долине Пюжет осадки преимущественно пресноводные и лагунные с многочисленными (125) пластами угля. Того же типа толщи с остатками *Sequoia, Taxodium, Populus, Fagus* тянутся и далее на север вдоль берегов Британской Колумбии и Аляски. В составе всех этих палеогеновых отложений особенно мощны и распространены осадки эоцена, тогда как олигоценовые менее развиты.

Внутри собственно складчатой зоны, в межгорных депрессиях, широко распространены эффузивные толщи. По Шухерту, «в начале кайнозоя (в эоцене — *Н. С.)* действующие вулканы были в большинстве западных штатов США, если только не во всех. Громадные базальтовые потоки покрывали в эоцене в западном Вашингтоне и в Орегоне площадь, большую Новой Англии. В то же самое время андезитовые потоки созидали хребет Абсарока (в Скалистых горах) и плато, на котором расположен Иеллоустонский парк, покрывая мезозойские хребты и древние породы плащом в сотни метров мощностью.... Много вулканов действовало в течение олигоцена, так как осадки свиты White River (в предгорном прогибе) являются в значительной части переработанным вулканическим пеплом. Котловина Jon Day в Орегоне была выполнена в олигоцене 700—800-метровой толщей переработанного вулканического пепла, сохранившей множество остатков ископаемых млекопитающих» [65].

Наряду с вулканическими накоплениями в ряде межгорных котловин аккумулировались и чисто осадочные свиты. К числу таких котловин относятся, например, депрессии между хребтами Бигхорн и Виндривер, Уинта и Вазач и к югу от Вазач в северной части плато Колорадо. Они заполнены главным образом отложениями палеоцена и эоцена, общая мощность которых измеряется тысячами метров. В основании обычно лежат мощные конгломераты, за которыми следует свита песчаников и глинистых сланцев, порою битуминозных, с обильными остатками (костями) млекопитающих и с отпечатками растений. Глинистые осадки центральных частей котловин представляют озерные отложения; по краям котловин в них вклиниваются пласты речного аллювия — пески и конгломераты. Олигоценовые отложения внутри межгорных котловин обычно отсутствуют.

По восточной окраине Скалистых гор, на прилежащей полосе платформы (т. е. в предгорном прогибе) в палеогеновую эпоху также накоплялись осадки, начиная с палеоцена. Угленосная палеоценовая толща Форт Юнион широко распространена в штатах Уайоминг, Монтана,

Альберта, Северная и Южная Дакота. Палеонтологически охарактеризованного эоцена пока не установлено, но едва ли можно сомневаться в том, что он здесь все же имеется. Олигоценовая формация Уайт Ривер (60—140 *м* мощностью) широко развита в Северной и Южной Дакоте, в Западной Небраске и Канзасе и слагается глинами с богатой фауной млекопитающих.

В целом, палеогеновые породы запада Северной Америки дают типичную картину жизни молодой складчатой горной страны и лишь с большими деталями воспроизводят обстановку, какая имела место, например, в Грампианских каледонидах — в девоне, в Урало-Сибирских герцинидах — в перми и т. д.

По данным Ч. Шухерта, в эоценовое время здесь еще происходили местами отдельные орогенические подвижки и соответственно рельеф Кордильер и Скалистых гор был высоким. Олигоценовый же век был временем относительно спокойным и это привело к значительному эрозионному срезанию рельефа Скалистых гор, к их относительной пенепленизации.

Остальная площадь Северной Америки в палеогеновую эпоху была континентом, и лишь вдоль северного побережья Мексиканского залива и вдоль атлантического побережья Аппалачей в это время имела место незначительная трансгрессия моря. Оно оставило после себя свиту мелководных осадков, главным образом глауконитовых песков и глин с двустворками.

Территория Анд в палеогене в большей своей части также была сухопутна и представляла собой горную страну. Но в северо-восточную ее треть, вдоль предгорного прогиба в бассейне р. Ориноко, в эоцене трансгрессировало море и отложило мощную свиту песчано-глинистых пород. Аналогичные осадки возникли и по внешнему краю той же северо-восточной части Анд. Южнее в предгорном прогибе накоплялись лишь континентальные красноцветные свиты.

Характерную особенность Анд сравнительно с Североамериканской мезозойской складчатой полосой составляет наличие резко выраженного складкообразования в конце эоцена — в начале олигоцена, более или менее синхроничного пиренейской фазе; эти движения особенно проявились на северо-восточном конце Анд. По мнению Г. Герта, максимум складчатых деформаций Анд вообще был в палеогене.

7. Общие черты палеогеографии и истории земной коры в палеогеновую эпоху

Обзор истории палеогеновой эпохи на отдельных участках земной коры позволяет наметить три основных крупнейших события этой эпохи.

Первым является трансгрессия палеогенового моря. В конце верхнего мела на территории Северной и Южной Америки и в Европе площадь моря резко сократилась, и лишь в Африке морской бассейн, видимо, уцелел на больших пространствах. С начала палеоцена начинаются новые погружения и море опять появляется в юго-восточной части Северной Америки, на северо-востоке Южной Америки, в Европе (Западноевропейские герциниды, Русская платформа) и расширяется в Африке. Трансгрессия идет сложным путем — толчками; прирост моря то и дело сменяется отступлениями его, но в общем от палеоцена к эоцену трансгрессивные движения явно пересиливают и в верхнем эоцене — нижнем олигоцене море покрывает максимальную площадь современных континентов. Это—третья и последняя за альпийский этап крупнейшая морская трансгрессия. В среднем и верхнем олигоцене

начинаются общие поднятия и постепенно вырисовываются очертания континентов и морей, в основном приближающиеся к современным.

Вторым важнейшим тектоническим процессом палеогенового времени является формирование на площади Средиземноморской геосинклинальной зоны складчатой структуры альпид. Складкообразовательные движения, вообще говоря, неоднократно проявлялись на различных участках этой геосинклинали и в мезозойскую эру (древне- и новокиммерийские фазы на Кавказе и в Крыму, австрийская фаза в Карпатах и т. д.). Но все эти движения были локальны и выражены слабо; созданные ими складки вновь сильно погружались, размывались, и режим территории продолжал оставаться типично геосинклинальным. В палеогене наступает перелом. В самых различных частях геосинклинальной зоны, в Пиренеях, Атласе, Альпах, Карпатах, на Кавказе, в Гималаях и т. д., местами уже с палеоценового времени, чаще же с верхнего эоцена или олигоцена создаются, как складчатые структуры, осевые части современных горных цепей и начинается их воздымание в виде геоморфологически выраженных кряжей. В конце палеогена вдоль Средиземноморской зоны в виде двух узких лент (северной и южной) тянутся эти зачаточные кряжи, сопровождаемые с внешней (наплатформенной) стороны предгорными прогибами и разделенные более или менее обширными «междугорьями», еще заполненными морской водой. Одновременно с дислокациями и воздыманиями цепей их глубинные области пропитываются интрузиями.

Так, со значительным запозданием против Тихоокеанского геосинклинального кольца, в палеогеновую эпоху начинается превращение в складчатую зону Средиземноморской геосинклинали. На палеоген, однако, падают лишь первые стадии этого процесса; его завершение происходит в неогеновую эпоху.

Одновременно с ростом новой складчатой системы области более древней мезозойской складчатости по обе стороны Тихого океана проходят уже через следующую стадию — эрозионного срезания поднятых цепей. К сожалению, далеко не везде можно следить за последовательным течением этого процесса. Но в Северной Америке (и возможно в восточной Азии) он привел в олигоцене уже к значительной нивелировке территории, к ее относительной пенепленизации. В Андах, в связи с наличием здесь резких складкообразовательных движений в конце эоцена — начале олигоцена, повидимому, господствовал высокогорный ландшафт.

Третьим основным тектоническим процессом палеогеновой эпохи является дальнейшее раздробление Гондванской глыбы. В наиболее отчетливой форме этот процесс проявился в Африке, где к палеогеновой эпохе приурочивается начало образования громадной зоны восточноафриканских разломов, сопровождаемых вулканизмом. Эти разломы трудно понимать иначе, как продолжение дробления Гондванской глыбы в пределах крупнейшего из современных ее обломков. Интересное само по себе, это обстоятельство чрезвычайно любопытно еще и как параллель тем узким и длинным зонам, которыми началось в перми и триасе отчленение Африки от Мадагаскара и Индии, а затем, в юре, отчленение последних от Австралии. Во всех этих случаях механизм процесса распада глыбы на крупные части был, вероятно, одинаковым.

Глава IX

ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В НЕОГЕНОВУЮ ЭПОХУ

1. Органический мир неогеновой эпохи

(Табл. XXVIII, XXIX, XXX)

Неогеновая эпоха — это время, когда органический мир континентов и морей приобретает постепенно черты, близкие к современным не только в родовом и видовом составе фауны и флоры, но и в их пространственном размещении — в фито- и зоогеографических провинциях.

С наибольшей отчетливостью это проявляется в истории наземной растительности и фауны, которых мы здесь поэтому и коснемся.

Миоценовая флора тропической ботанической провинции, как она известна из отложений Западной Европы, еще близка к палеогеновой. Все же пальмы, лавры, миртовые деревья на большей части площади Западной Европы сильно сокращаются и удерживаются в полной мере лишь в более южных приморских районах. Вместо них получают постепенное преобладание сережкоцветные деревья с опадающей листвой; значительно развиваются хвойные. Так, например, находки богатой ископаемой флоры в Силезии и у нас у Таганрога дают массу камышей, грабов, лещину, два вида платана, болотный кипарис, тисс, сосну, ольху, тополь, каштан, дуб, бук, березу, ильм, клен, боярышник, сливу, к которым примешаны секвоя, тюльпанное дерево, лавры, виноград и ряд других растений, ныне известных в Японии и юго-западном Китае. В общем, миоценовая растительность Западной Европы имеет характер флоры теплых и равномерных по климату частей умеренного пояса, аналогичных современным восточным штатам Северной Америки, Японии и юго-западному Китаю.

Миоценовая флора северной провинции, известная по находкам в Сибири, имела иной состав. Она была представлена широколиственным лесом, остатки которого сохранились у г. Тары (на Иртыше), у Челябинска, на р. Бухтарме в Алтае, отчасти, может быть, на Сахалине и, наконец, в Японии. Флора у г. Тары включает в свой состав сальвинию, водяной лотос, тополь, иву, грецкий орех, клен, водяной орех (Trapa). Бухтарминская флора еще богаче; в ней имеются мох *Hypnum*, секвоя можжевельник, ель, пихта, сосна, камыш (осока), два вида березы, четыре — ольхи, орешник, граб, ива, лещина, три вида бука, ясень, дуб, три вида клена, липа, лилиодендрон, слива... «Этот список показывает,— замечает А. Н. Криштофович [17],— довольно современный состав растительности, но еще сохранившей много элементов олигоцена... На крайнем востоке в Японии... в миоценовой флоре находилась даже пальма *Sabal*, росшая, однако, уже в сообществе с березой и каштаном».

Итак, особенность миоценовой флоры, по сравнению с палеогеновой, составляет постепенное исчезновение теплолюбивых форм, которые в обеих провинциях оттесняются к югу и заменяются менее теплолюбивыми формами.

В плиоценовое время этот процесс продолжается. На юге Европы (Рона) еще удерживаются: пальма *Sabal,* лавр, южный дуб, грецкий орех, но и здесь уже появляются современные виды средней и северной Европы, например, осина. На большей же части Западной и особенно Восточной Европы вечнозеленые лавры, пальмы и мирты исчезли и заменились сосной, лиственницей, пихтой, елью, березой, грабом, лещиной, к которым примешиваются поредевшие могикане: гинкго, несколько родов орехов и дзелква.

Еще резче этот процесс вытеснения теплолюбивых форм выражен в Сибири. К концу третичного времени север Сибири, по словам А. Н. Криштофовича, был покрыт хвойными лесами, к которым по долинам рек присоединялись такие породы, как грецкий орех. Южнее, на Амуре господствовал еще лиственный лес, состава близкого к японскому лесу.

В итоге, в конце неогена на пространстве от Атлантического океана до Тихого существовали те же флористические пояса, что и теперь. Близ Средиземного моря росли лавры, мирты, пальмы, тропические дубы и прочная вечнозеленая субтропическая флора. Севернее, в Западной и Восточной Европе и на юге Сибири (Уссурийский край),— лиственный листопадный и смешанный лес. Остальная Сибирь была покрыта хвойной тайгой. В области современных степных пространств юго-западной Сибири, Монголии, Китая располагалась травянистая растительность, возникшая, как полагают, в миоценовое время.

Сходные изменения флоры констатированы и в Северной Америке, где в неогене также вымирали теплолюбивые формы и к концу плиоцена флора приблизилась к современной. Это совпадение показывает, что вытеснение южных форм северными было общим для всего северного полушария; его причиной могло быть только общее похолодание в этой части земной поверхности. Что происходило в южном полушарии, за отсутствием фактических данных, мы не знаем, но, по всей вероятности, и там флора развивалась в аналогичном направлении.

В наземной фауне млекопитающих на границе палеогена и неогена происходят значительные изменения: вымирают древние примитивные хищники-креодонты, из копытных — амблиподы, частью титанотерии, ряд групп парнокопытных. Взамен во всех ветвях млекопитающих развиваются современные семейства и роды хищных, копытных, хоботных. В миоцене появляются: медведи, гиены, куницы, собаки, барсуки, мастодонты, носороги, свиньи, антилопы, быки, овцы, жирафы, человекообразные обезьяны; в плиоцене к ним прибавляются: ласки, россомахи слоны, гиппопотамы, гиппарионы и настоящие лошади.

В неогене, так же как в палеогене, мы можем следить не только за появлением новых форм, но и за историей отдельных фаунистических областей, их взаимодействием, миграцией отдельных родов и целых комплексов их и т. д. Это представляет не меньший интерес, чем появление новых форм.

В нижне- и среднемиоценовую эпоху фауны Северной Америки и Евразии развиваются обособленно. В Евразии в это время обитает чрезвычайно богатый комплекс хищных, включающий собак, кошек, махайродусов, гиен, виверр и др. Здесь же развивается много форм хоботных, как, например, мастодонт и своеобразный *Dinotherium,* у которого бивни были загнуты не вверх, как у всех слоновых, а вниз и располагались на нижней, а не на верхней челюсти. Появляются первые

рогатые олени и первые однорогие носороги, продолжают развиваться обезьяны. В то же время здесь полностью отсутствуют представители верблюдов и относительно слабо развиваются однокопытные, в частности формы лошадиной линии.

Сравнительное изучение находок в Европе, Индии и Африке позволяет установить, что родиной мастодонтов, носорогов, медведей, обезьян и ряда других форм является, повидимому, частью Азия (Индия), частью Африка (для мастодонтов), и отсюда уже они мигрировали в среднемиоценовое время в Европу.

Нижне- и среднемиоценовая фауна в Северной Америке менее разнообразна. В ней нет хоботных (мастодонтов), рогатых оленей, обезьян, значительно беднее представлены хищные — лишь семейством собак, махайродусов и соболиных. Зато в нижнемиоценовое время здесь необычайно развиты гигантские титанотерии, а высшие копытные представляют большее разнообразие форм, чем в Европе. Фауна Америки вместе с тем отличается от одновременной европейской своим степным характером.

В верхнемиоценовое время обе эти, доселе разделенные, зоогеографические провинции вступают в общение и в результате происходит обширная миграция форм из одного континента в другой. В Северную Америку устремляется поток хоботных (мастодонтов), хищных, носорогов и т. д., Евразия же обогащается представителями лошадиной линии. Эта связь и миграции в конце верхнего миоцена и начале плиоцена ослабевают, хотя и не прекращаются совсем.

Конец миоцена и нижний плиоцен представляют замечательный момент в истории фауны Евразии. На огромных пространствах южной Европы, Малой Азии, северной Африки, южной Азии, Тибета, Китая развивается чрезвычайно богатое и характерное сообщество млекопитающих, получившее название фауны Пикерми, по знаменитому местонахождению ее у Пикерми (близ Афин, в Греции). В состав пикермийской фауны входят безрогие носороги (*Aceratherium*), хоботные (*Mastodon, Dinotherium* и др.), многочисленные и разнообразные антилопы, газели, жирафы, свиньи, гиппарионы, махайродусы, гиены, ряд форм медвежьей линии, наконец, человекообразные обезьяны и единственный представитель неполнозубых. Те же формы жили на юге Западной Сибири; в южной Азии к ним присоединяются некоторые своеобразные типы.

Во второй половине плиоценовой эпохи мастодонты, тапиры, гиппарионы и многие другие формы в Европе исчезают, переселяясь в тропические части Африки и Азии. Взамен из Индии в Европу мигрируют крупный *Elephas meridionalis* (южный слон), быки, бизоны, олени, настоящие медведи (*Ursus*), макаки.

Плиоценовая фауна Северной Америки характеризуется большим развитием носорогов и крупных специализированных мастодонтов.

Миоценовая фауна млекопитающих Южной Америки совершенно иная. «Она состоит из неполнозубых, которые на Северном континенте имели лишь жалкое существование, здесь же совершенно своеобразно и широко развились... затем из копытных, которые образуют ряд уклоняющихся групп, частью предвосхищающих тип однокопытных Северного континента, частью же имеющих смешанный характер и вымирающих в конце третичного периода; из грызунов, которые также образуют здесь обособленную группу и лишь позднее переселяются на Северный континент. Сюда же относятся плосконосые обезьяны, свойственные и ныне этому материку, и, наконец, сумчатые, как американского типа, которые имелись в палеогене и на Северном континенте, так и австралийского. Особенно большим развитием пользуются сумчатые и грызуны,

которые достигают в это время максимума своего расцвета. Что касается типичных для Северного континента групп копытных, хоботных, хищных, насекомоядных и рукокрылых, то их совсем здесь нет» (А. А. Борисяк [7]).

Резкое отличие миоценовой фауны Южной Америки от фауны северного полушария явилось следствием географической изоляции Южноамериканского континента от северных территорий. Но в середине плиоцена Южная Америка объединяется с Северной через Панамский перешеек и по этому каналу начинается обширная миграция североамериканских форм к югу. В Южную Америку переселяются кошки (в широком смысле слова), махайродусы, медведи, собаки, шакалы, верблюды (ламы), лошади, олени, свиньи. Ввиду наплыва новых конкурентов, особенно хищных, плохо защищенная против них туземная фауна Южной Америки быстро беднеет и в значительной мере вымирает; выживает лишь ограниченное число форм; ленивцы, муравьеды, лемуры, броненосцы и т. д.

Последним центром неогенового развития млекопитающих была Австралия, но по отсутствию данных история этой зоогеографической области, как и раньше, остается не вскрытой. В неогене, повидимому, этот район был попрежнему полностью изолирован от других и являлся очагом развития низших млекопитающих: сумчатых и однопроходных.

В силу того, что неогеновая эпоха отличается, как увидим ниже, ярко выраженной регрессией, морские отложения ее известны мало и главным образом в виде мелководных фаций. Наряду с этим широко развиты солоноватые водоемы со свойственным им органическим миром.

В нормально-морских осадках представлены те же группы морских животных, что и в палеогене,— особенно изобильны двустворки, гастроподы, морские ежи, отчасти мшанки. Среди семейства нуммулитов удерживается лишь род *Heterostegina,* живущих в тропической области и поныне; удерживаются также лепидоциклины, миогипсины и *Amphistegina.* Из морских ежей *Clypeaster, Scutella* и *Schizaster* достигают расцвета, *Echinolampus* же находится в упадке. В остальных классах, особенно у двустворок, подавляющая масса форм принадлежит современным родам и различается лишь видовым составом родов.

Все яснее выявляются современные зоогеографические провинции. Так, в Англии, Голландии и Бельгии в фауне встречаются арктические формы (*Lucina borealis, Cardium groenlandicum, Cyprina islandica* и др.); близ Антверпена найдены массовые скопления китов, что также придает бореальный отпечаток фауне. Южная холодная область с современного типа фауной обозначается в Чили, Патагонии, на Новой Зеландии. В экваториальной зоне обитает наиболее богатая и разнообразная фауна. «Поразительно,—пишет Шаффер [64],—что вплоть до середины миоцена удерживается большое сходство между фаунами Средней и Южной Америки и Средиземноморской области. Поэтому нужно допустить наличие связей между названными областями через посредство цепей островов, локализация которых, однако, достаточно проблематична». Кораллы (рифостроющие) ограничиваются почти исключительно современными широтами и наиболее развиты у Красного моря, на Яве, в Японии и т. д.

Солоноватоводная фауна неогена весьма специфична и будет описана в дальнейшем при разборе отдельных участков земной коры.

Стратиграфическое деление неогена сложное и в еще большей степени имеет локальный характер, чем в палеогене. Не ставя себе задачей сводку хотя бы основных схем стратиграфии неогена, укажем лишь, что для западной половины Средиземноморской геосинклинальной

области, где наиболее развиты и изучены неогеновые отложения, стратиграфическая схема имеет следующий вид.

Основные хронологические подразделения	Фации нормального моря		Фации солоноватоводных бассейнов	
			Черноморский бассейн	Каспийский бассейн
Плиоцен		Калабрийский ярус (=виллафранский)	Чаудинский ярус	Апшеронский ярус
			Куяльницкий ярус	Акчагыльский ярус
			Киммерийский ярус	Продуктивная толща
	III. Средиземноморский ярус	Плезанский[1] ярус	Понтический ярус	
		Сахельский ярус	Мэотический ярус	
Миоцен	II. Средиземноморский ярус	Венский ярус	Сарматский ярус	
		Тортонский ярус	4. Конкский горизонт 3. Караганский „ 2. Чокракский „ 1. Тарханский „	
	I. Средиземноморский ярус	Гельветский ярус	Верхи майкопской свиты	
		Бурдигальский ярус		
Олигоцен		Аквитанский ярус (некоторыми авторами относится к миоцену)		

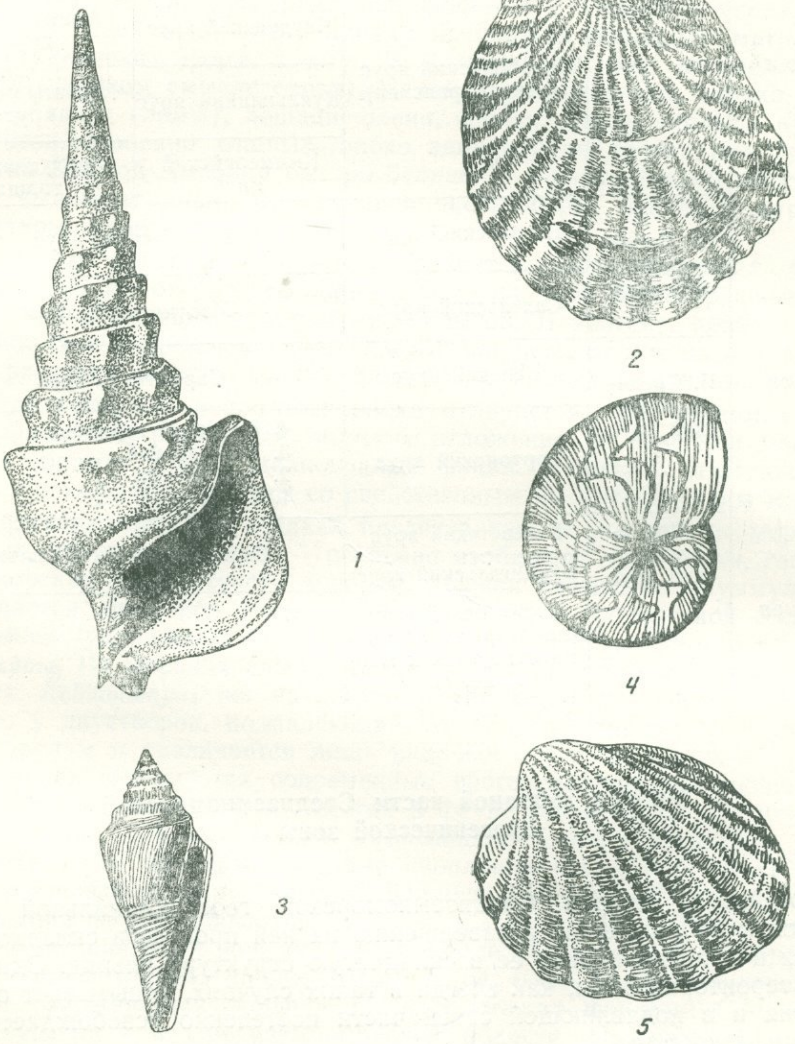
2. Миоцен западной части Средиземноморской орогенической зоны

Неогеновая история Средиземноморской геосинклинальной зоны сводится к продолжению и завершению на ней процессов складкообразования и к превращению ее в складчатую структуру альпид. Одновременно территория зоны, как всегда в таких случаях, испытывает общие поднятия и в подавляющей своей части постепенно освобождается от морского покрытия.

Благодаря хорошей изученности неогеновых отложений, этот процесс воздымания складчатых структур и отмирания морских бассейнов раскрыт здесь с очень большими деталями, а фациальный анализ самих неогеновых отложений Средиземноморья принадлежит к лучшим достижениям исторической геологии и имеет большое методическое значение. Поэтому мы остановимся на изложении неогеновой истории Средиземноморской зоны с большей детальностью, чем ранее.

[1] В составе плиоцена над отложениями плезанского яруса в Италии выделяются еще отложения астийского яруса. Но по наблюдениям М. Жинью этот ярус не имеет специфической фауны; нижняя его половина принадлежит еще плезанскому веку, верхняя — калабрийскому.

ПРЕДСТАВИТЕЛИ МОРСКОЙ ФАУНЫ НЕОГЕНА



1—Cerithium giganteum; *2*—Ostrea ventilabrum; *3*—Conus dujardini; *4*—Aturia aturi; *5*—Cardita jouanetti

А. Нижнемиоценовое время

В нижнемиоценовое время в западной половине Средиземноморской геосинклинальной зоны обозначается серия крупных, связанных друг с другом морских водоемов. Наиболее значительный из них обнимает

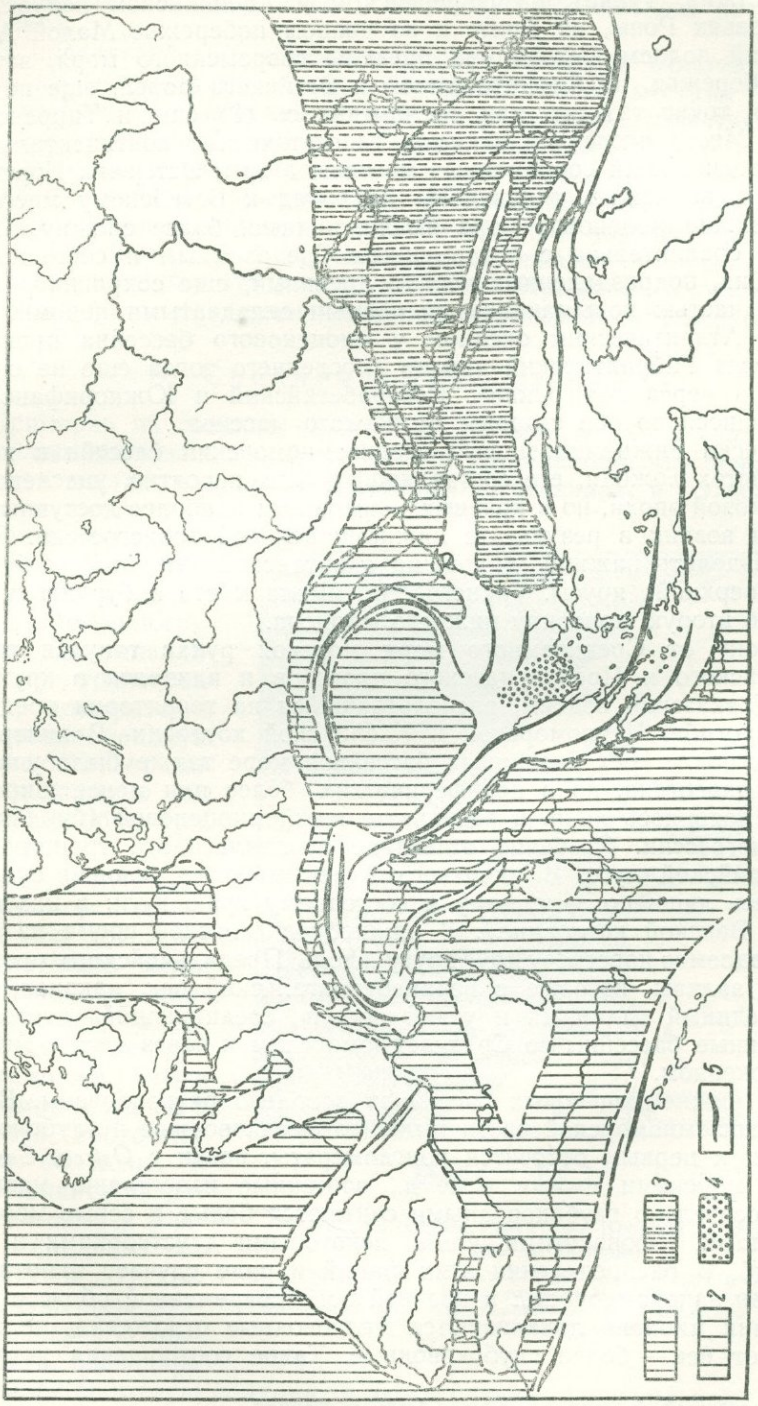


Рис. 81. Палеогеография Средиземноморской зоны в конце нижнего миоцена и в среднемиоценовое время
1—Море нормальной солености в конце нижнего миоцена; *2*—трансгрессия в среднем миоцене; *3*—опресненный водоем среднего миоцена; *4*—озерные отложения эгейской суши; *5*—растущие горные сооружения

территорию современного собственно Средиземного моря, другие располагаются в Предальпийском, Предкарпатском и Крымско-Кавказском прогибах и на Паннонской низменности (рис. 81).

Западный бассейн и по конфигурации и по размерам напоминал современное Средиземное море, но лишь в общих чертах. В северной Африке (Алжир, Тунис), на Пиренейском и Апеннинском полуостровах, в низовьях Роны, на Крите и на южном побережье Малой Азии этот древний водоем выходил за пределы современного моря, затопляя его побережья, но Адриатического и Эгейского морей, еще не существовало, точно так же, как не наметилась (?) еще и Тирренская котловина. Место последней занимал гипотетический континентальный массив, объединявший современные массивы Мор и Эстерель, Корсику, Сардинию и, возможно, тянувшийся на запад к Бетийскому массиву. В общем нижнемиоценовое море имело, видимо, более сложную конфигурацию сравнительно с современным Средиземным и состояло из серии ложбин, подразделенных частью древними, еще сохранившимися массивами, частью подымающимися новыми складчатыми цепями. Сообщение с Атлантическим океаном у миоценового бассейна происходило не через Гибралтарский пролив (последнего тогда еще не существовало), а через два рукава: Северобетийский и Южнорифанский, располагавшиеся по обе стороны Бетийского массива.

Генетически нижнемиоценовый средиземноморский бассейн в центральных частях ложбин, его составлявших, был, вероятно, унаследован от палеогеновой эпохи, но в краевых,— ныне нам наиболее доступных,— районах он возник в результате нижнемиоценовой трансгрессии. Принято подразделять нижний миоцен на аквитанский (нижний) и бурдигальский (верхний) ярусы. Трансгрессия имела место в бурдигальский век, т. е. во вторую половину нижнего миоцена.

К востоку от Средиземного моря морской рукав тянулся вдоль Предальпийского и Предкарпатского прогибов и вливался в крупный Крымско-Кавказский водоем, располагавшийся на территории предкавказского прогиба, Черноморской и Каспийской котловин. В центральных частях почти всех названных бассейнов море также было унаследовано от палеогена, но в периферических, более или менее широких зонах оно появилось лишь в результате нижнемиоценовой (бурдигальской) трансгрессии. Особенно отчетливо проявилась эта трансгрессия в предальпийской дуге. В аквитанский век морские условия существовали здесь лишь по западному и восточному краю дуги: в низовьях Роны и в Венской котловине [1]. В нижнебурдигальское время из этих краевых водоемов навстречу друг другу вдоль Предальпийского прогиба вырастают заливы, которые в верхнебурдигальский век, наконец, сливаются в единый длинный и узкий пролив, соединяющий восточнее расположенные бассейны со Средиземноморским и через него с Атлантическим океаном.

Осадки нижнемиоценовых бассейнов довольно разнообразны. В западной средиземноморской части выделяют мелководные и глубоководные фации; к первым относятся конгломераты, пески с *Ostrea, Cardita, Solenomya,* морскими ежами и т. д., зоогенные известняки, местами флиш; относительно глубоководными считаются белые и серые мергели с птероподами, головоногими *Aturia,* некоторыми двустворками и скелетами рыб. В распределении этих фаций в ряде случаев отмечается характерная закономерность: в краевой зоне современной области распространения миоцена локализуются мелководные отложения; по мере удаления от нее — более глубоководные. Такие соотношения установ-

[1] Депрессионный участок на стыке Альп и Карпат.

лены, например, по северной окраине Апеннинского хребта, в Северобетийском проливе и в горах Атласа. Они доказывают, что центральные части этих гор в миоцене действительно существовали и продолжали дальше формироваться. Богатство и разнообразие фауны в песчаных и известняковых осадках свидетельствует, что нижнемиоценовое Средиземное море было совершенно нормальным по солености водоемом.

В предальпийском и предкарпатском проливах отлагаются исключительно мелководные пески, галечники, глины, местами (например, в устье Роны и в Венской котловине) раковинные известняки с *Lithothamnium*, мшанками, ежами (*Cidaris, Clypeaster, Scutella*), крупными *Pecten*. Несмотря на прихотливость и узость проливов, соленость их воды не отличалась от нормальной. В Крымско-Кавказском бассейне в нижнем миоцене возникают песчано-глинистые породы верхов майкопской свиты. Физико-географическая обстановка их отложения не вполне ясна, но возможно, что уже в это время Крымско-Кавказский водоем сравнительно с западными отличался некоторой опресненностью.

В. Среднемиоценовое время

Примерно на границе нижнего и среднего миоцена складкообразовательные движения в области альпид усиливаются, что приводит в отдельных местах, например, в Северных Апеннинах, в Атласе, на Кавказе, к появлению угловых несогласий и к некоторому отступлению моря. Но очень быстро погружения восстанавливаются, трансгрессия продолжается и в среднемиоценовую эпоху достигает своего максимума за миоцен вообще (см. рис. 81).

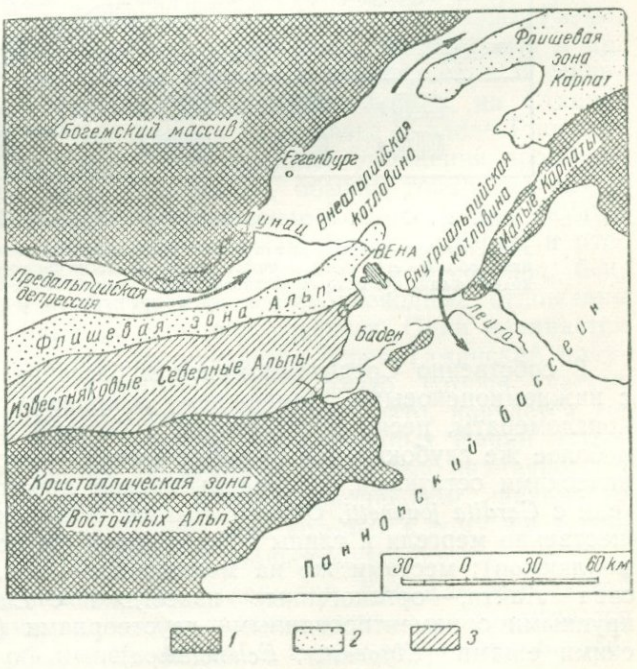


Рис. 82. Схема структуры Венской котловины (по М. Жинью)

1—палеозойские массивы; *2*—зона мезозойского и кайнозойского флиша; *3*—мезозой Восточных альп. Направление соединений между Предальпийским, Предкарпатским и Паннонским бассейнами показано стрелками

В собственно Средиземноморском бассейне эта трансгрессия сказалась мало; очертания и площадь моря здесь остаются практически теми же, что в нижнемиоценовый век. Но восточнее следы ее ясны. В предальпийской дуге затопляются участки в среднем течении Роны до г. Лиона и северные участки Баварской низменности, благодаря чему море вплотную подходит в одном случае к Центральному Французскому плато, в другом—к Богемскому массиву. Одновременно море

вторгается в так называемую внутриальпийскую часть Венской котловины и Паннонский бассейн соединяется с прочими частями средиземноморского моря (рис. 82). Восточнее заливаются вся Галиция, Бессарабия, Волыно-Подольская территория, южная часть Русской платформы и большая часть Закаспийской области (до Аральского моря). Возможно, что среднемиоценовый бассейн продвигался и далее на юго-восток, но продолжение его здесь пока достоверно не прослежено.

Физико-географическая обстановка внутри очерченного огромного среднемиоценового водоема была неоднородна. Отчетливо различались западная часть, простиравшаяся примерно до Крыма, и восточная — крымско-кавказская.

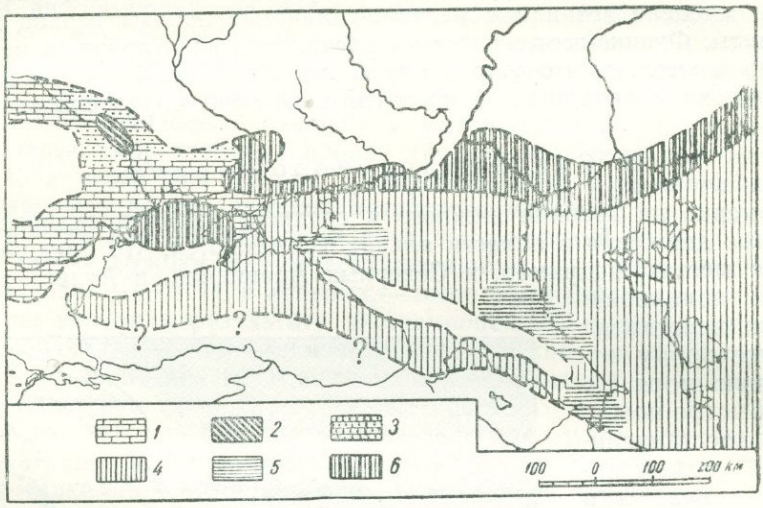


Рис. 83. Фации среднего миоцена в Крымско-Кавказской области

1—бессарабско-подольский тип (главным образом известняки); *2*—рифовые известняки, образующие возвышенность толтр; *3*—песчано-глинистая фация; *4*—мелководная фация крымско-кавказского типа; *5*—глубоководная фация крымско-кавказского типа; *6*—трансгрессия моря

В собственно Средиземноморском бассейне осадки и фауна сходны с нижнемиоценовыми. Попрежнему в краевых частях моря отлагаются конгломераты, пески и известняки с богатой и разнообразной фауной, в более же глубоких центральных частях — мергели со скудными органическими остатками. В предальпийском проливе — пески, глины, мергели с *Cardita jouanetti, Ostrea crasissima*. В Венской котловине — преимущественно мергели и глины с богатейшей фауной (до 1000 видов одних моллюсков); местами же на мелководьи,— как, например, вокруг массива Лайта,— органогенные известняки с *Lithothamnium*, мшанками, крупными орнаментированными двустворками (*Spondylus, Pecten*), морскими ежами (*Clypeaster, Echinolampa*).

В предкарпатском морском участке в прибрежной полосе (рис. 83); граничащей с Карпатами, отлагались пески и глины, в средней же большей части бассейна известковые осадки с необычайно богатой фауной пелеципод (*Ostrea, Chama, Pecten, Cardium, Cardita, Pholadomya* и пр.), гастропод (*Trochus, Vermetus, Cerithium, Turritella, Murex*), мшанок, известковых водорослей (*Lithothamnium*), брахиопод, ежей и т. д. Среди этого известкового поля в бассейне р. Днестра протягивался огромный (до 300 *км* в длину и 20 *км* в ширину) мшанково-коралловый

риф [1], сходный до известной степени с современным барьерным рифом у восточных берегов Австралии. В непосредственном соседстве с северным (платформенным) берегом моря опять располагалась полоса песчано-глинистых осадков, также с обильной фауной.

В этой краткой характеристике западной части среднемиоценового моря бросается в глаза, что фауна отличается чрезвычайным богатством и разнообразием. Здесь представлены все классы морских животных, от фораминифер, губок, кораллов, брахиопод, мшанок, головоногих, морских ежей до морских позвоночных. Особенно важно наличие не только эвригалинных форм, но и стеногалинных, как кораллы, брахиоподы, морские ежи. Это делает несомненным, что вся западная часть среднемиоценового бассейна была нормальным морем и не отличалась по солености сколько-нибудь значительно от современного океана. Существенно также, что все типы осадков обладают здесь донной фауной (бентосом). Очевидно, необходимый животным кислород подавался до самого дна в достаточных количествах; иначе говоря, и газовый режим моря был здесь совершенно нормальным.

Иные условия характеризовали восточную половину среднемиоценового водоема, начиная с Крыма. Здесь также отлагались мелководные и глубоководные осадки. Первые представлены обычно маломощными песками, частью глинами и ракушечниками с богатой, но качественно очень однообразной фауной. В ней нет кораллов, брахиопод, морских ежей и звезд, головоногих моллюсков, и даже пелециподы и гастроподы, главные ее члены, резко уступают по числу родов и видов фауне западных бассейнов. Наиболее часты: из пелеципод *Leda fragilis, Pecten, Tapes, Spaniodontella, Syndesmya*; из гастропод *Nassa, Mohrensternia* и др. Мелководные отложения такого типа широко распространены в северном Крыму, вдоль южной окраины Русской платформы, на Ставропольском плато (у Северного Кавказа), в Закавказье — вдоль Рионско-Куринской депрессии, в Закаспии. Глубоководные отложения представлены огромными толщами глин и мергелей, обычно тонкослоистых и богатых органическим веществом; органические остатки в них скудны и принадлежат нектону — рыбам, планктонным фораминиферам и птероподам *Spirialis*, очень редко единичным пелециподам *Syndesmya;* бентос, как правило, полностью отсутствует. Глубоководные отложения развиты на двух ограниченных по площади участках. Один начинается в восточном Крыму и на восток протягивается через Таманский полуостров до западной окраины Ставропольского плато. Второй участок начинается у восточной окраины Ставропольского плато, кончается же в Закаспийской области. Следы наличия глубоководных фаций встречаются также в устьевых частях Рионской и Куринской низменностей. Очевидно, в перечисленных пунктах в среднемиоценовом кавказском море располагались глубокие котловины, дно которых к тому же погружалось гораздо быстрее окружавших их мелководных полос.

Из сравнения среднемиоценовых отложений Крымско-Кавказской области с более западными видно, что главное отличие их заключается в резком качественном обеднении фауны и в приуроченности бентоса только к мелководным отложениям. Фауны такого рода мы неоднократно встречали в бассейнах аномальной солености, но то были по большей части бассейны осолоняющиеся. В данном случае, наоборот, имеются отчетливые указания на опреснение бассейна. Как указал Н. И. Андрусов, среднемиоценовое море Крымско-Кавказской области

[1] Этот риф образует сейчас в Бессарабии и Подолии гряды холмов, известных под названием «Толтр» или «медоборов» и потому часто называется толтровым рифом.

по фауне наиболее напоминало современное Черное, которое, как известно, также лишено кораллов, брахиопод, ежей и головоногих и обладает главным образом гастроподовой и пелециподовой фауной. Больше того, сравнение показало, что по крайней мере 80% среднемиоценовых родов представлено и в современном Черном море. Очевидно, соленость среднемиоценового Крымско-Кавказского водоема была очень близка к солености современного Черного моря: это был бассейн со значительно опресненной водой.

Что касается отсутствия бентоса в глубоководных отложениях Крымско-Кавказской зоны, то причину его А. Д. Архангельский видит в сероводородном заражении придонных вод глубоких котловин, что весьма правдоподобно. Это обстоятельство только усиливает аналогию среднемиоценового моря с современным Черным.

Итак, хотя южноевропейское среднемиоценовое море палеогеографически и выглядело единым целым, в действительности это были два бассейна с разным комплексом физико-географических условий.

Западная половина была морем с нормальной соленостью и нормальным газовым (и вообще гидрологическим) режимом. На востоке бассейн был опреснен и заражен H_2S в глубоких придонных слоях котловин и вообще отличался ненормальным гидрологическим режимом, приближающимся к режиму современного Черного моря.

Естественно задать вопрос, чем же вызывалось указанное отличие физико-географической обстановки в разных частях водоема? Анализируя этот вопрос, Н. И. Андрусов показал, что основная причина лежала в различном количестве атмосферной влаги, поступавшей в западную и восточную части моря. В западной половине водоразделы всюду были близки к берегу и речной сток был маломощным. В области же Крымско-Кавказской на севере располагался огромный континентальный массив — Русская платформа, дренируемая крупными водотоками, аналогичными современным Волге и Днепру, долины которых уже закладывались в то время. Вследствие обширности водосборов платформенных речных артерий количество воды, ими приносимое, было колоссально. Эта вода и опресняла поверхностный слой крымско-кавказской половины среднемиоценового моря. Сероводородное заражение глубоких котловин моря было лишь другим следствием речного стока, что нами уже разобрано в главе III (первой части).

С. Верхнемиоценовое время

В верхнемиоценовое время поднятия и складчатые движения в Средиземноморской зоне оживляются и это приводит к характерным изменениям всей палеогеографии и биономии морских бассейнов (рис. 84).

Уже в самом начале верхнего миоцена, благодаря поднятиям Альп и усиленному сносу обломочного материала, «засыпается» предальпийский пролив. На месте его в верхнемиоценовое время возникают так называемые верхние пресноводные молассы — накопление континентальных песчано-конгломератовых пород. Западная и восточная половины прежде единого Средиземноморского бассейна с этого времени до конца неогена остаются изолированными и развиваются самостоятельно.

В западной части собственно Средиземноморского бассейна верхнемиоценовая эпоха была временем резко выраженной регрессии. Морские отложения с нормальной фауной сохраняются лишь в ничтожном числе мест. Узкая полоса их тянется вдоль южнорифанского пролива (к югу от Бетийского массива) в северной Африке; отдельные находки

их сделаны также в южной Сицилии и на о. Крите. Очевидно, Средиземноморский бассейн в верхнемиоценовое время существовал в основ-

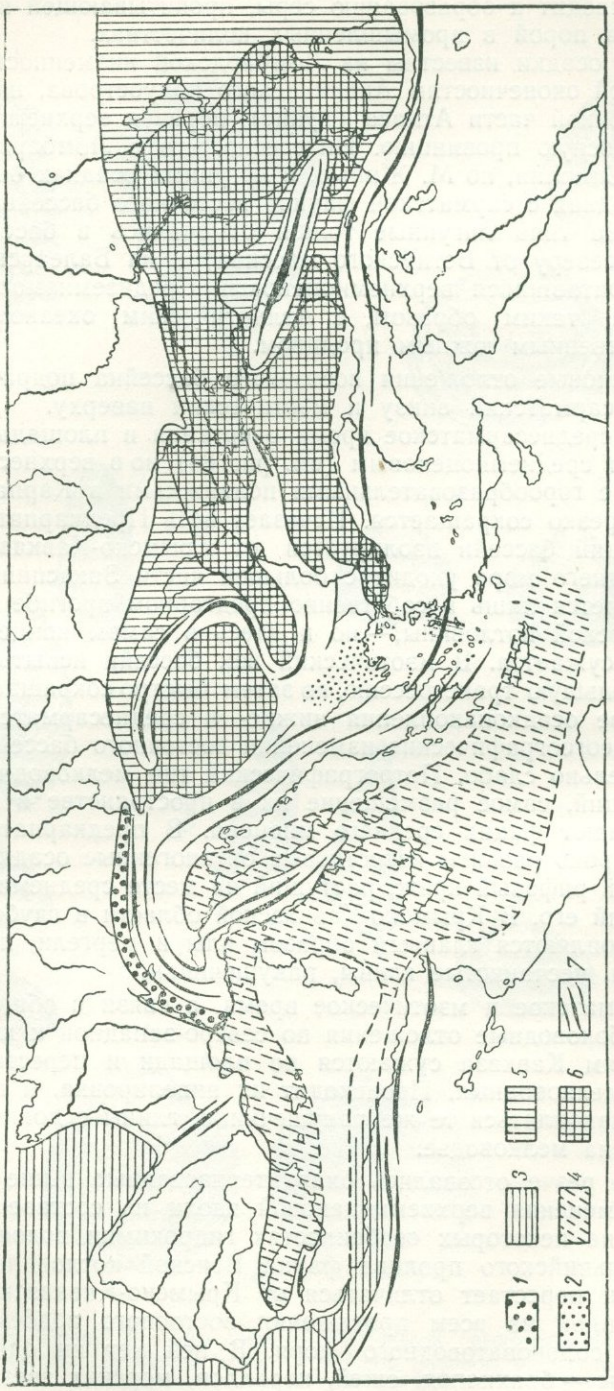


Рис. 84. Фации верхнего миоцена в Средиземноморской области

1—грубообломочные континентальные отложения Предкарпатского района; *2*—озерные отложения на Балканах и на Эгейской суше; *3*—нормальное море западного Средиземноморья; *4*—лагуны кое-где с включением слоев нормально морских отложений; *5*—*6*—солоноватоводный внутренний водоем нижне- и среднесарматской эпох; *6*—то же верхнесарматской эпохи; *7*—растущие складчатые структуры

ном внутри современных границ Средиземного моря, располагаясь в наиболее глубоких частях прежних котловин. На остальных же, более

приподнятых, частях этих впадин отлагались частью пресноводные (речные) осадки, частью лагунные глины, мергели, известняки с гипсом; породы эти часто битуминозны, причем битум, восстанавливая сульфаты, нередко приводит к образованию серы, пропитывающей известняки и скопляющейся порой в промышленных количествах.

Такого рода осадки известны из Ломбардской низменности, по восточной и южной оконечностям Апеннинского полуострова, на о-ве Сицилии и в восточной части Атласа (Тунис), образуя верхнемиоценовую лагунную сероносную провинцию. Интересно, что в Ломбардской низменности и на Сицилии, по М. Жинью, в лагунных осадках была встречена фауна, сходная с сарматской фауной восточного бассейна (*Mactra, Ervilia*). Того же типа лагунные толщи отмечались в бассейне Гвадалквивира (к северу от Бетийского массива) и на Балеарских островах. Резко сократившийся верхнемиоценовый Средиземноморский бассейн сообщался, таким образом, с Атлантическим океаном уже не двумя, а единственным южным проливом.

Верхнемиоценовые отложения восточного бассейна подразделяются на два яруса: сарматский внизу и мэотический наверху.

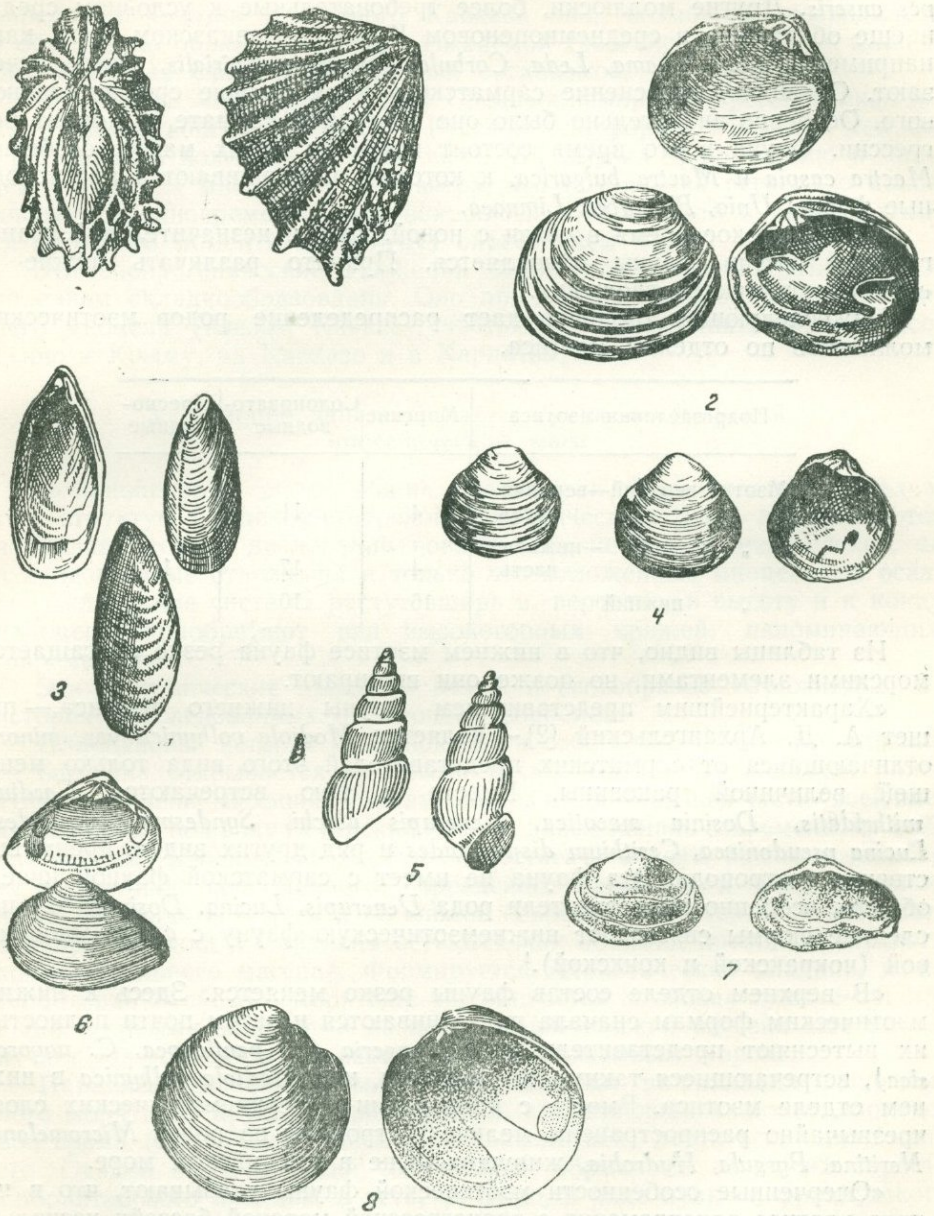
В нижне- и среднесарматское время очертания и площадь бассейна близко отвечают среднемиоценовым (см. рис. 84), но в верхнесарматское время, в связи с горообразовательными подвижками в Карпатах и на Кавказе, море резко сокращается. Исчезает весь Предкарпатский прогиб и Паннонский бассейн изолируется от Крымско-Кавказского. На площади последнего море уходит с большей части Закаспия и Закавказья и сохраняется лишь в собственно предгорном прогибе и на площади Черноморской котловины,— но и здесь в самом конце верхнего сармата резко сужается. В мэотический век бассейн испытывает вначале очень небольшую трансгрессию, но затем быстро сокращается вновь.

На характере осадконакопления нижне- и среднесарматской эпохи отмеченные палеогеографические изменения восточного бассейна сказываются относительно слабо. Петрографический тип мелководных и глубоководных фаций, самое размещение их в пространстве в это время весьма напоминают фации среднего миоцена. В предкарпатской зоне по прежнему широко развиты известковые органогенные осадки и среди них — толтровый рифовый кряж, растущий на месте среднемиоценового и продолжающий его. В Крымско-Кавказской области в глубоководных котловинах накопляются главным образом илы и мергели, по периферии же — пески, песчанистые глины, ракушечники.

В верхнесарматское и мэотическое время, в связи с общей регрессией моря, глубоководные отложения по северо-западной и юго-восточной оконечностям Кавказа сужаются по площади и перестают резко отличаться от мелководных. Происходит их нивелировка, и в котловинах начинают накопляться те же ракушечники, глины с донной фауной и пески, что и на мелководье.

Несравненно резче отозвались охарактеризованные выше палеогеографические изменения верхнемиоценовой эпохи на составе фауны и, следовательно, на некоторых особенностях гидрохимии водоема. С закрытием предальпийского пролива фауна Венской котловины и предкарпатской дуги перестает отличаться от Крымско-Кавказской и становится однотипной на всем протяжении восточного водоема. Это — фауна типично солоноватоводного моря. В ней нет ни одной стеногалинной группы — брахиопод, ежей, кораллов, морских звезд, головоногих — и остаются лишь эвригалинные формы — некоторые мшанки, строящие толтровый сарматский риф, пелециподы и гастроподы. Но и из этих групп остаются, изменяясь и диференцируясь, лишь такие роды моллюсков, которые могут приспособляться к воде с пониженной

ПРЕДСТАВИТЕЛИ СОЛОНОВАТОВОДНОЙ ФАУНЫ НЕОГЕНА



1—Cardium Fittoni; *2*—Tapes gregaria; *3*—Congeria novorossica; *4*—Spassiodontella; *5*—Hydrobia; *7*—Mactra caspia; *6*—Mactra podolica; *8*—Dosinia maeotica

соленостью. Из гастропод это преимущественно *Cerithium (C. disjunctum, C. nodosoplicatum), Trochus (podolicus), Buccinum, Bulla (lajonkareana);* из пелеципод — *Cardium (C. obsoletum C. fittoni, C. protractum, C. plicatum), Mactra eichwaldi M. vitaliana, M. caspia, M. bulgarica Tapes (gregaria), Syndesmya (reflexa), Ervilia (podolica), Cryptomactra pes anseris.* Другие моллюски, более требовательные к условиям среды и еще обитавшие в среднемиоценовом Крымско-Кавказском море, как, например, *Pecten, Chama, Leda, Corbula, Aporrhais, Spirialis,* теперь исчезают. Очевидно, опреснение сарматского моря больше среднемиоценового. Особенно значительно было оно в верхнем сармате, в момент регрессии. Фауна в это время состоит почти из одних мактр, особенно *Mactra caspia* и *Mactra bulgarica,* к которым примешиваются пресноводные формы *Unio, Planorbis, Limnaea.*

В мэотическое время в связи с новой, хотя и незначительной, трансгрессией состав фауны обновляется. Принято различать нижне- и верхнемэотические отложения.

Нижеследующая табличка дает распределение родов мэотических моллюсков по отделам мэотиса.

Подразделения мэотиса	Морские	Солоноватоводные	Пресноводные
Мэотис верхний—верхняя часть	4	11	6
„ „ —нижняя часть	4	17	1
„ нижний	16	10	0

Из таблицы видно, что в нижнем мэотисе фауна резко обогащается морскими элементами, но позже они вымирают.

«Характернейшим представителем фауны нижнего мэотиса,— пишет А. Д. Архангельский [2],— является *Modiola volhynica* var. *minor,* отличающаяся от сарматских представителей этого вида только меньшей величиной раковины. Вместе с нею встречаются *Cardium mithridatis, Dosinia maeotica, Venerupis abichi, Syndesmya tellinoides, Lucina pseudonivea, Cerithium disjunctoides* и ряд других видов, преимущественно гастропод». Эта фауна не имеет с сарматской фауной ничего общего, особенно представители рода *Venerupis, Lucina, Dosinia;* эти последние формы связывают нижнемэотическую фауну с среднемиоценовой (чокракской и конкской).[1]

«В верхнем отделе состав фауны резко меняется. Здесь к нижнемэотическим формам сначала примешиваются и затем почти полностью их вытесняют представители рода *Congeria (C. panticapea, C. novorossica),* встречающиеся такими же массами, как *Modiola volhynica* в нижнем отделе мэотиса. Вместе с конгериями в верхнемэотических слоях чрезвычайно распространены мелкие гастроподы из родов *Micromelania, Neritina, Pyrgula, Hydrobia,* живущих ныне в Каспийском море.

«Очерченные особенности мэотической фауны указывают, что в начале мэотиса одновременно с трансгрессией морской бассейн несколько осолонился, но последующая регрессия вновь его опреснила, что хорошо видно из приведенной выше таблицы. По родовому составу фауны и, вероятно, по солености, мэотический бассейн ближе всего напоминает современное Азовское море (Lacus Maeotis), от которого он и получил свое название» [2].

[1] Чокракские и конкские слои являются подразделениями среднего миоцена Крыма и Кавказа.

Отметим еще одну черту биономии верхнемиоценовых бассейнов. Донная фауна встречается во всех типах осадков — и мелководных, и глубоководных, хотя в последних она и отличается значительной бедностью. Очевидно, сероводородное заражение в глубоких котловинах в сарматское время прекратилось или было ничтожно. Только на один краткий промежуток времени — в среднем сармате — на территории передовых хребтов Восточного Кавказа оно, возможно, возродилось и обусловило образование так называемой грозненской свиты — сильно битуминозных сланцев без донных организмов.

В целом за миоценовую эпоху Средиземноморская орогеническая зона с прилежащими участками Русской платформы испытала как бы одно крупное колебание сперва вниз, что вызвал трансгрессию в нижнем и среднем миоцене, затем вверх, что обусловило регрессию конца миоцена и одновременно сопровождалось общим (хотя и колеблющимся от одного момента к другому) опреснением моря.

Эти эпейрогенические движения осложнялись неоднократным проявлением складкообразования. Оно приходится частью на конец нижнего миоцена (Альпы, Кавказ), частью же на верхний миоцен (особенно в Крыму, на Кавказе и в Карпатах).

3. Плиоцен западной части Средиземноморской орогенической зоны

В плиоценовую эпоху общие поднятия и формирование складчатых структур Средиземноморской орогенической зоны продолжаются и усиливаются. В дислокации вовлекаются не только мезозойские, но и палеогеновые отложения и только что отложенные миоценовые осадки. Складчатые системы растут вширь и, вероятно, в высоту и к концу плиоцена приобретают вид высокогорных кряжей, напоминающих современные.

Эти тектонические процессы резко и своеобразно отражаются на истории унаследованных от миоцена водоемов.

Плиоценовая история западной части собственно Средиземноморского бассейна открывается крупными расколами и погружениями ранее существовавших массивов. Разламывается и на большей части своей площади уходит под воду Бетийский массив, давая начало современному Гибралтарскому проливу. Та же судьба постигает массив, располагавшийся на территории современного Тирренского бассейна, и впервые начинают, обозначаться, хотя и не вполне современные, очертания этой котловины; Корсика и Сардиния остаются как обломки прежнего крупного континентального массива. Формируется Адриатическая впадина, но на территории Эгейского моря еще удерживается Эгейская суша с обширными озерными водоемами на ней и Черноморский бассейн еще не получает прямой связи с плиоценовым Средиземным морем.

Параллельно с расколами и погружениями на площади Средиземного моря идет крупная трансгрессия, затопляющая в нижнеплиоценовое время (выделяемое здесь в плезанский век) почти всю территорию его. Осадки этого времени сохранились обрывками на обоих берегах Гибралтарского пролива, в устье р. Эбро, в ряде пунктов французского побережья, и в частности в устье р. Роны, выстилают всю Ломбардскую низменность, а также широкими полосами тянутся по северо-восточному и юго-западному побережьям Италии и Сицилии; здесь только собственно Апеннины лишены плиоценового морского покрова. Незначительные обрывки плиоценовых пород известны также по побережью Марокко, Алжира и Туниса. К концу плиоцена Апеннины, Сицилия, а также другие участки северного и южного побережий Средиземного

моря подымаются и очертания моря приобретают современный вид.

Строение сохранившихся плиоценовых осадков повсеместно однотипно и лучше всего видно в Италии, которая является классической областью развития средиземноморского плиоцена вообще (рис. 85).

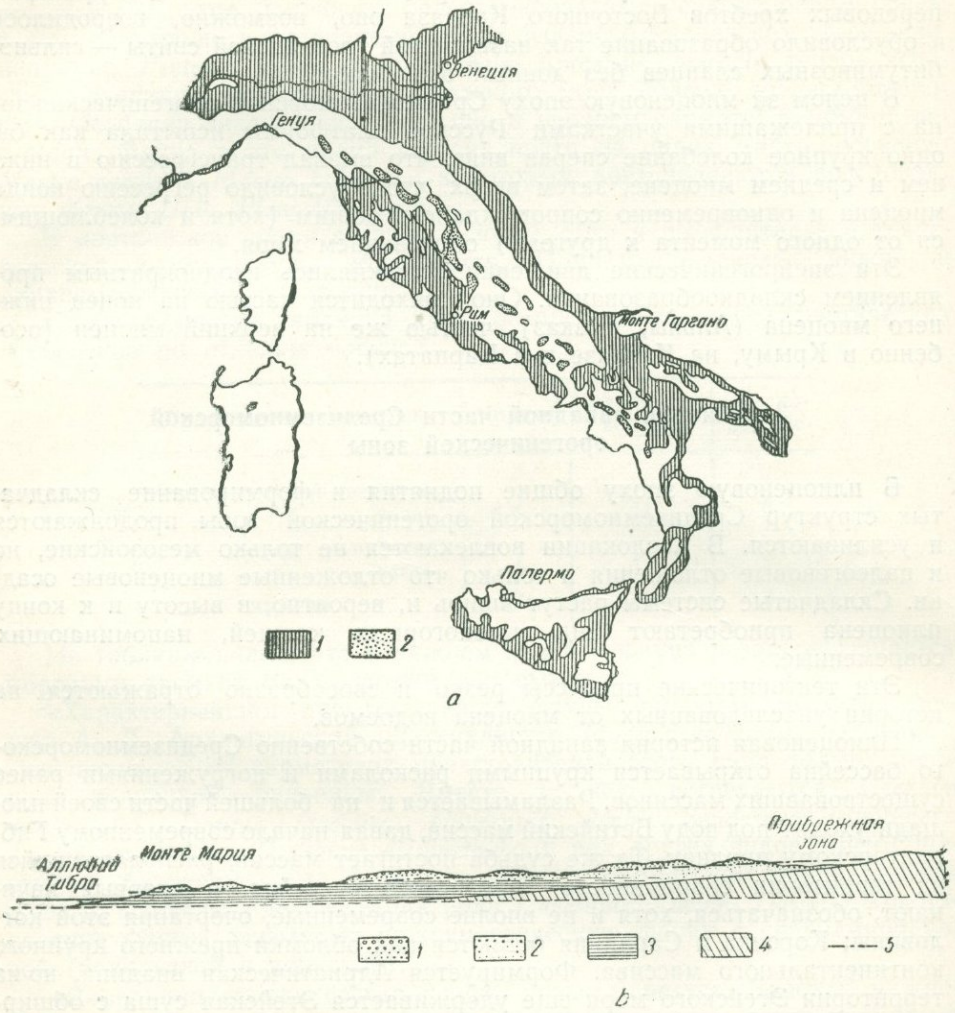


Рис. 85. Плиоценовые отложения Италии (по М. Жинью)

а—географическое распространение: *1*—морские отложения; *2*—пресноводный плиоцен внутри аппенинских депрессий.
б—разрез плиоценовых отложений на широте Рима: *1*—конгломераты и аллювиальные отложения; *2*—пески и песчаные глины; *3*—пластичные глины; *4*—доплиоценовый субстрат; *5*—граница нижнего и верхнего плиоцена

Разрез начинается обычно маломощным конгломератом, лежащим на размытой поверхности древних пород. За ним следуют в более прибрежной части плиоценовых осадков желтые пески, в более глубоких и удаленных от береговой линии участках — мощные белые мергели. Этот комплекс отвечает максимуму плиоценовой трангрессии и выделяется в плезанский ярус. Выше следуют желтые пески с мелководной фауной, указывающей на начинающееся обмеление и регрессию моря. Базальная часть этих песков принадлежит еще плезанскому ярусу,

большая же их часть выделяется в калабрийский ярус. Заканчивается разрез накоплением аллювиальных песчаных толщ, выделяемых в вилафранский ярус; эти отложения в ряде мест частично замещают морские осадки калабрийского яруса.

Таким образом, разрез средиземноморского плиоцена дает классический пример седиментационного цикла, связанного с одной волной погружений и поднятий.

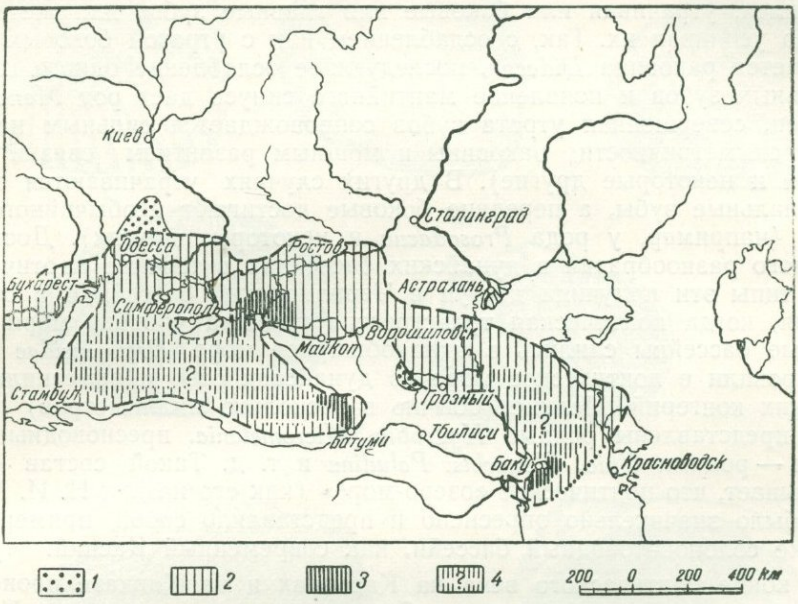


Рис. 86. Понтическое озеро-море (По В. П. Колесникову)

1—область накопления континентальных отложений; *2—4*—морские осадки; 2—мелководные области; 3—глубоководные области; 4—области, для которых режим бассейна точно не установлен

Так как Средиземное плиоценовое море было связано с Атлантическим океаном, его фауна очень богата и принадлежит к типу нормальной морской.

Гораздо сложнее плиоценовая история Крымско-Кавказского бассейна.

В нижнем плиоцене, который получил название понтического века, морской бассейн в виде узкой ленты протягивался вдоль северных подножий горных цепей Крыма и Кавказа, заходя на западе в Румынию, на востоке—в прилежащие к современному Каспию районы (рис. 86). Посреди этого бассейна высились горные цепи Крыма и Кавказа. По размерам и по очертаниям понтическое море сходно с мэотическим, но, несмотря на это, имеется очень мало пунктов, где осадки этих двух веков переходят непосредственно одни в другие. В подавляющем же большинстве случаев понтические отложения лежат на размытой поверхности и даже иногда с угловым несогласием на мэотических (Керчь). Таким образом, понтический век ознаменовался новой, хотя и весьма незначительной по размерам, трансгрессией.

Петрографический состав понтических отложений мало характерен. По большей части это мелководные осадки — ракушечники, раковинные известняки, пески с массой битой ракушки, и лишь на территории Таманского полуострова и Кубанской низменности еще сохраняются более глубоководные глинистые фации с бедной фауной пелеципод.

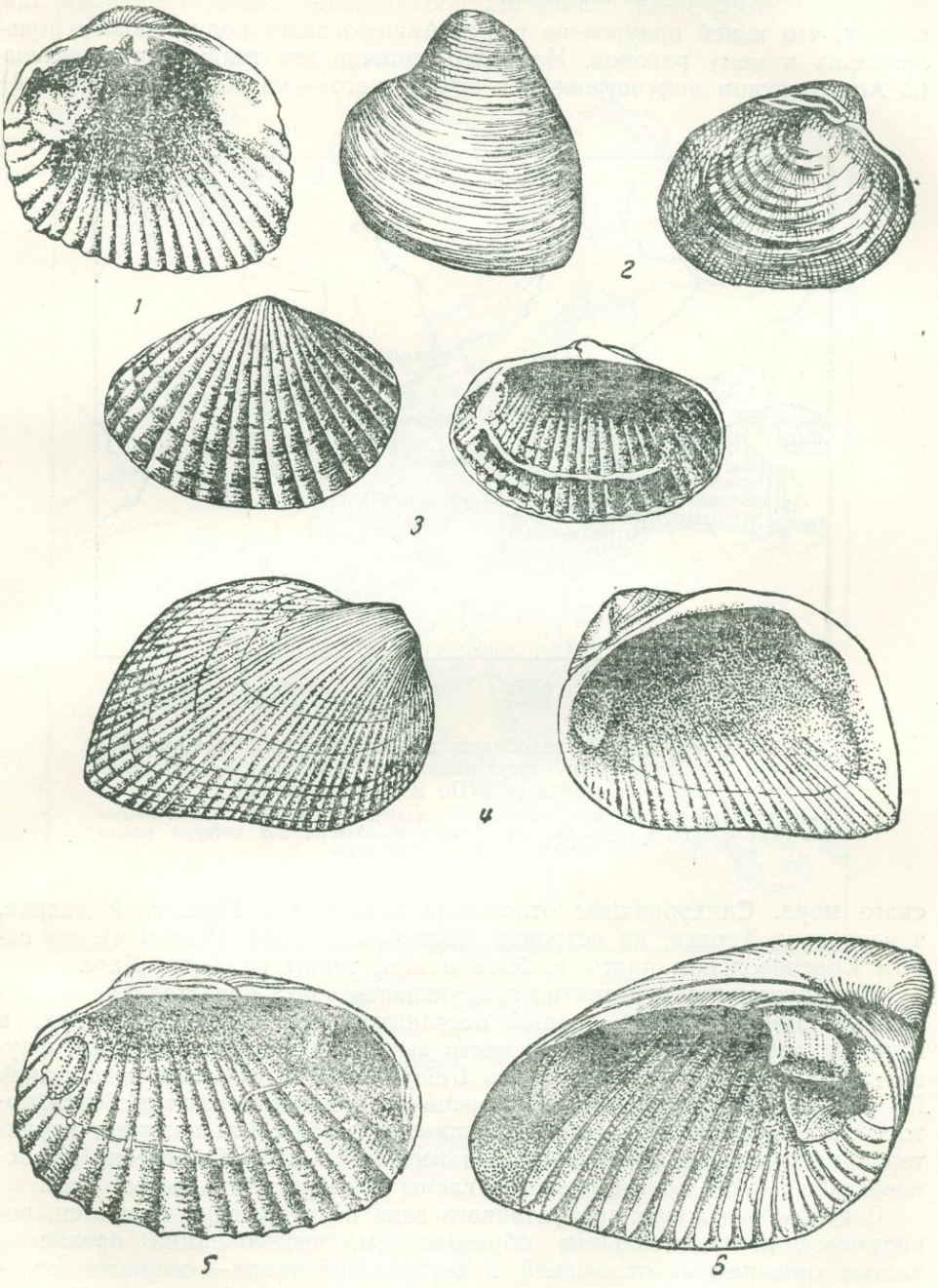
Несравненно интереснее фауна понтического моря, ибо на это время падает появление форм, ныне обитающих (в несколько измененном видовом составе) в Каспийском море и образующих сообщество, которое называют каспийским типом фауны. В состав этого сообщества входят четыре характерные группы: кардиды с «испорченным замком», дрейсенсии, мелкие гастроподы и пресноводные моллюски. Уже в конце сарматского века в соленых озерах Среднедунайской низменности начали вырабатываться новые типы кардид. Нормальный замок рода *Cardium* изменился, утрачивая или боковые или главные зубы, или же ненормально усиливая их. Так, с ослаблением или с утратой боковых зубов получается раковина *Didacna,* последующее ослабление одного из кардинальных зубов и появление мантийного синуса дает род *Monodacna;* наконец, совершенная утрата зубов сопровождается сильным нарушением симметричности раковины и мощным развитием связки (*Arcicardium* и некоторые другие). В других случаях утрачиваются задние кардинальные зубы, а передние боковые достигают необычайного развития (например, у рода *Prosodacna* и некоторых других). Достигнув большого разнообразия в дунайских бассейнах в течение мэотического века, типы эти получили доступ в Черноморский бассейн и в область Каспия, когда понтическая трансгрессия подняла уровень моря и отдельные бассейны слились в одно обширное море. *Dreissensidae* также мигрировали в понтическое море из дунайских озер и вытеснили мэотических конгерий. Мелкие (обычно в несколько миллиметров) гастроподы представлены родами *Hydrobia, Micromelania,* пресноводные моллюски — родами *Unio, Planorbis, Paludina* и т. д. Такой состав фауны показывает, что понтическое «озеро-море» (как его назвал Н. И. Андрусов) было значительно опреснено и представляло собой примерно такой же солоноватоводный бассейн, как современный Каспий.

В конце понтического века на Карпатах и на Кавказе происходит интенсивное складкообразование. Оно привело к сокращению Паннонского бассейна и к превращению его в ряд озер, которые не отличались уже от обычных пресноводных водоемов. Одновременно Крымско-Кавказский бассейн распался на три самостоятельных и друг с другом не связанных водоема: Дакийский—в Румынии, Черноморский—на месте современной Черноморской котловины и Каспийский — на месте Каспийского моря. Верхнеплиоценовая история каждого из этих бассейнов протекала по разному.

Дакийский солоноватоводный бассейн некоторое время еще продолжает существовать и отлагает песчано-глинистую толщу, выделяемую в дакийский ярус. Но к концу плиоцена он разбивается на ряд пресноводных озер и исчезает. Осадки озер выделяют в так называемый левантинский ярус.

В Черноморской области в средне- и верхнеплиоценовое время также происходит постепенное сокращение моря. В итоге регрессии верхнеплиоценовое море стало меньше современного Черного (рис. 87) и только в двух местах, в Кубанской и Рионской впадинах, оно выходило за пределы современных берегов Черного и Азовского морей. Его осадки объединяют в киммерийский и куяльницкий ярусы. Попрежнему это был сильно опресненный бассейн, по Н. И. Андрусову даже более пресный, чем современное Каспийское море. В органическом мире господствовали дрейсенсии, дидакны, монодакны и т. д. В киммерийское время кардиды процветали особенно пышно, после чего почти вымерли и вся фауна приобрела типично «каспийский» облик. Из осадков этого бассейна отметим отложения керченских железных руд, приуроченных к мелководным частям среднеплиоценового моря и представляющих

ПРЕДСТАВИТЕЛИ СОЛОНОВАТОВОДНОЙ ФАУНЫ ПЛИОЦЕНА



1—Didacna; *2*—Apscheronia; *3*—Monodacna; *4*—Arcicardium; *5*—Adacna; *6*—Prosodacna

мощные скопления оолитового бурого железняка в пластах песчаника или песчанистых глин, часто обогащенных ракушей.

В Каспийской области тотчас после понта море также резко сокращается и сохраняется лишь внутри современных границ Каспия. На периферии этого моря отлагается продуктивная свита, названная так потому, что к ней приурочена нефть Апшеронского полуострова и прилежащих к нему районов. Наиболее типично эта толща представлена на Апшеронском полуострове и к югу от него — на побережье Каспий-

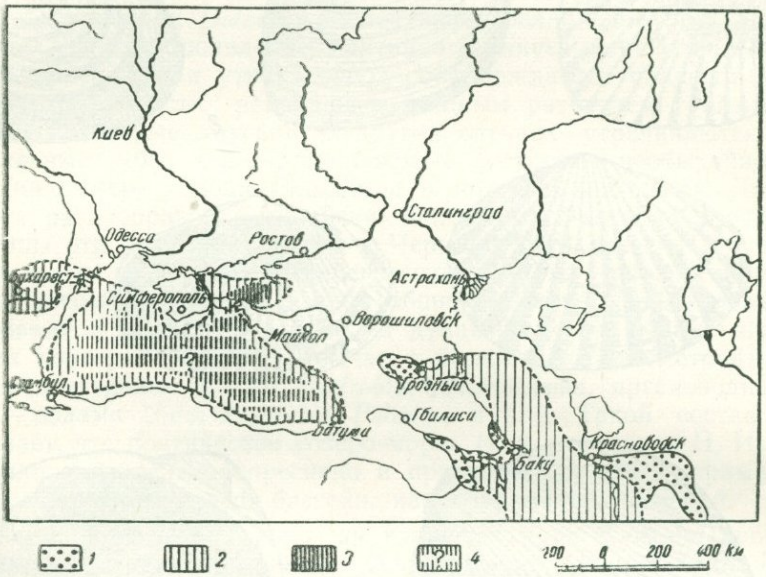


Рис. 87. Понто-Каспийская область в эпоху развития в Черноморской области киммерийского озера-моря, а в Каспийской—отложений продуктивной толщи (По В. П. Колесникову)

1—области накопления континентальных отложений; *2—4*—морские осадки: *2*—мелководные области; *3*—глубоководные области; *4*—области, для которых режим бассейна точно не установлен

ского моря. Синхроничные отложения известны в Куринской долине, в верховьях Терека, на островах Каспийского моря (Челекен), на самом Красноводском плато, и, быть может, также на Копет-Даге.

В типичном своем развитии продуктивная свита представлена огромной (до 1000—1400 *м)* толщей песчаников, нередко косослоистых, и глин, наслоенных неправильно, часто выклинивающихся. Морская фауна отсутствует; встречаются лишь *Unio* и остатки харовых водорослей. По направлению к предгорьям в пески вклиниваются слои щебенки, которые все возрастают в числе и мощности, и вся свита получает характер пролювиальных отложений или горных осыпей. На востоке (Красноводское плато) конгломераты и глины приобретают красный цвет.

В целом отложения продуктивного века по периферии являются, повидимому, континентальным образованием, частью типа пролювия, частью типа речных отложений, в центральной части — озерными осадками.

Конец плиоцена характеризуется весьма значительным орогенезом, охватившим крупные площади. На Кавказе в эту фазу были смяты все третичные осадки предгорий. В пределах современного Каспия орогенез повел к крупным опусканиям в области его северной и южной

котловин. В Прикаспийской низменности к этому времени относится окончательное сформирование Прикаспийской впадины. Тектонически процесс выразился в том, что вдоль Ергеней и правого берега Волги до

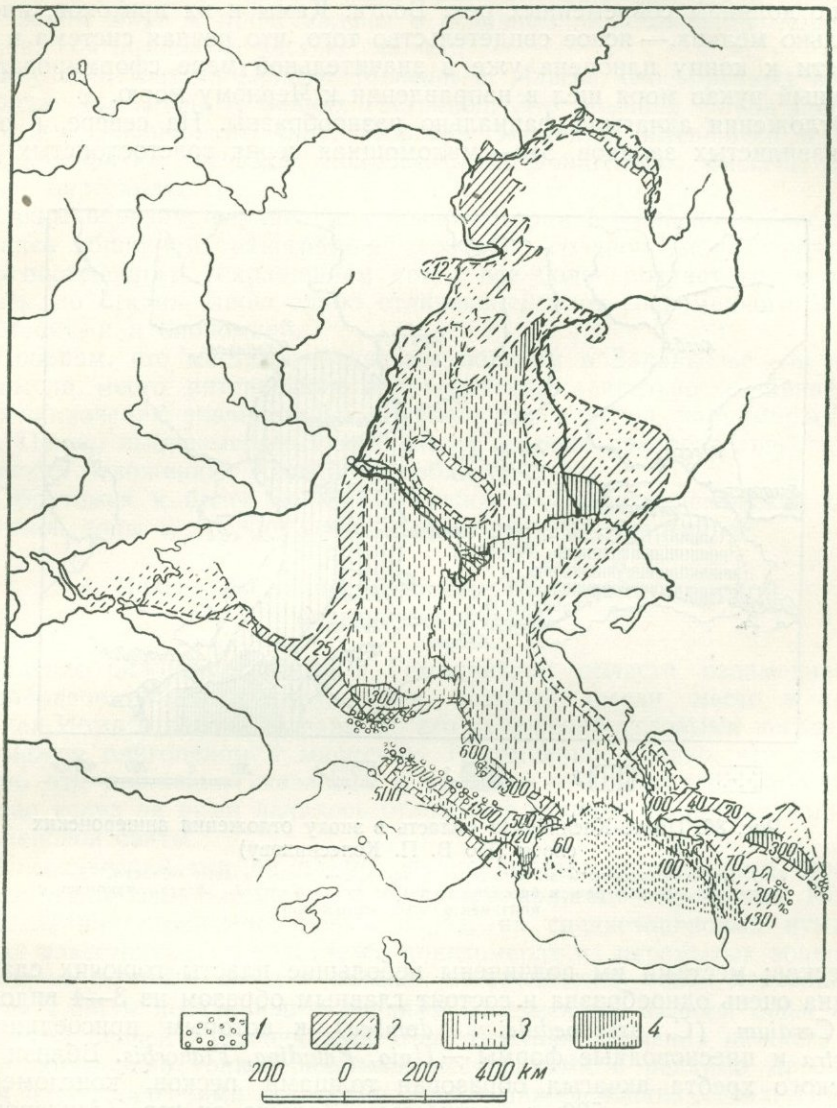


Рис. 88. Распространение акчагыльских отложений (По В. П. Колесникову)

1—конгломераты; *2*—песчано-известняковые глинистые отложения; *3*—глинистые отложения; *4*—глинистые отложения (глубоководные?).

Цифры показывают мощность в метрах. Пунктиром обозначено предполагаемое распространение отложений

Куйбышева возникла крутая флексура, по которой территория современной впадины и претерпела опускание. На востоке, ближе к Уралу, аналогичного нарушения не произошло, почему по направлению к востоку дно впадины плавно поднимается и сама она имеет асимметричный вид.

Одновременно с опусканиями на площадь Каспия проникает море, которое и отлагает верхнеплиоценовую толщу осадков.

Внутри этой толщи выделяют два яруса: акчагыльский и апшеронский.

Акчагыльский бассейн (рис. 88) занимал почти всю территорию современного Каспия, Прикаспийскую впадину и проникал далеко на север по долинам современных рек: Волги, Камы и их притоков, иногда довольно мелких,— ясное свидетельство того, что речная система в этой области к концу плиоцена уже в значительной мере сформировалась. Длинный рукав моря шел в направлении к Черному морю.

Отложения акчагыла фациально разнообразны. На севере, в области извилистых заливов, это— маломощная серия толстослоистых глин

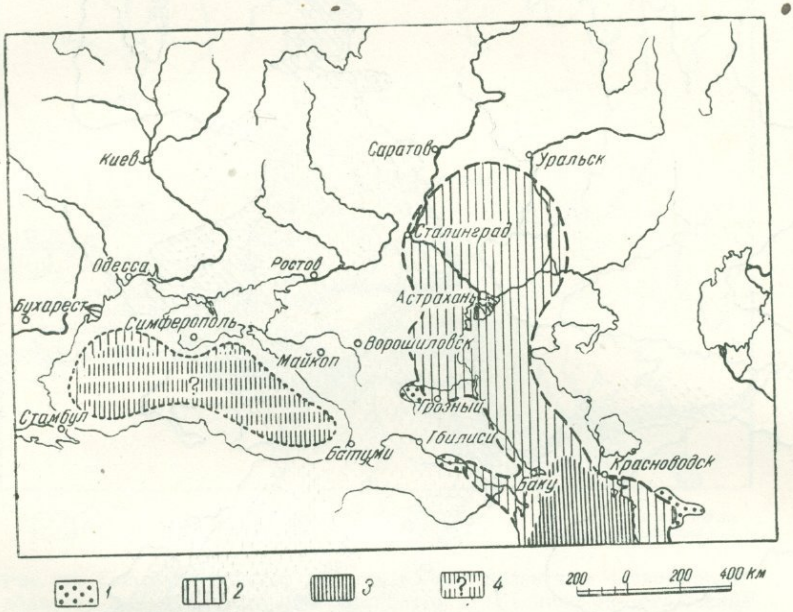


Рис. 89. Понто-Каспийская область в эпоху отложения апшеронских слоев (По В. П. Колесникову)

1—3—морские осадки: *1*—мелководные области, *2*—глубоководные области, *3*—области, для которых режим бассейна точно не установлен; *4*—области накопления континентальных отложений

и песков; местами им подчинены небольшие пласты горючих сланцев. Фауна очень однообразна и состоит главным образом из 3—4 видов рода *Cardium (C. pseudoedule, C. dombra),* к которым присоединяются *Mactra* и пресноводные формы — *Unio, Paludina, Planorbis*. Вблизи Кавказского хребта акчагыл образован толщами песков, конгломератов и ракушечников, до 500 *м* мощностью. Дальше от гор (Апшеронский полуостров, Шемахинский район, Грозный) конгломераты и пески исчезают и акчагыл слагается толщей глин и мергелей, среди которых встречаются слои вулканического пепла до 100 *м* мощностью. На Красноводском плато развиты тонкие и мягкие мелоподобные мергели. Фауна в южной части моря более богата и разнообразна, чем на севере. В основном она слагается из большого числа видов рода *Cardium* нормального типа—*C. pseudoedule, C. dombra.* К ним присоединяются мактры, также очень обильные, настоящего морского типа — *M. sulcaspia, M. kardbugasica* и др., гастропода *Potamides* и выделяющая известь водоросль *(Acicularia)*. Весь комплекс форм свидетельствует о значительной солености акчагыльского моря, во всяком случае превышающей соленость черноморских плиоценовых бассейнов и приближающейся к соле-

ности миоценовых морей. Откуда пришла эта фауна и акчагыльская трансгрессия вообще — до настоящего времени не выяснено.

Апшеронский морской бассейн (рис. 89) значительно меньше акчагыльского. Доступные сейчас отложения его принадлежат к прибрежным зонам моря и представлены в основном обломочными породами (пески, конгломераты, частью глины).

Фауна состоит из *Didacna, Monodacna, Adacna,* своеобразных кардид из рода *Apscheronia* и мелких гастропод. Это обычная фауна понтического или каспийского типа. Морские элементы, имевшиеся в акчагыльской фауне, исчезли полностью, следовательно, бассейн опять сильно опреснился.

Таким образом, верхнеплиоценовая история Каспийской области, начавшись обширной трансгрессией довольно соленого моря, продолжалась постепенным сокращением его и все более возраставшим опреснением до стадии, лишь слабо отличающейся от современного Каспия счертаниями и биономией.

Добавим, что местами — главным образом в Закавказье — в неогене имела место интенсивная вулканическая деятельность, приведшая к возникновению значительных покровов лав и туфов, например в Армении. Пепел, выбрасываемый вулканами, широко распространен в акчагыльских отложениях Каспийской области.

Обратимся к более восточным районам Средиземноморской орогенической зоны и прежде всего к гималайскому участку ее.

4. Неоген восточной половины Средиземноморской орогенической зоны

Начало нижнего миоцена в Гималайской области ознаменовалось горообразовательными движениями, которые имели место в хребте Аракан-Иома и зафиксированы по его периферии угловыми несогласиями между олигоценом и миоценом. Несомненно, однако, что одновременно эти движения сказались и западнее — в Гималаях, ибо повсеместно вслед за ними началось отложение мощной терригенной нижнемиоценовой свиты.

Классический тип ее развит на территории предгорного прогиба между западным Кашмиром и Соляным кряжем — в области Потвар. В основании нижнемиоценовых пород, на среднеэоценовых нуммулитовых известняках располагается конгломерат из перемытых эоценовых пород, за которым следует мощная пестроцветная свита переслаивающихся глин и песчаников с редкими отпечатками пальмы *Sabal major,* трубками червей и единичными *Unio*. Верхняя половина нижнего миоцена образована тонкозернистыми песчаниками с редкими прослоями глин и органическими остатками, как в нижележащих слоях. По типу своему это озерно-лагунные отложения, возникшие в серии опресненных (лагунных) водоемов, располагавшихся у подножия формирующейся горной цепи.

Тот же тип осадконакопления, варьирующий в деталях, прослеживается к юго-западу, в Белуджистане, и к юго-востоку, в предгорьях собственно Гималаев, до хребта Аракан-Иома (в Бирме). Существенные отличия появляются лишь у крайнего юго-западного и юго-восточного концов предгорного прогиба. На юго-западе, в хребте Синд, низы нижнего миоцена переходят в нормально-морскую и даже карбонатную фацию. Здесь отлагаются коралловые известняки с обильной фауной пелеципод, морских ежей (*Echinodiscus, Clypeaster, Echinolampa*), и фораминифер (*Orbitoides, Lepidocyclina*). Вверху эти известняки сменяются красноцветными гипсовыми глинами и песчаниками аллювиального

типа (эстуариевые осадки). У восточной и западной окраин хребта Аракан-Иома (т. е. в Ассаме и Бирме) в составе терригенной толщи также появляется морская фауна, но лишь в отдельных прослоях в южной части депрессии. По направлению на север эти морские нижнемиоценовые отложения сменяются (как и в палеогене) континентальными. Кроме

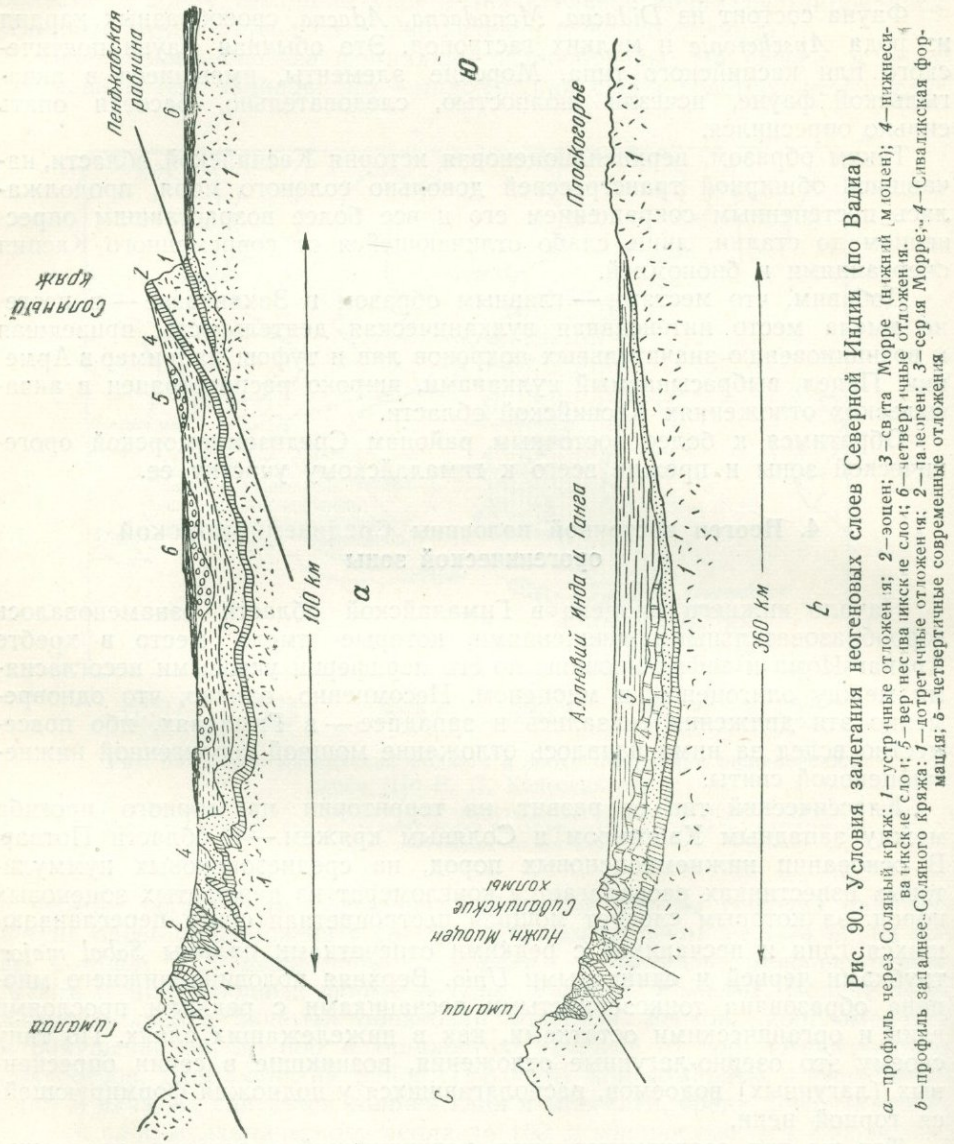


Рис. 90. Условия залегания неогеновых слоев Северной Индии (по Вадиа)

а—профиль через Соляный кряж: *1*—устричные отложения; *2*—эоцен; *3*—свита Морре (нижний миоцен); *4*—нижнесиваликские слои; *5*—верхнесиваликские слои; *6*—четвертичные отложения.
б—профиль западнее Соляного кряжа: *1*—дотретичные отложения; *2*—палеоген; *3*—серия Морре; *4*—Сиваликская формация; *5*—четвертичные современные отложения

того, разрез нижнего миоцена здесь отличается особо большой мощностью (3300—4000 *м*) и в нем изобилуют конгломераты.

Отложения среднего и верхнего миоцена, всего плиоцена и нижней части плейстоцена[1] объединяются в единую Сиваликскую формацию огромной мощности (до 5000—6000 *м*), получившую свое название от Сиваликских холмов в предгорьях Гималаев, которые она слагает (рис. 90). Петрографически Сиваликская формация слагается из переслаи-

[1] Плейстоцен отвечает большей части четвертичного периода, исключая послеледниковое время.

вающихся грубослоистых песчаников, глин и конгломератов. Нижняя ее часть более песчаниста, верхняя более глиниста; на самом же верху располагается значительная пачка конгломератов. В песках косая слоистость аллювиального типа и, по Гадиа, породы формации вообще неотличимы от осадков современного аллювия Инда, Ганга и Брамапутры. В песчаниках и глинах имеются многочисленные отпечатки листьев пальм, окаменелые стволы тогдашней тропической растительности. Еще более многочисленны кости млекопитающих: мастодонтов, жираф, свиней, титанотериев, обезьян и, кроме того, рептилий и частью рыб, дающие возможность реконструировать богатейшее сообщество тех времен.

По условиям накопления Сиваликская формация представляет собой чисто континентальное образование, возникшее в предгорной долине, располагавшейся у подножия формирующихся Гималаев. С гор в долину сбегали многочисленные водотоки, которые впадали в обширную реку — Пра-Инд, текшую у подножия Гималаев. Породы Сиваликской формации являются отложениями этой широкой долины, ежегодно затоплявшейся в дождливые периоды. Склоны предгорий были покрыты густой древесной тропической растительностью и населялись чрезвычайно богатой фауной; трупы животных выносились в предгорную долину и здесь захоронялись в виде разрозненных костей. Процессы, протекающие и поныне в долине Ганга, Брамапутры, Ирравади, могут дать живой образ условий накопления Сиваликской формации. Характерную черту ее составляет также то обстоятельство, что область ее накопления в целом отодвинута несколько к югу сравнительно с зоной отложения нижнемиоценовых пород, причем чем моложе слои Сиваликской формации, тем дальше они отодвинуты. Кроме того, внутри самой формации в некоторых местах (например, в Ассаме) имеются угловые несогласия. Все это неоспоримо свидетельствует, что Сиваликская формация отлагалась в условиях непрерывного роста Гималаев как складчатой структуры, захватывавшей все новые участки к югу от осевой части гор и вызывавшей тем самым миграцию передового прогиба к югу.

Сопоставляя неогеновую историю гималайского участка с историей западной половины Средиземноморской зоны, нетрудно уловить их сходства и отличия. В обоих случаях неоген — эпоха интенсивного формирования современных складчатых систем, их роста вширь и ввысь. Но в западной половине зоны этот процесс еще не вызвал полной регрессии моря из геосинклинальной зоны; в Гималаях же море с конца нижнего миоцена полностью вытесняется и заполнение предгорного прогиба идет в континентальных условиях.

Неоген Малайского архипелага и его продолжения к юго-востоку до Новой Зеландии изучен слабо. Установлено, что в некоторых местах (как, например, Новая Зеландия) неогеновые отложения отделяются от палеогеновых угловым несогласием, в других же (Борнео) залегают на них трансгрессивно. Обычно распространены лишь миоценовые слои (песчаники, глины) с нормально-морской фауной, плиоценовые же развиты мало Плиоцен в этой части Средиземноморской орогенической зоны был главной эпохой складкообразования, сопровождавшегося вулканической деятельностью.

Неогеновая история межостровных депрессий Малайского архипелага неизвестна. Но нужно думать, что она была сходна с историей Средиземного моря в том отношении, что котловины в неогене не были континентальными участками, но оставались депрессивными зонами: в них море было унаследовано от палеогена и даже мезозоя и сохранилось доныне.

5. Общие черты развития Средиземноморской орогенической зоны в неогеновую эпоху

Неогеновая эпоха в истории Средиземноморской орогенической зоны была временем интенсивной складчатости, разрастания возникающих складчатых структур вширь и ввысь. Орогенические акты следовали один за другим, фиксируясь как изменениями в осадконакоплении, так и прямыми угловыми несогласиями. Можно указать минимум пять наиболее значительных из этих подвижек, зафиксированных угловыми несогласиями. Одна, получившая название штирийской фазы, приходится на границу олигоцена и миоцена и установлена на Новой Зеландии и в Бирме (хребет Аракан-Иома); другая фаза (савская) падает на конец нижнего миоцена и известна из Атласа, Апеннин, Альп, Кавказа, Ассама, Бирмы; одна или две фазы приходятся на начало и конец верхнего миоцена (Карпаты, Кавказ, Средиземное море); наконец, резкие движения происходили в послепонтическое (предакчагыльское) время (Кавказ, Карпаты). Не следует думать, однако, что названными фазами ограничиваются все неогеновые складкообразовательные подвижки Средиземноморской зоны. Таких подвижек было несравненно больше; весь неоген был в сущности эпохой орогенеза и пять перечисленных фаз являлись только наиболее яркими и эффективными из этих движений.

Физико-географическая обстановка, в которой шел складкообразовательный процесс, на разных участках Средиземноморской орогенической зоны была весьма неодинакова. В средней части зоны, обнимающей Гималаи, Бирму, Белуджистан, а также юг Малой Азии, морской режим на площади дислокаций ликвидировался к концу нижнего миоцена и последующие движения происходили уже в континентальных условиях и сопровождались накоплением в предгорных прогибах чисто континентальных свит. В собственно Средиземноморской и в Крымско-Кавказской областях морской режим в предгорных прогибах удерживался до конца миоцена, а в некоторых случаях и в нижнем плиоцене. В межгорных же котловинах этот режим существовал и дальше в виде обширных Средиземного, Черного и Каспийского морей, причем не только нет явных признаков усиления регрессии моря, но, напротив, существуют указания на начало новой трансгрессии. Еще в большей степени сохранение морского режима в межгорных котловинах характеризует крайний юго-восток Средиземноморской зоны: Малайский архипелаг и прилегающие к нему участки. Получается, что из всего огромного Средиземноморского орогенического пояса лишь центральная часть в результате неогенового орогенеза испытала ту крупную регрессию, которая, как мы знаем, столь характерна для областей, где складкообразование было окончательным и исчерпывающим геосинклинальную стадию в жизни территории. Западная же и юго-восточная оконечности Тетиса, несмотря на складкообразование, так и остались в значительной мере погруженными под уровень моря. Они развивались так, как развивались в прошлом области, еще не утратившие своих геосинклинальных свойств. Отсюда именно и родилось представление, что внутри Средиземноморской зоны мы имеем еще «реликты» геосинклинальных участков, правда, очень уменьшенные по площади.

Неогеновая складчатость, как обычно, сопровождалась вулканизмом. Интрузии неогенового времени, прорезающие эоцен, олигоцен, иногда и нижний миоцен, известны почти из всех горных кряжей, созданных в это время (Кавказ, Гималаи и др.), но их точный возраст и связь с той или иной фазой неогеновых дислокаций остаются, как правило, неустановленными. Эффузии известны в Закавказье и Гималаях.

6. История Евразийской глыбы в течение неогена

На площади Евразийской глыбы морские отложения неогена отсутствуют почти полностью (см. приложение II, карту 12). Лишь ничтожные участки Западноевропейских герцинид во Франции, Бельгии и Дании еще покрывались иногда — почти исключительно в миоцене — морскими водами, но к концу неогена и эти вторжения ликвидировались. Огромная же остальная часть территории глыбы в течение всего неогена представляла собой колоссальный и, видимо, достаточно равнинный континент, покрытый, в зависимости от широты, частью могучей лесной растительностью разного состава, частью же степными пространствами. На этой необозримой площади даже континентальных осадков накопилось мало.

Наибольшую известность приобрели миоценово-плиоценовые отложения северной Германии, развитые в Померании, Бранденбурге, Саксонии, Силезии, в области нижнего Рейна, Гессене, районе Фогельсберга и в Майнцском бассейне, по восточной окраине Рейнских Сланцевых гор. Эти относительно маломощные (до 100 *м*) толщи возникли в условиях низкого заболоченного пространства, поросшего обильной водолюбивой растительностью того времени — секвоей, тиссом, болотным кипарисом и т. д. Здесь существовал тогда тот пейзаж, какой мы наблюдаем и теперь на прибрежных равнинах устья Миссисипи с их трясинами, болотами и лесными зарослями.

На Русской платформе неогеновые континентальные осадки установлены по левобережью Волги, от Общего Сырта до устья Камы, на Общем Сырту и кое-где на севере Украины. Везде они приурочены обычно к современным речным долинам, имеют очень небольшую мощность и представлены песками и глинами с пресноводной фауной (*Unio, Valvata, Planorbis* и др.) и остатками растений и рыб. По генезису — это осадки частью рек, частью озер и болот, возникших преимущественно в речных же руслах,—типичный комплекс гумидных равнин.

В области Западносибирских герцинид осадки неогена распространены на площади Тургайского плато, в бассейне Оби и Иртыша и в ряде других мест, где они также отличаются небольшой мощностью и представлены глинами и песками главным образом озерного происхождения. В неогеновых пластах Западной Сибири имеется не только пресноводная фауна моллюсков, но и кости крупных млекопитающих (слоны, гиппарион и пр.). Своеобразными чертами отличается лишь юг области герцинид, в частности область Ферганской котловины, где в отличие от всех предыдущих районов осадки неогена — красноцветные песчаники, конгломераты, глины — достигают огромной мощности (до 2000 *м*).

На Сибирской платформе осадков неогена нет.

На восточной окраине Евразийской глыбы, обнимающей территорию мезозойской складчатости и прилегающие участки, неогеновое осадконакопление появляется вновь. Так, в окрестностях южной половины озера Байкал они представлены угленосными озерно-речными породами большой мощности, заключающими в себе нефть. В пределах Амурско-Удской зоны — преимущественно конгломератами, которые лежат резко несогласно на подстилающих породах (шилкинские конгломераты). В бассейнах рек Зеи и Буреи, в низовьях Яны и Колымы неоген выполняет крупные депрессии и подобно всем другим районам выражен в озерно-речной фации.

В общем, подавляющее большинство неогеновых отложений Евразийской глыбы (исключая Ферганскую котловину) является типичным комплексом гумидных равнин. Отсюда следует, что в неогене Евразийский континент в главной своей части был, повидимому, невысокой

страной с мягким и ровным рельефом, что обусловливало слабый размыв и, соответственно, малую мощность накопляющихся пород. Лишь на крайнем юге, в окрестностях Ферганской котловины, имелись, по-видимому, значительно приподнятые участки (горные цепи), разрушение которых и создавало возможность накопления мощных неогеновых толщ. В этот континентальный неогеновый период происходила выработка основ современной гидрографической сети Евразийской глыбы, и, в частности, закладка таких основных водных артерий, как Волга, Кама, Днепр, Дон и др.

Горообразовательные процессы неогенового времени, разыгравшиеся интенсивно в области геосинклинали Тетис, не миновали и Евразийской глыбы, но только разразились здесь очень поздно, в конце плиоцена и, сообразно платформенной природе этого участка, проявились иначе, чем в Средиземноморской зоне.

Территориально эти дислокации охватили крупную площадь герцинской и частью мезозойской складчатостей, и в частности: северные и южные дуги Тянь-Шаня и их продолжение в Китай, Тарбагатай, Алтай, (Русский и Китайский), Саяны, Куэнь-Лунь, хребты, окаймляющие Тибет и Монголию и протягивающиеся через них (Нань-Шань и др.), а также хребты Яблоновый, Становой, Хинган, Сихотэ-Алинь.

Повсеместно здесь образуются многочисленные крупные расколы, и по ним начинаются движения одних глыб относительно других. Глыбы, подымаясь, превращаются в высокие горы со следами бывшего пенеплена на вершинах, как это наблюдается во всех перечисленных хребтах. Участки, отстающие в этом восходящем движении и, может быть, даже погружающиеся, образуют грабеноподобные котловины: Ферганскую, Иссыккульскую, Нарынскую, Зайсанскую, оз. Телецкое и т. д. Замечательно, что многие из этих котловин были, как мы знаем, котловинными участками еще в мезозое. Таким образом, размещение подымающихся и погружающихся участков как бы предуказано всей предшествующей историей Урало-Сибирских герцинид.

По границам котловин подымающиеся горстовые участки иногда слегка надвигаются на них, вызывая тем самым складчатость пород, выполняющих котловину, особенно по краям последней; типичным в этом отношении случаем является Ферганская котловина.

Севернее Тяньшанских гор, Тарбагатая, Алтая, Саян дизъюнктивные дислокации неогенового времени появляются в Казахской степи, но уже слабее, а еще севернее — в Западносибирской низменности и на большей части Русской платформы — они затухают совсем.

В связи с деформациями Евразийской глыбы, на площади ее появляется интенсивная вулканическая деятельность, зафиксированная главным образом на Дальнем Востоке, в Восточном Забайкалье, Монголии и других местах. Изливаются крупные массы преимущественно базальтовой магмы. В ряде случаев третичные (ближе стратиграфически неопределенные) базальтовые излияния характеризуют и приполярные области глыбы (Исландия, Большеземельская тундра, Шпицберген и др.). Повторяется процесс, напоминающий трапповые излияния более древних эпох, но, видимо, лишь в начальной фазе процесса или же в слабом его проявлении.

7. Неоген Восточноазиатской зоны

По внешнему краю Восточноазиатской мезозойской складчатой зоны после орогенезов мезозоя, как известно, уцелела узкая полоса, сохранившая свойства геосинклинали. В неогене в этой зоне продолжают накопляться довольно значительные толщи осадков. Так, в Анадырском

крае и на Камчатке отлагаются песчано-глинистые толщи, содержащие то морскую фауну, то растительные отпечатки и прослои угля. Того же характера осадки на о. Сахалине, где наряду с осадочными обильны эффузивные породы (туфогенные песчаники) и лагунные отложения с остатками насекомых и ракообразных. В Японии и на Филиппинских островах (Риу-Киу, Формоза и др.) к неогену относят песчано-глинистые слои с *Lepidocyclina* и другой морской фауной.

Характерно, что в составе неогена повсеместно фигурируют почти исключительно миоценовые отложения. Складкообразование имело здесь место главным образом в плиоценовое время, но, как и в юго-восточной оконечности Средиземноморской орогенической зоны, оно не сопровождалось общей регрессией моря, и, больше того, видимо не сопровождалось и утерей геосинклинальных свойств. Краевые моря восточной Азии, как и Малайский архипелаг, являются поэтому примером современной еще живущей геосинклинали.

8. Неоген Гондванской глыбы

Поднятия конца палеогена, изгнавшие море с современных обломков Гондваны, продолжаются и усиливаются в неогеновый период. В это время Южная Америка, Африка и Индийская платформа полностью континентальны и только кое-где по краям временно затопляются в узкой краевой зоне. Континентальные маломощные отложения типа комплекса гумидных равнин известны из нескольких мест Южной Америки (Амазонская мульда), Африки, Австралии, причем заключают в себе фауну млекопитающих. Основным тектоническим процессом являлось продолжение и усиление расколов и диференциальных движений в зоне восточноафриканских разломов.

9. Неоген Северной Америки и Андийских цепей

Олигоценовая эпоха на площади Кордильер была, как мы знаем, периодом относительного покоя и привела к известной нивелировке Кордильер, Скалистых гор и разделяющего их плато Великого бессточного бассейна (Great Basin).

В миоцене тектонические движения опять активизируются, причем раньше всего это происходит на площади Великого бассейна. Начинаются крупные разломы, сопровождающиеся односторонним поднятием одних частей вырезанных блоков относительно других. Возникает более резкий рельеф, и на площади Великого бассейна открывается интенсивная денудация и осадконакопление. Миоценовые отложения начинаются мощными конгломератами, достигающими местами 1000 *м* (южная Невада) и представляющими конусы выноса молодых речек, дренировавших только что поднятую страну. Выше следуют озерные глины и песчанистые глины с подчиненными им гипсом, магнезитом и борнокислыми солями. Очевидно, все осадконакопление шло в аридных условиях и возникшие толщи представляют собой типичный комплекс межгорных котловин. Одновременно по разломам открылся колоссальный эффузивный вулканизм, центром которого на севере явилось плато Колумбия, на юге же — территория Мексики. Лавовые излияния покрывают здесь площадь в 512 000 $км^2$, причем общая мощность покрова достигает 1700 *м*. Лавы принадлежат базальтовой магме и их излияния почти не сопровождались выбросом пирокластических материалов. Область Британской Колумбии — это одно из колоссальнейших в мире базальтовых плато, не уступающее Декканскому. Такой же силы излияния были в Мексике. На промежуточном участке Великого бассейна

вулканизм был слабее, но небольшие вулканы здесь были рассеяны повсеместно.

На западе, вдоль побережья Тихого океана, в ряде мест море продолжало ингрессировать вглубь континента. Так, в области Берегового хребта в центральной и южной части штата Калифорния накопилась мощная свита глинисто-песчаных и, особенно, диатомовых пород (формация Монтерей). То же на месте современного Калифорнийского залива и на его северном продолжении. Здесь же по соседству, на востоке, в Каскадных горах в миоцене имели место сильные эффузии андезитовых лав, слагающих часть этих гор.

По восточной окраине Скалистых гор, на прилежащих платформенных участках, миоценовые глинистые осадки отлагались мало, на небольших площадях.

Та же палеогеография и тот же тип осадконакопления и вулканизма сохраняются и в плиоценовое время, но тектонические движения усиливаются. На конец плиоцена приходится резкое складкообразование в области Берегового хребта, который причленяется к более древней мезозойской складчатой зоне. Частично складкообразование захватило и отдельные участки Каскадных гор (у залива Пюжет), почему американцы называют эту орогеническую фазу каскадной революцией. В остальной части Кордильер орогенически движения выразились в резком глыбовом поднятии всей их территории, неодинаково сильном в разных частях блока, что вызвало наклон блоков в общем на запад. Аналогичные движения испытал дополнительно Великий бессточный бассейн и район Скалистых гор. Эти резкие позднеплиоценовые глыбовые движения вверх огромных частей западной половины Североамериканского континента,— очевидно аналогичные (и синхроничные) главным движениям Евразийской глыбы,— и создали в основном современный рельеф Кордильер, Великого бассейна и Скалистых гор. Они продолжались в течение всего четвертичного периода, не затухли и поныне.

Остальная, бо́льшая часть Северной Америки в неогене была континентальной областью, и лишь очень ограниченные части площади, вдоль северного берега Мексиканского залива, временно покрывались морем.

История Анд близко напоминает историю Кордильер. Будучи смята в конце мела и в палеогене, эта складчатая структура была затем сильно срезана и пенепленизирована в миоцене. В плиоцене (и в четвертичное время) последовали крупные вертикальные поднятия, сопряженные с разломами и вулканизмом, и складчатая зона приобрела свой современный вид.

10. Общие черты неогеновой палеогеографии и истории земной коры

Основное впечатление, которое получается при ознакомлении с неогеновой историей отдельных крупных регионов земной коры,— это впечатление о необычайной интенсивности орогенических движений того времени, проявившихся к тому же в очень разной форме.

В неогене, прежде всего, достигает апогея складкообразование на территории Средиземноморской орогенической зоны; значительная часть ее превращается в складчатую структуру альпид и теряет свои геосинклинальные свойства. На крайнем западе Тетиса и на юго-востоке его (в Малайском архипелаге) альпийское складкообразование, однако, не является окончательным, ибо оно сопровождается не общей регрессией, а устойчивым сохранением крупных морских бассейнов и да-

же их некоторым приростом в конце неогена; эти территории, видимо, представляют собой реликт древних геосинклинальных зон.

Складкообразовательный процесс захватил также относительно узкую зону по западному и восточному побережьям Тихого океана, с внешней стороны восточноазиатской и американской мезозойской складчатости. В этой зоне, судя по отсутствию крупной синхроничной регрессии, неогеновое складкообразование также не является окончательным и геосинклинальный режим еще удерживается.

Вне Средиземноморской геосинклинали и Тихоокеанского кольца орогенические процессы в неогене имеют место также в областях более древних — мезозойской и палеозойской — складчатостей, проявляясь здесь в расколах складчатых структур и в резких диференцированных вертикальных движениях отдельных глыб. Такого типа процессы захватывают Кордильеры, Скалистые горы и Великий бассейн в Северной Америке, Анды в Южной, территорию Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Куэнь-Луня, Монголии, Тибета, Станового и Яблонового хребтов, Сихотэ-Алиня в Евразии.

Хронологически расколы и глыбовые поднятия несколько запаздывают сравнительно со складкообразованием и наиболее широко и ясно проявляются лишь в конце плиоцена, омолаживая древние складчатые области и вновь превращая их в современные высокогорные хребты.

Наконец, и древние жесткие платформенные ядра в некоторых случаях не избегли влияния неогенового тектогенеза; наиболее ярко проявилось оно в африканском обломке древней Гондваны, вызвав здесь дальнейший рост и расширение еще в палеогене (или верхнем мелу) заложенной системы восточноафриканских разломов.

Одновременно с нарастанием складкообразования и восходящими движениями глыб по разломам, территория сиаль в целом в неогене подымается и фактически освобождается от водной оболочки, исключая ее части, глубоко погруженные под Атлантический и Индийский океаны. Начинается новая геократическая эпоха, аналогичная, но, конечно, не тождественная верхнепермской, позднесилурийской и позднепротерозойской эпохам. В сущности, это общее восходящее движение сиаль и было основой, на которой так сильно и разнообразно развились в неогене складкообразовательные процессы.

Глава X

ИСТОРИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

К концу неогеновой эпохи на поверхности земной коры устанавливается физико-географическая обстановка, чрезвычайно приближающаяся к современной и по очертаниям суши и моря, и по орографии и климату, и по органическому миру. Казалось бы, что в четвертичную эпоху будет только доведено до деталей это сходство, будут постепенно накопляться мелкие подробности современной орографии, географии, климатологии. На деле содержание четвертичной геологии несравненно значительнее, и прежде чем создался современный порядок вещей, поверхность земной коры прошла через серию грандиозных событий, известных под названием четвертичного оледенения.

Воссоздание истории этого оледенения составляет одно из интереснейших и важнейших достижений геологии вообще. Краткий очерк истории вопроса был дан в главе IV (I части). Здесь же отметим лишь, что следы четвертичного оледенения локализуются своеобразно. Крупное материковое оледенение имело место на севере Европы, Азии и Северной Америки, образуя северное околополярное кольцо (рис. 91). Южнее, в области горных цепей Средиземноморской складчатой зоны и омоложенных в конце плиоцена Западносибирских герцинид также протягивались ледники, но меньшие по размерам и горного типа. На континентах южного полушария никакого материкового оледенения не существовало, и лишь в Андах и некоторых других цепях имеются признаки деятельности горных ледников. Таким образом, четвертичное оледенение располагалось на лике Земли асимметрично; в этом смысле оно сходно с верхнекаменноугольным, но размещение ледниковых шапок по полушариям было прямо противоположным. В карбоне они покрывали континенты южного полушария, в четвертичное время — северную половину полушария северного, тогда как на южном они едва ли далеко уходили за пределы Антарктики.

Интересную черту истории четвертичного периода, составляет то обстоятельство, что свидетелем ее были уже мыслящие существа — предки современного человека

Древнейшие находки человеческих останков были сделаны на о. Яве и в Китае близ г. Бейпина. Эти древнейшие формы человека описаны под названием питекантропа (*Pithecantropus erectus*) для яванских останков и синантропа (*Sinantropus pekinensis*) для китайских. Возраст и той и другой находки точно не датирован, но его относят обычно к началу четвертичного периода. Более поздние местонахождения костей ископаемого человека были сделаны в Европе, Азии и Африке и относятся к середине и концу ледниковй эпохи. Они выделяются под названием гейдельбергского человека, неандертальского человека,

кроманьонского человека и т. д. Вместе с костями древнего человека или независимо от них в четвертичных отложениях находят множество кремневых, каменных, костяных и других орудий человека, которые позволяют следить за историей развития человеческой культуры.

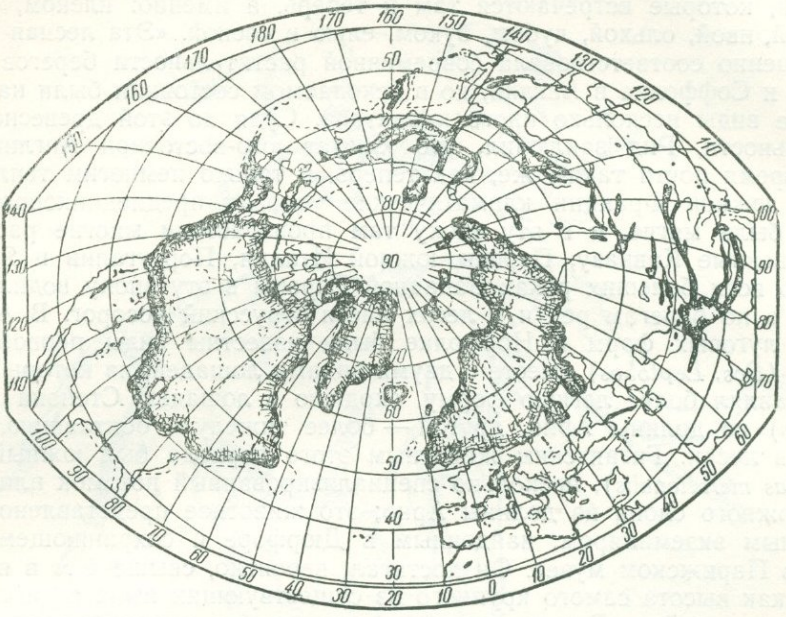


Рис. 91. Размещение четвертичных ледников около северного полюса (по Антевсу)

Изучение останков древнего человека составляет задачу антропологии, а его культуры — задачу археологии. Однако, и историческая геология не может пройти мимо данных, касающихся древнего человека,— и не только ввиду особого интереса этого предмета самого по себе, но и в силу того, что остатки человеческой культуры помогают вместе с другими документами точнее датировать хронологию событий четвертичной эпохи.

Описание четвертичной истории целесообразно начать с характеристики ледниковой зоны Европы, где ледниковые отложения изучены лучше всего.

1. История четвертичных оледенений северной части Европы

(Табл. XXXI, XXXII)

Четвертичная история северной и средней Европы начинается палеогеографической картиной, несколько отличающейся от современной.

Потопленные речные русла на дне Северного моря показывают, что береговая линия располагалась тогда далеко на западе у краев современного шельфа. Острова Великобритании были отделены от Франции не морем, а широкой долиной, и Рейн, имея Темзу своим притоком с западной стороны, тек на север по широкой равнине, которая теперь составляет дно Немецкого моря. На Балтийском щите морской покров Балтийского моря отсутствовал и древние — докембрийские и палеозой-

ские — породы современной Швеции подходили вплотную к современной Ленинградской области. В Европейской части СССР были заложены все основные крупные речные долины. Растительный покров предледниковой эпохи был близок к современному. В Великобритании, по Т. Осборну, леса Норфолка на широте 52° 40′ изобиловали теми же породами, которые встречаются там и теперь, а именно: кленом, вязом, березой, ивой, ольхой, дубом, буком, елью и сосной. «Эта лесная флора совершенно соответствовала современной растительности берегов. Норфолка и Соффолка в Англии, но в ископаемом состоянии были найдены южные виды несколько иного характера. Судя по этой древесной растительности, Рид заключил, что климат юго-восточной Англии был в то время почти таким же, как теперь, и только немногим теплее.

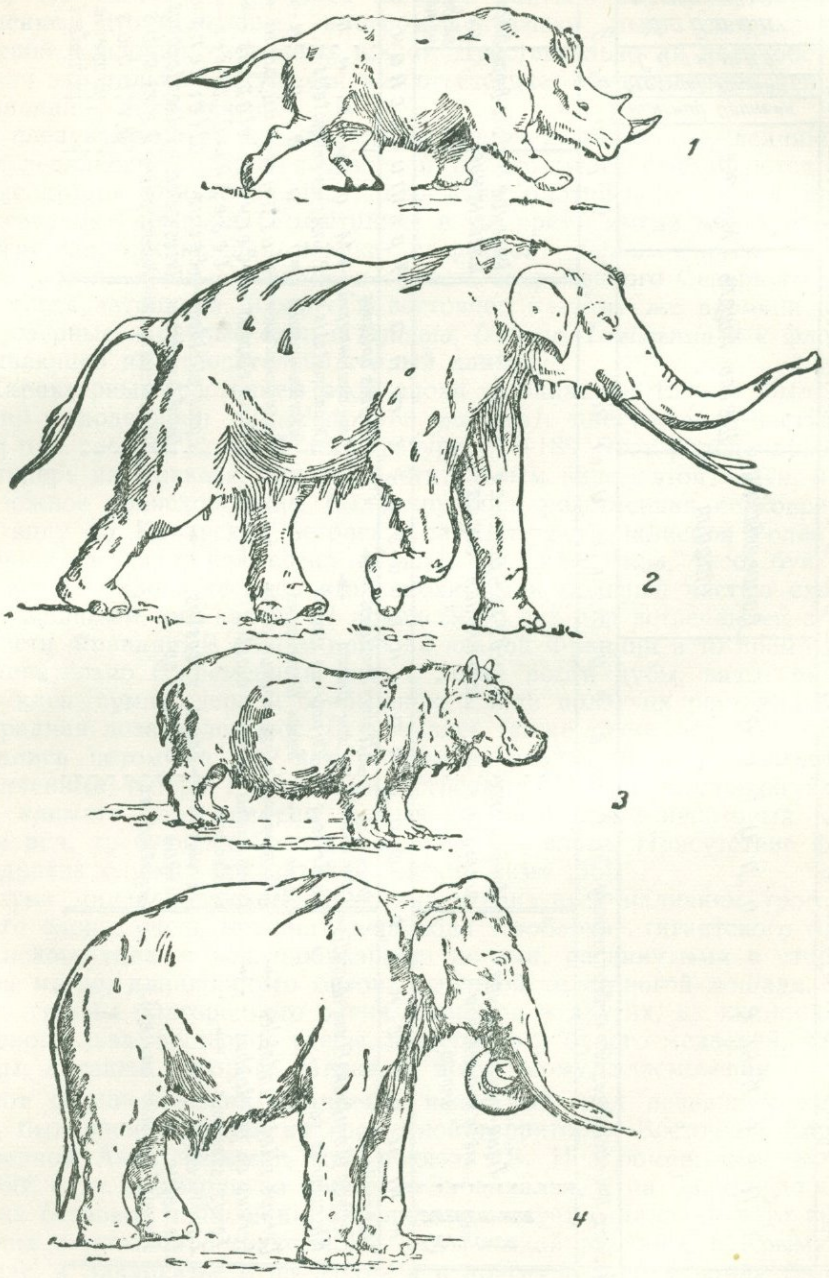
«В южной Франции климатические условия предледникового времени, были мягче, и в эту эпоху там произрастали многие растения, свойственные Кавказу, Персии, южной Италии, Португалии и Японии.

«Во всех больших реках Западной Европы в эту эпоху водился бегемот, а по берегам рек и в лесах пасся этрусский носорог. В Англии среди луговых форм в Норфолке были известны виды первобытных быков (*Bos, Leptobos*) вместе с двумя видами лошадей, из которых один представлял более легкую форму, сходную с лошадью Стенона *(Equus stenonis)* из долины Арно, другой — более тяжелую, обитавшую, вероятно, в лесах. Гигантским животным этого периода был южный слон (*Elephas meridionalis*), несколько специализированный потомок плиоценового южного слона из долины Арно; это животное представлено великолепным экземпляром, найденным в Дюрфоре и сохраняющемся теперь в Парижском музее. Он достигал, вероятно, свыше 4 *м* в высоту, тогда как высота самого крупного из существующих ныне африканских слонов равна 3 *м*. Весьма вероятно, что все эти южноазиатские переселенцы в Европу были отчасти или целиком покрыты волосами, приспособляясь и к теплому лету и к холодной зиме. На юге, в Италии, в условиях еще более мягкого климата, отмечено присутствие другого крупного вида, известного под именем древнего слона (*Elephas antiquus)*». [36] (рис. 92).

На территории СССР в это время широко была распространена сходная с западноевропейской так называемая «хопровская фауна»: огромные *Elephas planifrons* и переходные формы к *Elephas meridionalis*, два вида верблюдов (один — мелкий, другой — весьма крупный), лошадь Стенона, носорог этрусский, целый ряд вымерших ныне видов оленей, в том числе предки гигантских оленей, страусы и ряд других. Из хищников найдены махайродусы, гиены и др. Изредка среди этой фауны встречались типы нынешних кабарг, гиппарионы и мастодонты *(Mastodon arvernensis)*. Остатки этой фауны найдены на Урале, в ергенинских песках на Русской равнине, в бассейне Кубани и на Азовском побережье, где они особенно многочисленны.

Эта «мирная» картина была вскоре резко нарушена вторжением крупных масс первого или миндельского ледника, зародившегося в Скандинавских горах и отсюда спускавшегося на юг и юго-восток и, вероятно, на юго-запад. В Западной Европе ледник распространялся, судя по остаткам его отложений, до Карпат и верховьев рек Эльбы и Везера; на востоке граница его переходит на территорию СССР, но здесь точно пока еще не прослежена, почему и площадные размеры ледника остаются еще не установленными Остатки миндельской морены обычно сильно разрушены, выветрились и сводятся часто лишь к россыпи кремневой валунной щебенки Надо думать, что оледенение сопровождалось значительным понижением температуры в области ледника и отсюда естественно ожидать значительных изменений в составе

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА



1—**Rhinoceras mercki**; 2—Elephas antiquus; *3*—Hippopotamus major; *4*— Elephas meridionallis

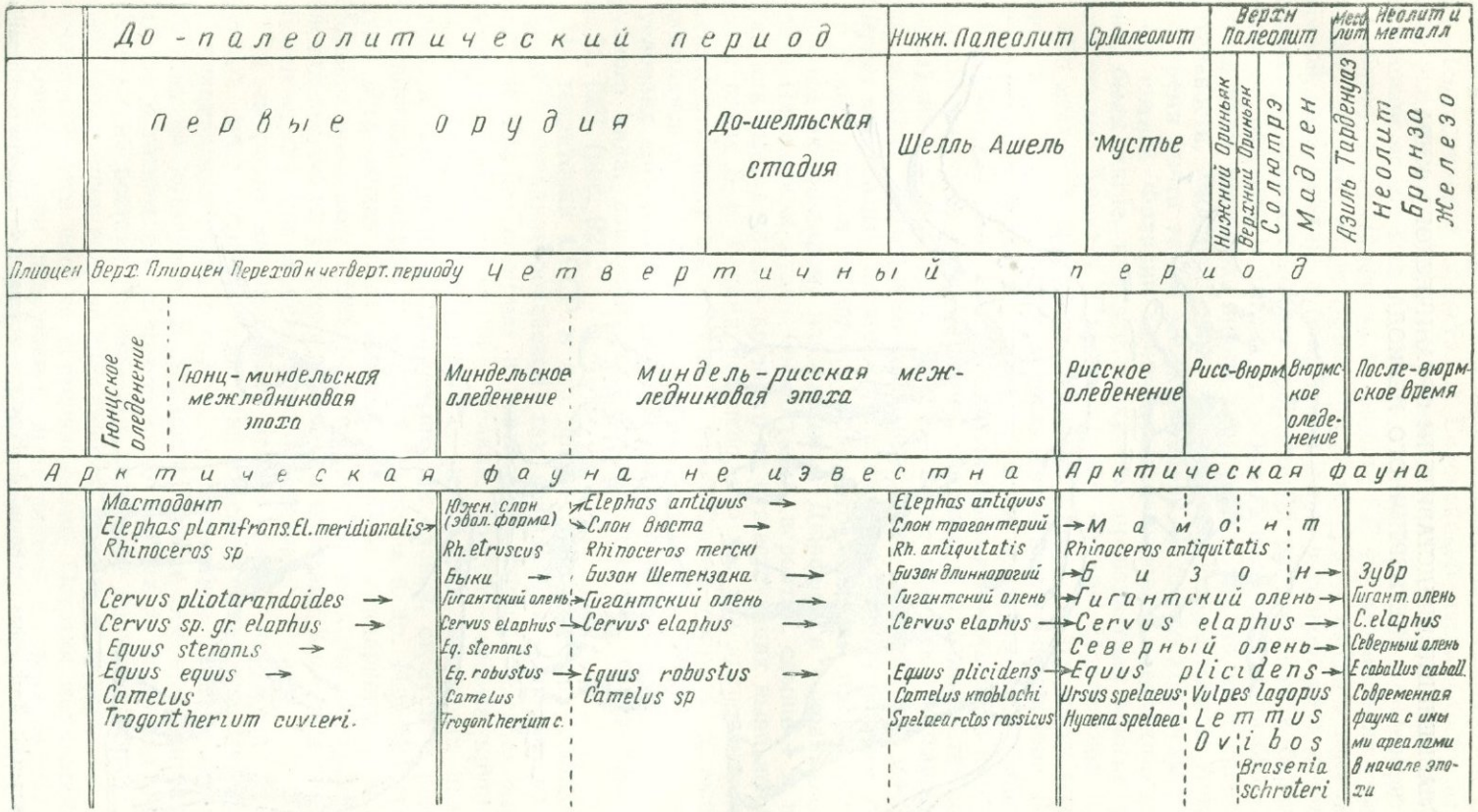


Рис. 92. Стратиграфическое размещение главнейших позвоночных (по В. И. Громову)

растительного и животного мира в районах, прилежащих к леднику. Находки не подтверждают этого. Ни в отложениях, синхроничных миндельскому оледенению, ни в осадках, непосредственно ему предшествующих или за ним следующих, не находится достоверных следов сколько-нибудь развитой полярной фауны и флоры. Получается впечатление, что тотчас за границей ледника обитало то же органическое население, что и раньше, и огромные языки льда соприкасались с фауной и флорой умеренных широт. Действительно ли дело обстояло так или это только кажущееся несоответствие, обусловленное неполнотой знаний — пока неясно.

В следующую, так называемую миндель-рисскую межледниковую эпоху ледниковый покров исчезает и на его месте формируются различные другие отложения. На побережьях Балтийского моря в пределах северной Германии (Голштиния) в это время имела место морская трансгрессия, оставившая осадки с фауной *Joldia, Cyprina, Tellina* и других моллюсков. Очевидно и область современного Северного моря была тогда затоплена. Южнее и восточнее к этому же времени относятся озерные и речные слои с *Bythinia, Valvata, Dreissensia* и с флорой, указывающей на относительно теплый климат.

«Характерным растением этой эпохи в Западной Европе был понтийский рододендрон *(Rhododendron ponticus)*, цветущий в настоящее время при средней годовой температуре 14—18°. Этот рододендрон растет теперь на Кавказе. Другим растительным видом этой эпохи, имевшим южное происхождение, была крушина, родственная ее современному виду на Канарских островах, самшит. Встречались и более выносливые растения, как сосна *(Pinus)*, ель, клен, ива, тисс, бук, вяз и рябина. В Провансе леса этой эпохи были большей частью сходны с современными, так как из 37 пород 29 до сих пор встречаются в южной части Франции. В общем природа южной Франции в то время имела удивительно современный вид: в лесах росли дубы, вязы, тополя, липы, клен, сумах, дерн и боярышник. Среди ползучих растений были виноградная лоза и ломонос. Встречались также такие формы, которые спустились потом на юг, как например, различные виды магнолий, ограниченные теперь Канарскими островами. На значительную влажность климата того времени указывает присутствие некоторых хвойных пород, требующих большого количества влаги. Присутствие фигового дерева служит показателем мягких зим» [36].

Фауна миндель-рисской эпохи характеризуется наличием трогонтериевого слона, очень крупного верблюда Кноблока, гигантского оленя германского типа с лопатообразными рогами, раскинутыми в стороны на два метра, длиннорогого бизона, крупной толстоногой лошади, оленей из группы благородного оленя, сайгаков и других, из хищников — пещерного льва, пещерной гиены, пещерного и бурого медведей, волка, лисицы, а также носорога Мерка и, повидимому, эласмотерия.

Этот фаунистический комплекс, известный под названием хозарского, был распространен на громадной территории Восточной Европы и северной Азии, занимая, как показал В. И. Громов, пояс между 45 и 60° с. ш. и доходя на восток до Забайкалья, а на Западе до Британских островов и Франции. Он свидетельствует о наличии в то время широких степных пространств. На юге Русской равнины, в Крыму, на Кавказе, в Закавказье и на Урале и в других горных странах Европы к нему присоединяются некоторые животные, обитающие в горах — козлы, бараны и др.

В южной Европе в это время, повидимому, еще доживают свой век такие выходцы из Африки, как гиппопотамы. Довольно широко распространены и даже как будто достигают своего расцвета древние слоны

типа таубахских, превышающие по размерам своих более мелких предков.

Новым характерным членом органического населения Европы начала миндель-рисского века являлся человек. Скудные остатки его в виде одной нижней челюсти с зубами были найдены в 1907 г. близ г. Гейдельберга антропологом Шётензаком на глубине 24 *м* от поверхности в песках древней речки. В строении челюсти сочетаются признаки обезьяны и человека. Это обстоятельство и побудило названного

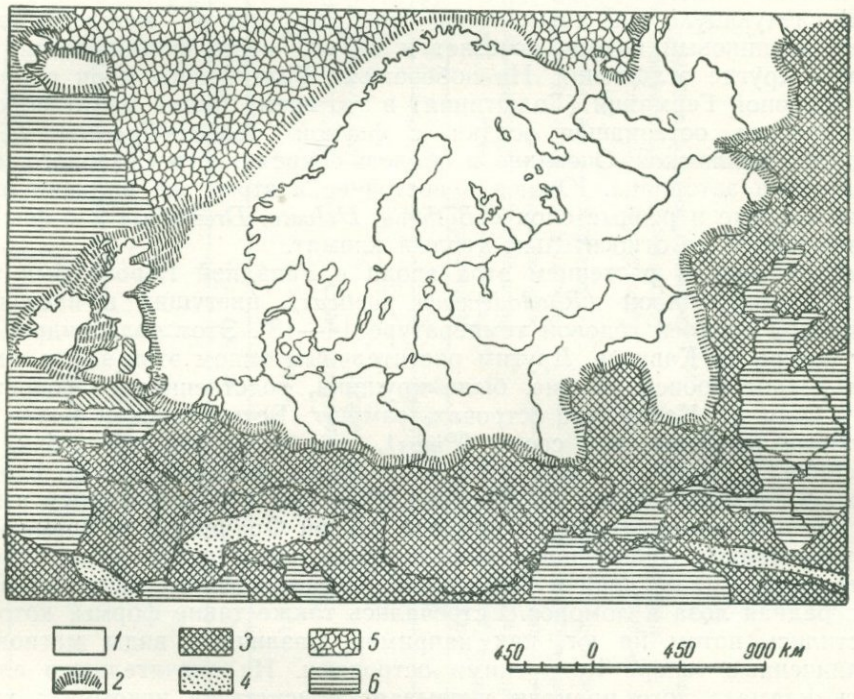


Рис. 93. Карта максимального (рисского) оледенения в Европе

1—область материкового льда; *2*—его краевая зона; *3*—экстраглядиальная область; *4*—горные ледники; *5*—плавучие льды; *6*—море

ученого выделить обладателя гейдельбергской челюсти в особую форму, названную им гейдельбергским человеком *(Homo heidelbergensis)*.

Со второй половины миндель-рисского века становятся известными остатки человека неандертальского типа, характеристика которого будет дана ниже.

Следующее оледенение — рисское — было значительно крупнее по размерам, почему его называют также Великим (рис. 93). В Западной Европе граница его не отличается существенно от границы предшествующего оледенения. В СССР край ледника опускался двумя длинными языками по Днепру и Дону далеко на юг — до Днепропетровска и широты Сталинграда; на востоке же он шел через среднее течение Волги, к верховьям Камы, к Тиману и Уралу. От этого ледника всюду сохранились настоящие морены.

В эпоху рисского оледенения впервые появляется фауна, несущая ясные черты полярной. По характерным руководящим формам эту фауну называют «мамонтовой» или «фауной северного оленя». Можно назвать ее также верхнепалеолитической фауной, так как она весьма

характерна именно для этой стадии развития человеческого общества всех стран и обычно встречается в стоянках человека. В состав ее входят: северный олень, песец, белая куропатка, лемминги (полярные мыши), короткорогие малорослые бизоны, мамонты,—потомки миндель-рисского трогонтериевого слона,— шерстистые носороги (всегдашние спутники мамонта), а также олени, волки, лисицы, бурые медведи. В то же время из прежних форм вымирают носороги Мерка, эласмотерии, верблюды Кноблока, пещерная гиена, пещерные медведи и многие другие формы. В горах Кавказа и Закавказья, в Альпах, Карпатах и Пиренеях альпийские виды спускаются к долинам, а северные виды далеко проникают на юг и запад. В Крыму, например, постоянными обитателями делаются белая куропатка, песец, заяц-беляк, северный олень, полярный жаворонок и некоторые альпийские птицы.

Все это знаменует наступление в рисскую эпоху действительно холодного ледникового климата.

Распространение описанной фауны огромно.

Мамонт и его постоянный спутник шерстистый носорог проникают на юг до границ Испании и Италии, а к западу на острова Великобритании. Та же фауна занимает все пространство Восточной и Западной Сибири вплоть до самых северных ее окраин и проникает в Северную Америку. В основном это удивительно выдержанный комплекс животных, рассеявшийся на всем этом громадном пространстве. Он разнообразится лишь некоторой примесью местных форм (своеобразных винторогих антилоп) в Забайкалье, в Северном Китае и т. д.

Значительные изменения происходят и в составе человеческого населения.

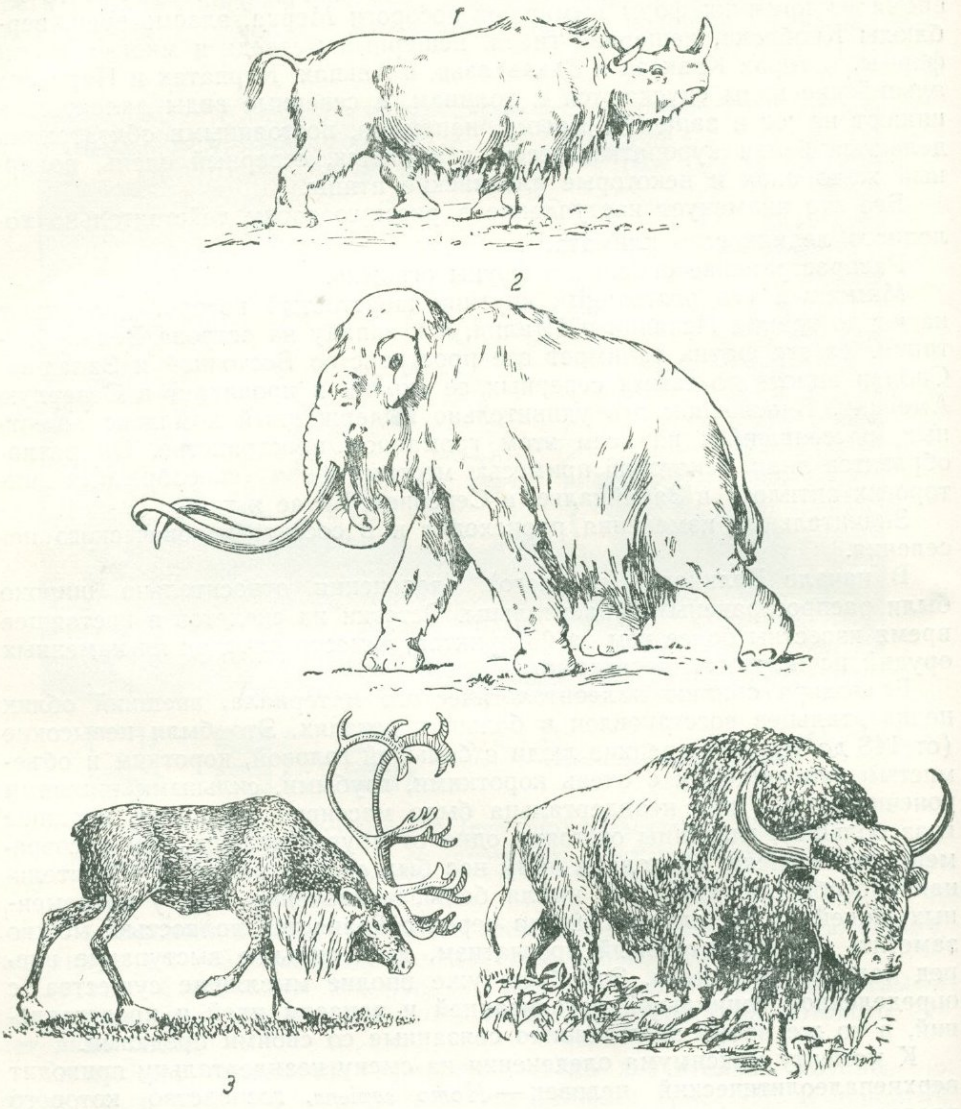
В начале Великого (рисского) оледенения относительно широко были распространены неандертальцы. Остатки их скелетов в настоящее время известны более чем из 25 пунктов, а места находок их каменных орудий исчисляются десятками.

Благодаря обилию палеонтологического материала, внешний облик неандертальцев восстановлен в больших деталях. Это были невысокие (от 148 до 150 *см)* крепкие люди с большой головой, коротким и объемистым туловищем и с очень короткими, грубыми, сильными нижними конечностями. Лицо неандертальца было массивно, удлинено, впадины глаз большие, глазницы отстояли одна от другой дальше, чем у современного человека, благодаря чему нос был сильно развит и обонятельная способность, вероятно, имела большее значение, чем у современных людей. В тех случаях, когда череп сохраняется полностью, можно заметить его значительный прогнатизм, т. е. сильное выступание вперед челюстного отдела. Это были уже вполне мыслящие существа с определенной социальной организацией и запасом идей и представлений, в то же время эволюционно связанные со своими предками.

К моменту максимума оледенения на смену неандертальцу приходит верхнепалеолитический человек — *Homo sapiens,* господство которого продолжается и до настоящего времени. Это охотник за мамонтами, носорогами, бизонами, северными оленями. Его стоянки известны по всей Европе и во многих местах Азии. В настоящее время только у нас известно около 250 местонахождений верхнего палеолита.

Эпоха максимального оледенения сменилась второй (или рисс-вюрмской) межледниковой эпохой, когда льды вновь покинули Восточноевропейскую равнину. До недавнего времени господствовало представление, что в эту эпоху ледниковый покров, как и в миндель-рисское время, исчезал полностью. Такому заключению, однако, противоречит тот факт, что фауна рисс-вюрмской эпохи принадлежит к тому же арктическому (мамонтовому) комплексу, что и только что описанная

ГЛАВНЕЙШИЕ ПРЕДСТАВИТЕЛИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА



1—Rhinoceras tichorhinus; *2*—Elephas primigenius; *3*—Rangifer tarrandus; *4*—Bison priscus

рисская. Возможно поэтому, как предполагает В. И. Громов, что в рисс-вюрмское время ледниковый покров только значительно сокращался, но не исчезал совсем, и что сама эта межледниковая эпоха была весьма непродолжительна.

Вслед за исчезновением рисского ледника на севере Европы, в бассейне Печоры и Северной Двины происходит трансгрессия бореального моря с фауной *Tellina, Leda, Cyprina* и прочими моллюсками. Аналогичная трансгрессия имела место в первую половину эпохи на севере Германии, от границ Бельгии до Восточной Пруссии включительно. Ее глинистые пески и глины содержат вымершую форму *Tapes* и характеризуются фауной, не содержащей бореальных элементов. Ко вто-

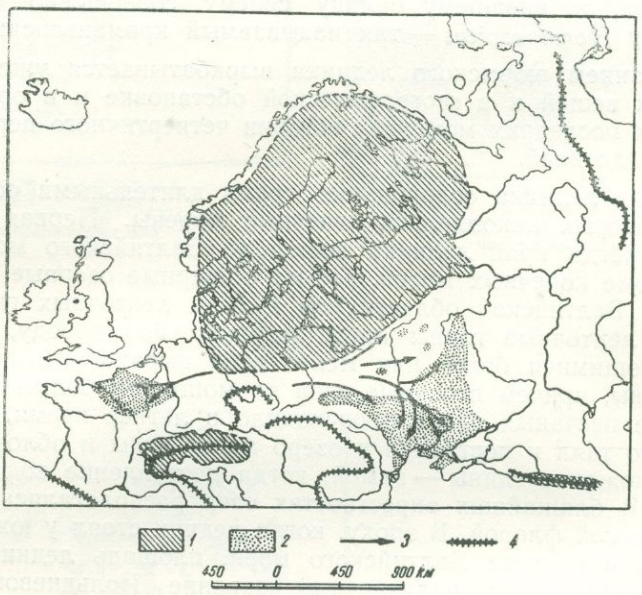


Рис. 94. Карта вюрмского оледенения в Европе
(по Г. Ф. Мирчинку)
1—вюрмский ледник; *2*—лёссы; *3*—направление ветров; *4*—горные кряжи

рой половине рисс-вюрмского межледникового периода относятся мощные (122 *м*) морские осадки, встреченные бурением у Фредериксхавна (северо-восточная оконечность Ютландии). Фауна этих отложений, вначале относительно теплолюбивая, позже сменяется все более бореальной, указывающей на приближение нового ледникового периода.

На остальной площади существует нормальный озерно-речной режим.

Последнее оледенение — вюрмское — было относительно небольшим; оно захватило лишь северную часть Германии, на восток от Ютландии, и север Европейской части СССР до истоков Волги и до Белого моря (рис. 94). Конечная и донная моренѣ этого ледника прекрасно сохранились во всех этих районах и обусловливают их современный неправильно холмистый, так называемый моренный, ландшафт.

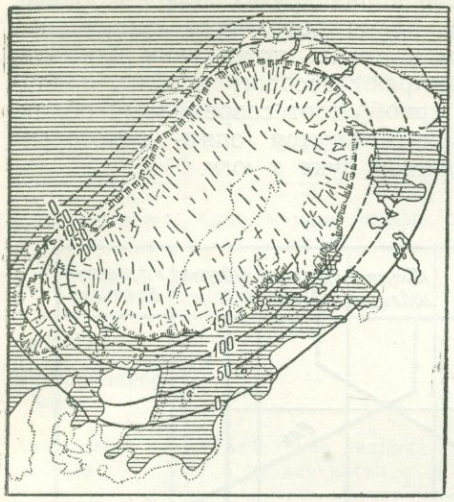
Палеогеография вюрмского оледенения несколько отлична от палеогеографии прежних оледенений. Многочисленные находки флоры и фауны в осадках, синхроничных оледенению, показывают, что за пределами его в непосредственном соседстве располагались открытые холодные и сухие степные пространства с зарослями карликовой березы,

полярной ивы и других полярных форм вдоль долин и балок, и лишь на юге Европы начиналась тайга, близкая, вероятно, к современной сибирской (ель, сосна, лиственница). На этих площадях обитал своеобразный животный мир, представлявший смесь тундровых, степных, луговых и лесных животных разного происхождения. Из животных тундры здесь были: мамонт, шерстистый носорог, северный олень, песец, заяц-беляк, копытная мышь, белая куропатка, мускусный бык, обская пеструшка; из степных — степная лошадь, степной суслик, степной хорек, болотная курочка; из лесных — благородный олень, рысь, волк, лисица, водяная крыса, бурый медведь, гигантский олень. К этим формам присоединяются еще такие, как зубр, первобытный бык, бурый медведь, пещерный лев. Наконец, в пещерах и по долинам рек обитал тогда человек, по внешнему облику своему совершенно отвечавший современному *Homo sapiens* — так называемый кроманьонский человек.

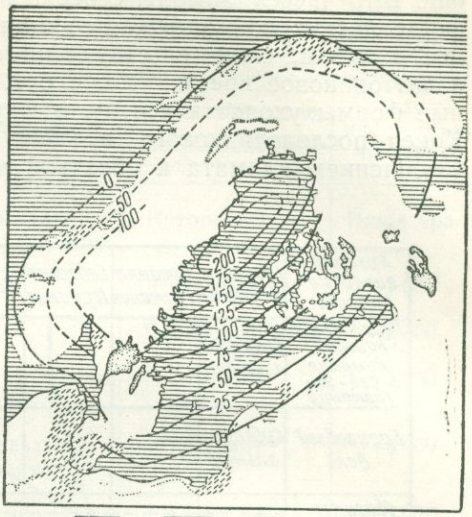
С отступанием вюрмского ледника вырабатывается уже современный порядок вещей и в географической обстановке и в органическом мире. В этих последних моментах истории четвертичного периода много любопытных деталей.

Отступание ледника осложнилось тремя длительными остановками, во время которых накоплялись конечные морены. Первая остановка произошла, когда край ледника дошел до Балтийского моря. С нею связаны, кроме конечных морен, весьма обширные озерные отложения, известные в Балтийской области под именем ленточных глин. Петрографически ленточные глины представляют собой породу, образованную чередующимися более или менее ясно выраженными прослоями песка и глины, причем песчаные слои по мощности больше глинистых. Образование песчаных слоев происходило в летнее время, когда ледник усиленно таял и поставлял в озеро массу воды и обломочного материала, отложение глины — зимой, когда поступление вод почти прекращалось. В ближайших окрестностях озер располагались торфяники с субарктической флорой. В эпоху, когда ледник стоял у южной границы Швеции, в области Балтийского моря, площадь ледниковых озер была затоплена морем, получившим название Иольдиевого с *Joldia arctica, Arca borealis, Mya truncata* и прочими пелециподами (рис. 95). Это море представляло собой в сущности обширный залив Северного моря (Немецкого), имевший конфигурацию, несколько отличную от современного Балтийского (отсутствие Ботнического залива, еще занятого льдами). Глинистые и песчаные отложения его в настоящее время сохранились в виде высокой морской террасы по берегам Балтийского моря и Ладожского озера. Фауна имеет характер весьма холодолюбивого субарктического сообщества. При последующем отступании ледника до центральных частей Скандинавии очертания Иольдиевого моря меняются: ясно вырисовывается Ботнический залив и одновременно исчезает связь с Северным морем; бассейн становится замкнутым, озерного типа. Это так называемое Анциловое озеро (море) (см. рис. 95), с водой значительно опресненной, вначале холодной, но постепенно все теплеющей; оно названо по наличию в его фауне характерной колпачковидной гастроподы *Ancylus fluviatilis*.

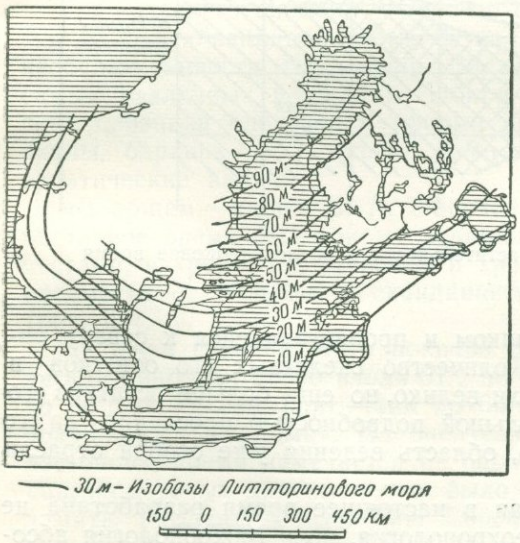
Позже, благодаря опусканиям в области современных Зундских проливов, происходит соединение Анцилового моря с Северным. Бассейн осолоняется и появляется новая фауна с гастроподой *Littorina littorea*, пелециподами *Cardium edule, Mytilus edulis* и т. д.; размеры этого Литторинового моря были чуть больше современного Балтийского (см. рис. 95). Климат в это время отличался сравнительной мягкостью и теплотой. Совсем недавно, вследствие небольших поднятий Сканди-



a



b



c

Рис. 95. Послеледниковые бассейны Балтийского щита (по М. Саурамо)

a – Ильдиевое море: *1* – изобазы Ильдиевского моря, т. е. линии, соединяющие все пункты побережий этого моря, находящиеся ные на одинаковой высоте над уровнем моря (соответственно на 0, 50, 100, 150 и т. д. метров). Эти линии дают представление о той высоте, на которую подняты различные участки прежней территории моря благодаря современным поднятиям в области Балтийского моря; *2* – край ледника.

b – Анциловое море: *1* – изобазы Анцилового моря; *2* – небольшие внутренние озера; *3* – остаток ледника; *4* – области обитания доисторического человека эпохи Анцилловского моря

c – Литториновое море

навского полуострова, Литториновое море несколько сократилось и приобрело современные очертания.

Одновременно с эволюцией Балтийского моря более южные районы Русской равнины постепенно заселялись новыми обитателями (рис. 96). В ильдиевое время север России и Германии представлял собой сперва тундру с карликовой растительностью (*Betula nana, Salix polaris* и др.), затем северную тайгу с елью и сосной. Из фауны в это время

еще встречается мамонт, северный олень и ряд других холодолюбивых форм ледниковой эпохи. В анциловое время появляется смешанный лес с дубом, свидетельствующий о постепенном потеплении климата, в литториновое время — даже бук. Вымирают носорог, мамонт, полярные формы уходят к северу, и фауна приобретает современный облик. Конец послеледникового времени характеризуется опять некоторым ухудшением климата и обратной миграцией бука к югу.

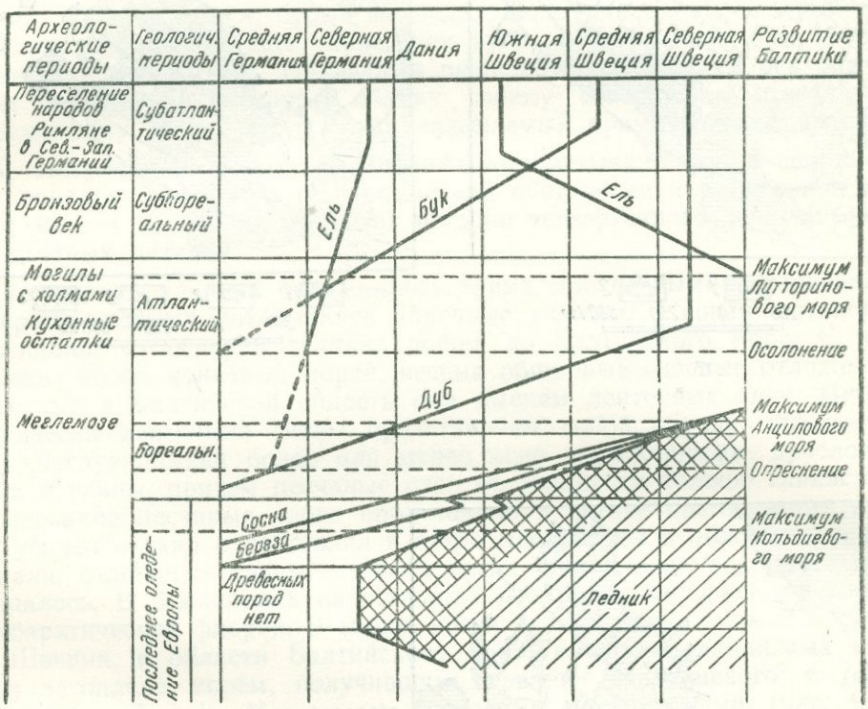


Рис. 96. Продвижение на север растительности в послеледниковое время

Следом за отступающим ледником и продвигающейся к северу растительностью идет и человек. Количество скелетных его остатков в отложениях послеледниковой эпохи велико, но еще больше остатков его индустрии, и это позволяет с большой подробностью проследить за его историей, что составляет, однако, область ведения уже особой отрасли знания — археологии.

Для послеледникового времени в настоящее время разработана не только обычная относительная геохронология, но и геохронология абсолютная. Мы видели выше, что в приледниковых озерах отлагались ленточные глины с ярко выраженной сезонной седиментацией: весной и летом — песок, осенью и зимой — глина. Так как каждые два слоя, вместе взятые и образующие «ленту», соответствуют году, то естественно возникла идея (высказанная впервые шведом де-Геером) произвести подсчет слоев в ленточных глинах и таким образом определить абсолютную длительность послеледникового периода.

Не вдаваясь в технику подсчета, отметим, что по данным де-Геера и его учеников с начала отложения ленточных глин в Дании, Финляндии и в окрестностях Ленинграда до наших дней прошло около

16 500 лет. Ниже помещенная таблица дает распределение в этом промежутке времени отдельных стадий послеледникового периода.

Бассейны в Балтике	Стадия отступания ледника	Климат	Археологические подразделения	Абсолютное летоисчисление
Современное Балтийское море	Современное положение снеговой линии	Послеледниковое ухудшение климата	Историческое время	Наша эра
			Железный век	—1 000
			Бронзовый век	—2 000
Литториновое море	—	Мягкий теплый климат	Неолит	—5 000
Анциловое озеро	Разделение ледника на две части	Бореальный климат	Неолит	—6 000
Иольдиевое море	Край ледника у средшведских морен	Арктический климат	Неолит	—10 000
Время ледникового озера	Край ледника в южной Швеции	—	Мезолит	—15 000

2. История Северной Азии в четвертичный период

До недавнего времени вопрос об оледенении севера Сибири, не считая ее северо-западной части, оставался открытым из-за почти полной необследованности территории. За последние 12—15 лет, однако, на самых различных площадях Сибири найдены частью геоморфологические признаки оледенения (форма долин, кары, цирки, штрихованные скалы, бараньи лбы), частью сами ледниковые отложения: морены и эрратические валуны.

«В общем,—пишет В. А. Обручев [1] — северный пояс Сибири в четвертичное время был покрыт ледниковым покровом материкового типа, местами, в хребте Верхоянском и хребте Черского, переходившим в зависимости от рельефа в скандинавский и даже альпийский типы» (рис. 97).

«Южная граница этого покрова от Урала до верхнего Вилюя пролегала приблизительно вдоль 61°; по обе стороны р. Лены поднималась до 66°; но южнее, опять-таки до 60—61°, местность была покрыта неподвижными фирнами». На очерченной ледниковой области Сибири в настоящее время намечается не одно, а по крайней мере два оледенения, из которых максимальным было более древнее, синхроничное, надо думать, рисскому оледенению Европы. Между этими двумя оледенениями была межледниковая эпоха, в течение которой имела место морская бореальная трансгрессия, захватившая низовья Оби (Обская губа), а также обширный пониженный участок между хребтом Быранга и Среднесибирским плоскогорьем (Пясинская тундра). Очевидно, эта трансгрессия аналогична и синхронична бореальной трансгрессии рисс-вюрмского века на севере Русской платформы.

Изучение распространения валунов и морен позволило вскрыть очень интересные детали истории оледенения. Обнаружилось, что в северной Азии имелся не один центр оледенения, а несколько. Наиболее вероятны:

[1] Четвертичное оледенение Сибири. Природа № 4, 1930.

1) уральский, давший ледниковый покров для западной части Западносибирской низменности; 2) таймырский; 3) норильский; 4) оленекский.

Некоторые центры располагались на площади современного континента. Так, «если нанести на карте направление шрамов, наблюдавшихся в бассейне р. Таймыра,— пишет геолог Урванцев,— и продолжить их до пересечения, то все они встретятся в районе архипелага Норденшельда, где, следовательно, и лежал один из центров оледенения северо-западной части полуострова. Конечно, это возможно лишь при условии, что в эпоху оледенения здесь были возвышенности, превышающие высоту южных участков плато Быранга того времени. Все эти факты говорят о том, что к моменту оледенения размеры Таймырского

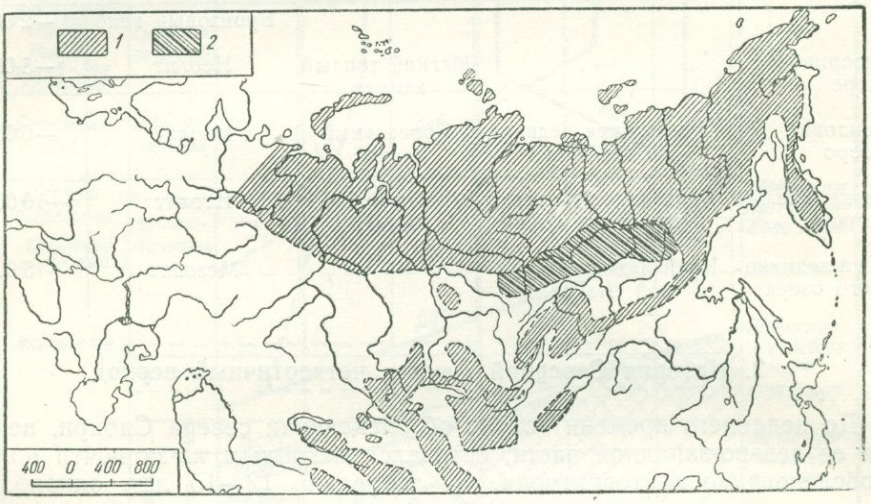


Рис. 97. Карта оледенений северной Сибири (по В. А. Обручеву)

1—ледниковый период; 2—неподвижные фирны

полуострова значительно превышали современные; группы теперешних полуостровов Норденшельда, Вилькицкого и др., а также, повидимому, и Северная Земля, входили в состав Азиатского материка, причем именно в их районе лежали наивысшие точки местности, откуда уклон шел на юг, как раз противоположно тому, что наблюдается в настоящее время»[1].

В послеледниковое время имело место наступание моря на Сибирский континент, на что указывают расширенные устья рек (так называемые «губы»)—явление совершенно типичное для трансгрессии. Максимальная амплитуда поднятия морского уровня, однако, уже миновала, достигнув по берегам западного Таймыра 10—15 *м* над современным уровнем. Отступание моря продолжается и в настоящее время, причем из сопоставления съемок Таймырского залива и озера в 1929 г. Урванцева со съемкой Миддендорфа 1843 г. видно, что уровень моря за 86 лет понизился примерно на 1 *м*.

На водораздельных участках над моренами последнего оледенения в озерных отложениях наблюдаются стволы лиственницы и березы, находящиеся, несомненно, *in situ*. т. е. на месте своего произрастания. Так как находки эти сделаны на 150—200 *км* севернее современной границы распространения леса, их можно рассматривать как указание на период более теплого климата, имевший место в послеледниковое время

[1] См. статью В. А. Обручева. Природа № 4, 1930.

и вновь сменившийся похолоданием. Здесь повторяется то же, что наблюдалось в это время в Европе.

История органического мира северной Азии за четвертичное время нам почти не известна. В частности, совершенно отсутствуют сведения о первой половине ледникового периода — до вюрмского оледенения. В вюрмское время и после него, повидимому, до геологически недавнего времени, здесь, как и в Европе, жила северная фауна: мамонты, носороги, олени и т. д. Бесчисленные находки мамонтовых бивней в тундре были даже предметом промышленных поисков, например, на Новосибирских островах; всего же из Якутии, начиная с 1891 по 1914 г., было вывезено не менее 20 тыс. пудов мамонтовых бивней.

В наследство от ледниковой эпохи в Сибири осталась так называемая вечная мерзлота, т. е. такое состояние верхних горизонтов земной коры, когда температура их, исключая ничтожный, прогреваемый летом слой, держится ниже 0° С. В пределах области развития вечной мерзлоты были найдены большие массивы льда, погребенные под слоем наносов. Помимо теоретического интереса и большого практического значения в деле освоения Севера, эта вечная мерзлота важна еще и тем, что благодаря ей до нас дошли нетронутые трупы ледниковых животных — мамонта и носорога с кожей и мясом. Таковы находки мамонта и носорога на р. Вилюе (в 1771 г., Паллас), мамонта в низовьях Лены (1806 г., Адамс), мамонта на Большом Ляховском острове (Волосович, 1896 г.) и др.

3. Обледенение Северной Америки

В Северной Америке ледниковый покров занимал северную половину материка (рис. 98). В центральной части ледник спускался значительно южнее Великих озер, тогда как на западе и востоке граница его проходила значительно севернее. Ледниковый покров питался из нескольких центров оледенения; главнейшие из них — кордильерский, киватинский (к западу от Гудзонова залива) и лабрадорский. В то же время оставалась свободной от льда часть арктической Америки и Аляска, на которой, как полагают, имелись скопления неподвижного льда, как в полярной Сибири. Свободной от льда была небольшая площадь штата Висконсин, где два потока — Верхнего озера и озера Мичиган — не сливались между собой.

Количество оледенений в Северной Америке точно не определено: одними исследователями принимается четыре, другими — шесть. Точно так же не установлена и точная синхронизация их с европейскими. В древнейших межледниковых отложениях имеются фаунистические признаки, указывающие, что первое оледенение в Северной Америке началось раньше европейского и относится еще к концу плиоцена. Некоторые исследователи принимают, что оледенение различных центров в Северной Америке происходило не в одно и то же время: кордильерский центр испытал оледенение раньше, чем киватинский, а последний — ранее лабрадорского. Если такая реконструкция четвертичной истории правильна, то получается медленно идущая миграция ледниковой полярной шапки в направлении с запада на восток, из Северной Америки — в Европу и северную Азию.

Последние моменты четвертичной истории Северной Америки в области Канадского щита напоминают историю Балтийского щита. После отступания ледника здесь образуются колоссальные пресноводные водоемы, остатками которых являются современные озера Северной Америки; таковы: Альгонкское, бывшее на месте Великих озер и озер

Агассица — на месте современных озер Виннипега. Кроме того, два обширных озера в области Великого бессточного бассейна оставили современной эпохе ряд соленых озер. В бассейне р. Св. Лаврентия и

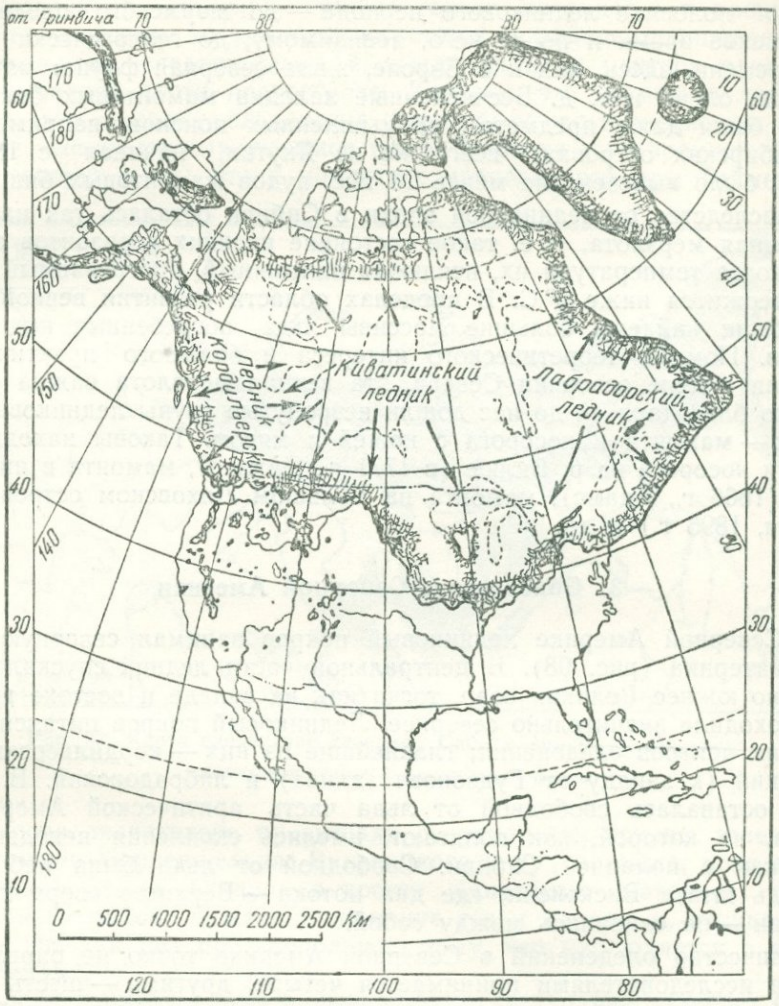


Рис. 98. Оледенение Северной Америки (по Антевсу)

сз. Онтарио, а также по западному берегу Гудзонова залива, Канадский щит по удалении ледникового покрова был захвачен бореальным морем, от которого остались слои с *Joldia arctica* и другой арктической фауной.

4. Общая характеристика истории северной околополярной области земли в четвертичный период

Итак, четвертичная история северной околополярной области земного шара сводится к развитию здесь колоссальной по размерам и по мощности ледниковой шапки, одевавшей не только современную арктическую территорию, но и умеренные широты Северной Америки, Европы и северной Азии. Эта шапка, однако, не существовала непрерывно,

но периодически то сокращалась до малых (современных?) размеров, то разрасталась вновь. Не исключено, хотя и не установлено с полной достоверностью, что эта шапка при новых расширениях занимала не одни и те же области, но медленно мигрировала в направлении с запада на восток, из Северной Америки в Европу. Другими словами, первые расширения ее захватывали, помимо арктической области, еще Северную Америку, последние же — арктическую область и только часть Северной Америки и Европы плюс Северную Азию.

В межледниковые эпохи, а также после таяния ледника происходили неоднократные трансгрессии бореального моря.

В целом, по неоднократности оледенения и по тесной связи его с трансгрессиями моря, четвертичное оледенение северного полушария близко напоминает верхнекаменноугольное, как мы знаем его в Южной Африке.

5. История горных областей северного полушария

Обратимся к истории областей, располагавшихся в северном полушарии за пределами оледенений.

Внеледниковая область в четвертичное время играла совершенно исключительную роль.

Эта зона являлась вместилищем, куда направлялись талые воды ледника и где отлагались массы вынесенного ими материала. Это была область, куда периодически мигрировали вытесняемые ледником фауна и флора и переживали здесь лихолетье. Это была, наконец, зона, где одновременно шли тектонические процессы и продолжалось формирование структур альпид и омоложенных герцинид и под влиянием всех перечисленных факторов шло непрерывное вырабатывание современных форм рельефа. Четвертичная история внеледниковой области не менее, а более сложна, чем история областей, подвергавшихся оледенению, и в настоящее время разъяснена лишь в самых общих чертах.

Основное событие четвертичного периода в области альпийских складок и древних герцинских структур заключается в продолжающемся подъеме этих структур и в приобретении ими того геоморфологического облика высокогорных стран, какой им свойственен теперь.

Альпы, Кавказ, Среднеазиатские хребты, Алтай, Салаиро-Саянские цепи, горы Восточной Сибири и другие именно в четвертичное время достигли, как геоморфологические единицы, тех высот, которые характеризуют их сейчас.

Поднимающиеся участки представляли собой как бы огромные пологие вздутия, разрезаемые по мере их воздымания эрозией на отдельные хребты. К тому же различные площади структур двигались неодинаково быстро, некоторые отставали и превращались в тектонические впадины на теле вздутий, как, например, впадина оз. Байкал, оз. Телецкое и др. Возникали новые и открывались старые дизъюнктивные трещины, по которым одни участки перемещались относительно других. Местами продолжалось складкообразование и только что возникшие четвертичные породы деформировались, образуя периферические складки. Подобного рода нарушения известны в очень многих горных системах. Так, Штилле описывает (1937 г.) орогеническую фазу в области Калифорнии, резко смявшую нижнечетвертичные породы. Складки в четвертичных породах установлены в Гималаях, Таджикистане (Кулябский район), Туркмении, Прикаспийской низменности (дислокации бакинских глин), в Ферганской котловине, Джунгарском Ала-Тау, а в последнее время стали известны и на побережье Черного моря

(резкие складки тирренских слоев на черноморском побережье Кавказа). Все это заставляет рассматривать четвертичную эпоху не как эпоху анорогенную, т. е. спокойную в тектоническом отношении как это считали до самого недавнего времени, а наоборот, как орогеническую эпоху — время продолжающихся тектонических нарушений

В связи с воздыманием горных кряжей альпийской зоны и омоложенных герцинских структур в верхних частях их в четвертичное время развиваются более или менее обширные ледники, как бы повторяющие в миниатюре оледенение северной околополярной зоны.

Следы оледенений известны в настоящее время во всех горных системах, начиная с Пиренеев до крайнего востока: в Альпах, Карпатах, на Кавказе, Памире, Алтае, в Кузнецком Ала-Тау, Саянах, Патомском нагорье, Яблоновом, Становом, Верхоянском хребтах и до тихоокеанского побережья. Везде конечные морены, валуны, углубленные ледником речные русла, кары и т. д. опускаются несравненно ниже областей развития современных ледников. Но, в отличие от огромных сплошных ледниковых шапок северных частей континента, в горных цепях были развиты ледники альпийского типа, опускавшиеся обширными, но разъединенными языками по долинам или висевшие в виде висячих ледников на склонах гор. Количество оледенений в разных горных цепях различно: в Альпах — четыре, на Кавказе — три достоверных и четвертое предполагаемое; на Памире — два (?), на Алтае и восточнее — двукратное. Такая пестрота картины и значительные колебания количества оледенений в разных цепях объясняются главным образом еще весьма недостаточной изученностью этого явления.

6. Основные процессы четвертичного периода на площади внеледниковых равнин

На внеледниковых равнинах в четвертичное время три процесса были особенно существенны: образование речных долин, формирование делювиальных шлейфов, образование лёсса.

Формирование речных долин началось, как мы знаем, еще в дочетвертичное время, и долины таких рек, как Днепр, Дон, средняя часть Волги, Кама, и некоторых других, несомненно, неогенового возраста. Все же четвертичное время является для них важной эпохой, ибо огромные массы воды, периодически поступавшие в речную сеть, не могли не отозваться самым резким образом на жизни и конфигурации гидрографической сети. В моменты начала и, особенно, конца оледенений массы воды, стремительно спускавшиеся по рекам, резко углубляли и расширяли их русла и вырабатывали широкие и глубокие долины. В ряде случаев массы воды, не вмещавшиеся в русле, выступали из него, разливались в пониженных местах и образовывали обширные озеровидные расширения. Такие разливы известны в Европейской части Союза (Днепр, Сура, Свияга и др.), в Средней Азии и, в особенности, в Западносибирской низменности. В Средней Азии озеровидные расширения приурочивались главным образом к нижним частям речных долин, впадавших в бессточные замкнутые котловины (рис. 99); эти котловины и речные русла превращались в обширные водные бассейны типа пресных озер. В Западносибирской низменности разливы сосредоточивались преимущественно на севере, куда сбрасывались речные воды южных горных ледников и талые воды северной ледниковой шапки. В межледниковые эпохи (после ликвидации ледникового покрова) сток быстро и резко падал, ложбины заполнялись аллювием, озеровидные расширения сокращались и обсыхали. В следующий ледниковый период происходило новое оживление гидрографической сети, заполненные

аллювием речные долины вскрывались вновь, река разрезала свои собственные осадки, вновь прочищая глубокую ложбину, углубляя и переуглубляя прежнее русло, образуя новые озеровидные расширения и т. д. Эта сложная игра изменений стока, то замирание речной сети, то резкое ее оживление и омоложение, и создали сложное строение

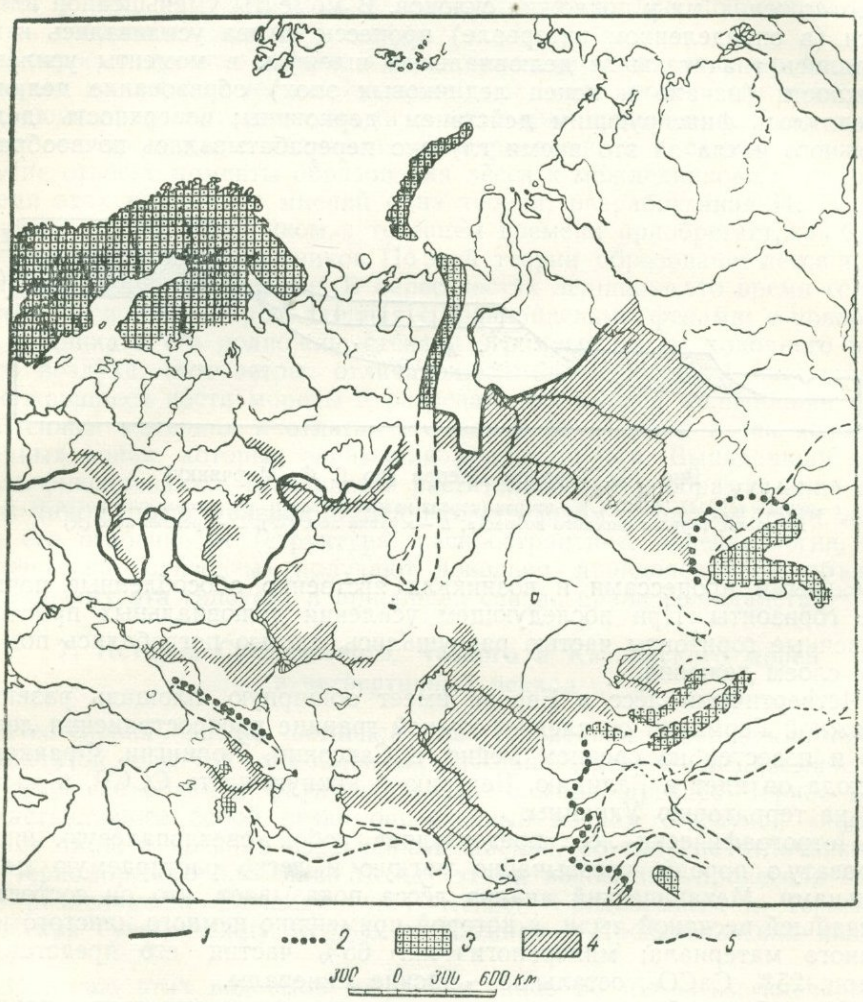


Рис. 99. Аллювиальные накопления в Западной Сибири (по Б. Л. Личкову)
1—граница распространения материковых ледников; *2*—границы распространения горных ледников; *3*—районы материкового оледенения и области древних горных ледников; *4*—древние аллювиальные равнины; *5*—горные хребты свыше 2000 *м*

речных долин, какое им свойственно сейчас. Как известно, европейские и азиатские речные долины характеризуются наличием так называемых террас, т. е. ступеней, или уступов, которыми склон спускается от водораздела к современному водотоку (рис. 100). Террасы эти слагаются древним речным аллювием и являются, таким образом, следами речных русел, вырытых в моменты оживления гидрографической сети и заполненных при замирании этой сети. Количество террас у европейских рек равно обычно трем, иногда же значительно больше. В некоторых случаях на действие климатического фактора накладывалось, несомненно,

влияние местных движений земной коры (особенно у рек, стекавших с горных цепей).

Периодическая смена влажных и сухих эпох отразилась и на истории водораздельных участков. Процессы, здесь протекавшие, сводились к образованию почвенных горизонтов и делювиальных чехлов, т. е. к смыву дождевыми водами продуктов выветривания с водоразделов и к переотложению их у подножия склонов. В моменты уменьшенной влажности (в определенном интервале) процессы смыва усиливались и накоплялись значительные делювиальные шлейфы, в моменты усиления влажности (начало и конец ледниковых эпох) образование делювия замедлялось фиксирующим действием дерновины; поверхность делювиального чехла за это время глубоко перерабатывалась почвообразо-

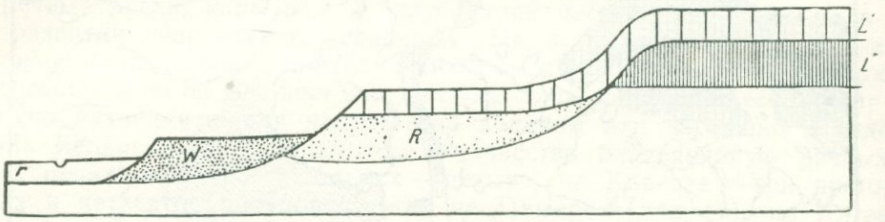


Рис. 100. Террасы Днепра (по Г. Ф. Мирчинку)

r—первая терраса (пойма); *W*—вторая (первая надпойменная терраса вюрмского возраста; *R*—третья терраса рисского возраста; *L'*—верхний лёсс (*W*); *L''*—средний лёсс (*R*)

вательными процессами и возникали явственно обособленные почвенные горизонты. При последующем усилении делювиальных процессов почвенные горизонты частью разрушались, частью погребались под новым слоем делювия.

Четвертичный лёсс в Европе имеет обширную площадь развития. В южной Германии он следует южной границе распространения ледников и известен на среднем Рейне, в Саксонии, Тюрингии, Франконии. Отсюда он идет в Галицию, Венгрию и южную часть СССР, в частности на территорию Украины.

Петрографически лёсс представляет собой светлопалевую, иногда буроватую породу, чрезвычайно мягкую и легко растираемую между пальцами. Механический анализ лёсса показывает, что он состоит из тончайшей песчаной пыли, к которой примешано немного илистого и песчаного материала; минералогически 65% частиц его представляет кварц, 25% $CaCO_3$, остальное — прочие минералы.

Лёсс обычно богат органическими остатками сравнительно с другими континентальными фациями. Кроме характерных для него наземных моллюсков *(Pupa, Succinea, Helix)*, он содержит местами болотную фауну. С лёссом связаны обычно (например, в классической области его развития на Украине) многочисленные находки типичной мамонтовой фауны (мамонт, полярный заяц, лемминг, сайга, носорог и др.), а также многие стоянки верхнепалеолитического человека.

Кроме того, лёсс, как правило, содержит обильную пыльцу растений, травянистых и древесных, спорангии папоротников, а иногда остатки древесины хвойных.

Залегает лёсс весьма своеобразно. Он не связан с определенными высотами и, в противоположность делювию, перекрывает и склоны и водоразделы, свободно переходя с одной высоты на другую. Вместе с тем он иногда развит неодинаково на различных склонах водоразделов

Склоны, обращенные на запад, юго-запад и северо-запад, одеты наиболее мощным покровом лёсса. Как и делювиальные чехлы, лёсс не образует одного цельного пласта, но имеет внутри ряд поверхностей выветривания (ископаемые почвенные горизонты), которые разделяют лёссовую толщу на несколько горизонтов. Число их в различных местах разное. В Германии насчитывают до трех погребенных почвенных слоев, у нас, по данным одних исследователей, два почвенных горизонта, по данным других — четыре.

Вопрос о происхождении лёсса принадлежит к числу проблем, по которым до сих пор нет единодушного решения. Генезис его объясняют и делювиальными, и почвенными, и эоловыми процессами. Одни связывают эти процессы с ледниковыми периодами и с самим ледником, другие относят моменты образования лёсса к межледниковому времени. Среди этих различных мнений одна теория, разработанная П. И. Тутковским и Г. Ф. Мирчинком, с течением времени приобретает, как будто, все большее число сторонников. По этой теории образование лёсса происходило в ледниковое время. В окрестностях ледника в это время господствовала система ветров, сходная с гренландскими фенами: с поверхности ледника к его подножию стекали огромные массы холодного и сухого воздуха. Эти ветры, отличавшиеся большой силой, высушивали обнажавшиеся части морены и развевали ее, вынося мельчайший раздробленный материал и отлагая его вдали от ледника в тех холодных степных зонах, которые окаймляли ледник с юга. Выпадавшая здесь пыль фиксировалась травянистой растительностью и образовывала лёсс. При таком представлении о ледниково-эоловом происхождении лёсса, все его особенности (структура, распространение, палеонтология, распадение на горизонты) получают довольно правдоподобное объяснение, почему эта гипотеза и приобрела сейчас права гражданства.

7. История Средиземного, Черного и Каспийского морей в четвертичный период

Неогеновая эпоха оставила на территории Средиземноморской складчатой зоны три обособленных бассейна: древнее Средиземное море, имевшее облик и фауну нормального моря, древнее Черное море, представлявшее собой резко опресненный водоем с фауной «каспийского» типа, и древний опресненный Каспий, по типу не отличавшийся от Черноморского бассейна. Между этими водоемами пролегали широкие разделяющие площади суши: между Средиземным и Черным — Эгейская суша; между Черным и Каспием — Предкавказская низменность.

Историю этих водоемов мы знаем лишь по немногим клочкам их осадков, дошедших до нас благодаря некоторым специфическим обстоятельствам.

Все три бассейна лежали внутри еще формирующейся складчатой зоны, и, естественно, берега и дно их принимали участие в движениях окружающих территорий, погружаясь на одних участках, поднимаясь на других. На временно погружавшихся участках возникали трансгрессии моря, на подымавшихся — отдельные отрезки побережья обсыхали и образовывали террасы, располагающиеся теперь на некоторой высоте над уровнем моря. Осадки и фауна террас являются главнейшим источником наших сведений о четвертичной истории морей. Если морских террас на побережье несколько, то это указывает на скачкообразный ход поднятий, причем, чем выше в рельефе расположена терраса, тем к более древнему моменту четвертичной эпохи относятся ее осадки и фауна.

По периферии Средиземного моря установлены четыре четвертичные террасы (рис. 101). Наиболее высокая (древняя) сицилийская терраса располагается на высоте 95—100 *м* по северному и южному берегу западной части моря. Ее осадки характеризуются фауной, содержащей элементы северного типа *(Cyprina islandica)*. Следующая — милацкая терраса, развитая по берегам Сицилии и Апеннинского полуострова на высоте 55—60 *м*, заключает в себе фауну более теплолюбивую сравнительно с современной средиземноморской.

Тирренская терраса развита на высоте 28—35 *м* уже вокруг всего Средиземного моря, не только в западной, но и в восточной его части: на о. Кипре, по берегам Эгейского моря и в других местах. Фауна ее

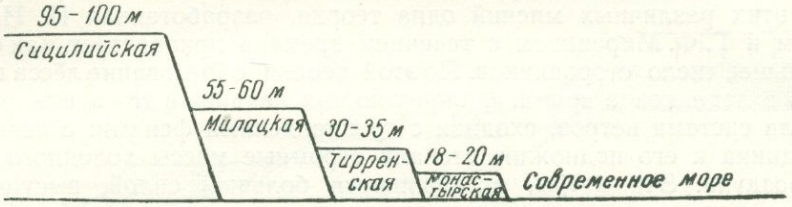


Рис. 101. Террасы Средиземного моря

субтропического облика, содержит крупные *Tapes calverti, Cardium tuberculatum, Strombus bubonius* и другие формы, ныне живущие в районе Канарских островов и по атлантическому берегу Африки.

Монастырская терраса на высоте 18—20 *м* сохранилась на северном и южном берегах моря и содержит богатую фауну современного типа.

Кроме того, наблюдается еще одна — послемонастырская терраса на высоте 6—8 *м*.

К сожалению, хронологической увязки перечисленных стадий истории Средиземного моря с ледниковыми периодами северной части Европы до сих пор нет. Известно лишь, что по берегу Приморских Альп, в гроте Гримальди, выходят одновременно тирренские осадки со *Strombus bubonius* и осадки с рисс-вюрмской мамонтовой фауной, откуда вытекает, что тирренская стадия отвечает второй межледниковой эпохе.

Существеннейшим событием четвертичной истории Средиземного моря, помимо эволюции его фауны, было возникновение Эгейской котловины в результате погружений значительной зоны альпийских складок Сирийских дуг. Это событие, окончательно придавшее Средиземному морю его современный облик и связавшее его с Черноморским бассейном, состоялось в тирренскую эпоху, т. е. в рисс-вюрмское межледниковое время.

На площади Черного моря в начале четвертичной эпохи был бассейн, получивший название Древнеевксинского моря. Следы его запечатлены в морских террасах на Керченском полуострове (в окрестностях озер Узунларского, Чокракского и др.), на Таманском полуострове и на кавказском побережье, где они доходят до высоты 18—50 *м*. Распространение моря в то время не отличалось существенно от современного. Но соленость его была резко иная, как это можно видеть по его фауне, в состав которой входили: *Didacna crassa, Monodacna, Adacna*, т. е. современные солоноватоводные каспийские роды, а также *Paludina, Planorbis* и другие пресноводные формы. Этот бассейн был столь же опреснен, как и верхнеплиоценовые бассейны на черноморской территории, и по типу своему вполне напоминал современное Каспийское море; соединение со Средиземным морем еще отсут-

ствовало. Хронологически Древнеевксинский бассейн отвечает первой половине четвертичной эпохи, в которую включаются миндельское и рисское оледенения.

Следующая стадия получила название Тирренского или Карангатского моря. В окрестностях Евпатории (в западном Крыму) осадки этого времени вскрыты шурфами на Сасык-Сивашской пересыпи, едва-едва над современным уровнем моря. У Севастополя (Стрелецкая бухта) они подымаются уже до 1,3 *м* над уровнем моря, на Керченском полуострове до 7—8 *м* (в тех же местах, где и предыдущие террасы), а на кавказском берегу до 15—25 *м*. По южному берегу Черного моря

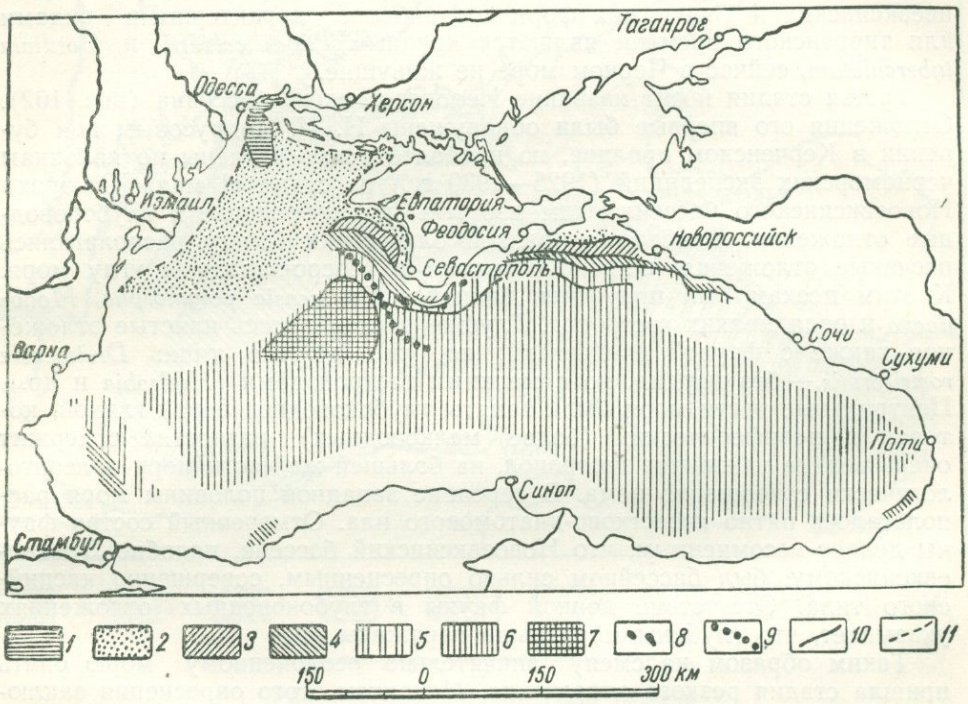


Рис. 102. Новоевксинский бассейн

1—глины с *Monodacna*; 2—пески с биоценозом *Dreissensia polymorpha*; *3*—глины с биоценозом *Dreissensia pontocaspia*; *4*—глины с биоценозом *Dreissensia rostriformis* var. *distincta*; *5*—глины с гастроподами; *6*—серая глубоководная глина без фауны; *7*—известково-диатомовый ил (прослоями); *8*—области с большим количеством галек; *9*—южная граница распространения галек в дрейсенсиевой и глубоководной глинах; 10—граница различных типов осадков; 11—предполагаемая граница осадков

тирренская терраса выходит у Синопа на высоте 5—7 *м*. В отличие от древнеевксинских, тирренские террасы заключают в себе настоящую морскую фауну, даже более богатую видами, чем современная черноморская. Большая часть (75%) моллюсков Тирренского моря принадлежит видам, еще и ныне обитающим в Черном море; остальные 25% в современном Черном море неизвестны, но в огромном большинстве случаев обитают в Средиземном море. В Тирренском море жили даже морские ежи, чего теперь не наблюдается. Все эти отличия объясняются тем, что Тирренский бассейн по своим гидрологическим условиям значительно отличался от современного Черного моря. «Присутствие средиземноморских видов,— писал Н. И. Андрусов [1],— указывает на

[1] В статье о послетретичной тирренской террасе в области Черного моря. Bull. Intern. de l'Acad. d. Sci. de Bohême, 1925.

более высокую температуру воды и на более высокую соленость ее в сравнении с современным Черным морем. По всей вероятности, эта соленость превосходила 2% (теперь 1,8%); в этом случае условия существования нашей фауны были бы сходны с условиями существования современной береговой фауны Мраморного моря, которая выдерживает до 2,2% опреснения».

Появление морской фауны в Черном море было обязано обрушению Эгейской суши и установлению связей со Средиземным морем.

Понятно, что переход от опресненного Древнеевксинского моря к осолоненному Тирренскому требовал некоторого времени и происходил через промежуточные стадии, характеризующиеся смешением древнеевксинских и тирренских форм [1]. Наиболее характерными видами для тирренского времени являются крупные *Tapes calverti* и *Cardium tuberculatum,* сейчас в Черном море не живущие.

Третья стадия носит название Новоевксинского бассейна (рис. 102). Отложения его впервые были обнаружены Н. И. Андрусовым при бурении в Керченском проливе, но наиболее полно изучены по колонкам черноморских экспедиций (1925—1930 гг.) на судне «1 мая». От эпохи Новоевксинского бассейна нам известны и прибрежные и глубоководные отложения. В непосредственной близости к берегу располагались песчаные отложения, широко развитые в северо-западном углу моря. К этим пескам был приурочен биоценоз *Dreissensia polymorpha, Monodacna* и ряда мелких гастропод. Глубже располагались илистые отложения также с фауной дрейсенсий, но уже другого типа: *Dreissensia rostriformis,*— без кардид, но с мелкими гастроподами *(Hydrobia* и др.). Центральные части моря были заняты глубоководной серой глиной, которая в периферических (более мелководных) разностях содержит очень редкие раковинки гастропод, на большей же части моря палеонтологически совершенно нема. В середине западной половины моря располагалось пятно известково-диатомового ила. Отмеченный состав фауны делает несомненным, что Новоевксинский бассейн, подобно Древнеевксинскому, был бассейном сильно опресненным, совершенно каспийского типа. Отсутствие донной фауны в глубоководных отложениях указывает, что глубины моря были заражены H_2S.

Таким образом на смену значительно осолоненному морю опять пришла стадия резкого опреснения. Механизм этого опреснения заключался, вероятно, в обмелении (но не закрытии) Босфорского пролива, благодаря чему нижний ток соленой воды из Средиземного в Черное море прекратился, осталось только верхнее выносящее течение и оно-то именно и опреснило водоем до степени, приближающейся к солености Древнеевксинского моря. Что касается генезиса новоевксинской фауны, то она, повидимому, переселилась в Черное море из Каспия, в то время соединявшегося с ним протоком вдоль Саломанычской депрессии. По возрасту Новоевксинский бассейн отвечает последнему (вюрмскому) оледенению и большей части послеледниковой эпохи.

Последней стадией является современное Черное море с его полуморской (по солености) водой и полуморской же фауной (рис. 103). Наблюдения над колонками ила позволяют очень подробно проследить постепенное осолонение этого бассейна, которое прогрессирует и до сих пор. Причина нового осолонения лежит в углублении Босфорского пролива и в возникновении нижнего соленого течения из Средиземного моря в Черное. Счет годичных слоев, поставленный на микрослоистых

[1] Эта переходная стадия зафиксирована на одной из террас Крыма и кавказского побережья подмесью средиземноморских форм в верхах разреза древнеевксинских слоев; ее выделяют под названием узунларской стадии.

глубоководных осадках, обнаружил, что начало последнего осолонения имело место всего около 5000 лет назад.

Одновременно со сменой одного гидрологического режима другим в Черноморской котловине в четвертичный период протекали и другие, более существенные, процессы. На основании наблюдений над лиманами установлено, что в настоящее время воды моря медленно наступают на юг Русской платформы. Параллельно с этим идет разрастание центральных глубоководных частей Черноморской впадины за счет сбрасы-

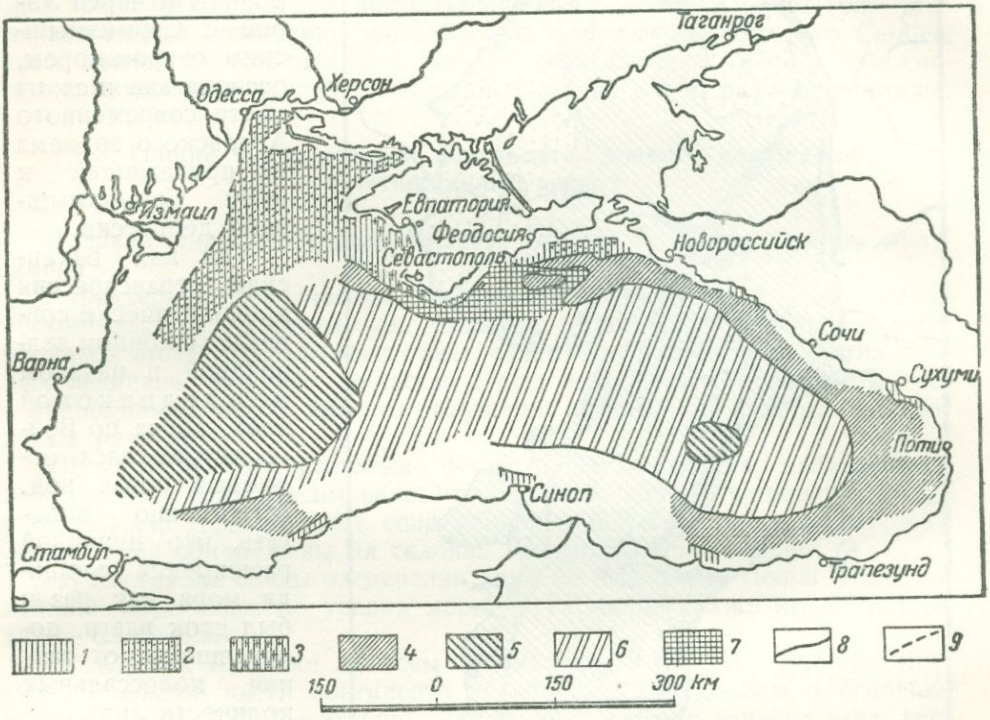


Рис. 103. Древнечерноморский бассейн

1—древний мидиевый ил; 2—древние мидиевые ракушечники; *3*—прослои диатомово-мидиевого ила; *4*—мидиево-слоистая глина; *5*—черный ил; *6*—переслои черного ила и серой глины; *7*—полоса отсутствия древнечерноморских отложений (вследствие оплываний); *8*—граница различных типов осадков; *9*—предполагаемая граница осадков

вания, спускания прилежащих частей континентального плато. Доказательством этого процесса служат два факта: 1) вдали от берега мелководные новоевксинские пески находятся сейчас на глубинах до 100—200 *м* и глубже; 2) галечники, еще более мелководная фация того же времени, также встречены на глубинах в несколько сот метров. Таким образом, по мере того как море завоевывает все новые участки на севере, районы, уже затопленные, разбиваются сложной системой трещин, по которым и происходит опускание отдельных глыб на большую глубину.

Эти тектонические процессы являются причиной тех землетрясений, которые время от времени потрясают Крым и достигают иногда большой силы.

В отличие от двух рассмотренных водоемов, четвертичная история Каспия отличается наличием нескольких крупных трансгрессий моря в область Прикаспийской впадины.

Первая трансгрессия (бакинская) имела место, по В. И. Громову, в конце миндельского оледенения и в начале миндель-рисской межледниковой эпохи. Море доходило на север до широты оз. Эльтона и оставило пески и глины с *Monodacna, Didacna, Hydrobia* и другой фауной. Полагают, что оно было связано проливом с Древнеевксинским морем Черноморской котловины и через Узбой с Сарыкамышским озером-морем, располагавшимся на месте современного Аральского водоема и прилежащей к нему Сарыкамышской депрессии.

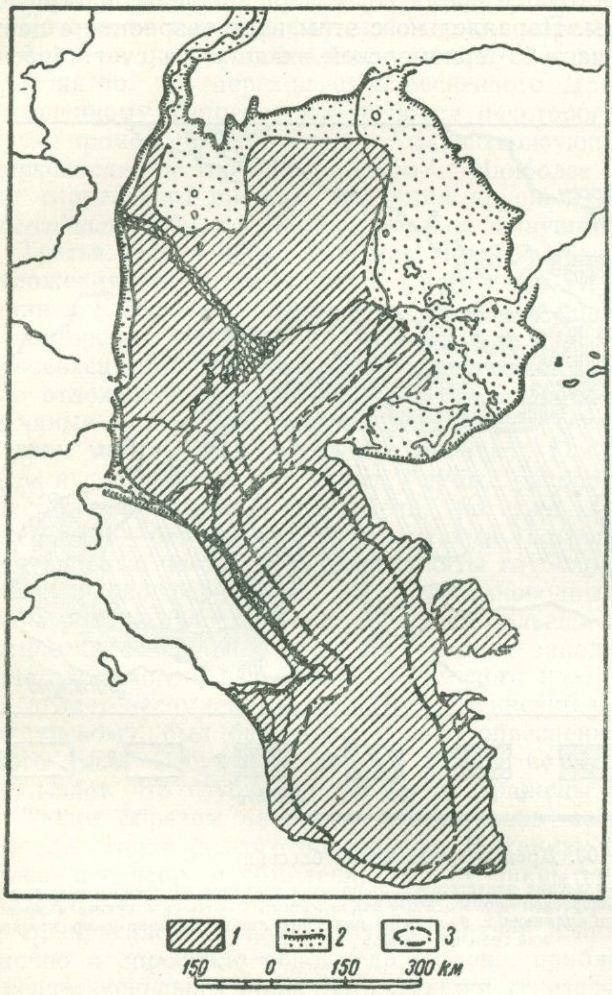


Рис. 104. Хозарский и Хвалынский бассейны (по М. М. Жукову)

1—область Хозарского моря; *2*—контур Хвалынского моря в эпоху его максимального разлива; *3*—границы того же моря при его максимальном сокращении

Так как бакинская трансгрессия хронологически совпадает с концом ледниковой и началом межледниковой эпох, когда по Волге устремлялся огромный поток вод, естественно полагать, что причиной расширения площади моря как раз и был сток влаги, получавшейся от таяния колоссальных количеств льда.

С исчезновением ледника уровень Каспия постепенно понижается и Прикаспийская впадина обсыхает; связь с Черным морем исчезает. Вторая трансгрессия получила название хозарской (рис. 104); море в это время доходило примерно до широты оз. Баскунчак и оставило после себя пески с палюдинами, монодакнами, дрейсенсиями и другой фауной. Хронологически хозарская трансгрессия отвечала концу миндель-рисса, началу рисского оледенения, т. е. последовала вскоре же после бакинской. В эпоху максимального оледенения Каспий, возможно, опять соединялся через долину Маныча с Древнеевксинским морем.

Третья трансгрессия, наступившая, по Г. Ф. Мирчинку, в конце рисского оледенения и продолжавшаяся до конца вюрмского, называется

хвалынской. Море в это время доходило на севере почти до подножия Общего Сырта, а по долинам р. Волги и ее притоков гораздо дальше, до Самарской Луки. Осадки Хвалынского моря представлены песками и переслаивающимися с ними характерными шоколадными глинами с обильнейшей количественно и вполне современной фауной: *Dreissensia polymorpha, Dr. rostriformis, Didacna protracta, Did. trigonoides* и др.

В послехвалынское время море стоит почти точно в современных границах, испытывая лишь мелкие и незначительные (хотя и неоднократные) временные расширения. В одну из таких недавних мимолетных трансгрессий Каспий опять соединился с Черным морем (уже после вторичного осолонения этого бассейна) и приобрел от него *Cardium edule* съедобную сердцевидку, весьма эвригалинную форму, прижившуюся в сильно опресненном Каспии и сильно в нем размножившуюся.

8. Общие черты истории континентов южного полушария в четвертичный период

В заключение необходимо сказать несколько слов о южном полушарии.

Характерную особенность его четвертичной истории составляет то обстоятельство, что следы существования материковой ледниковой шапки здесь отсутствуют и оледенение сказывается лишь в развитии горных ледников. Это обстоятельство стоит, возможно, в связи с тем, что в приполярных частях южного полушария вообще нет крупных материковых площадей.

«В Африке следы развития четвертичных ледников наблюдаются в Атласских горах. Несомненно, что снеговая линия в четвертичный период лежала гораздо ниже современной и под экватором: ледниковые образования обнаружены на склонах Килиманджаро и Кении.

«В Австралии следы оледенения дают ее Альпы. На Новой Зеландии ледники спускались до уровня моря. В Тасмании также имеются признаки оледенения.

«В Южной Америке на всем протяжении Кордильер имелись ледники, в южной части континента опускавшиеся в долины и особенно развитые в южной Патагонии; чрезвычайно свежие морены этих ледников указывают на очень позднее время их образования: этому предположению отвечает характер фауны и флоры южной части Южной Америки, в первую половину четвертичного периода, указывающий на более теплый климат, чем современный. В Боливии на обширных площадях сохранились озерные отложения в виде известковых туфов и солончаков.

«Ледниковые образования известны также на Огненной Земле, на Антарктическом континенте и на прилегающих к нему островах» (Борисяк [6]).

Вне горных участков под тропиками и субтропиками оледенение ознаменовалось резким увлажнением климата (плювиальный — дождевой — период) и соответственно широким развитием озер.

Глава XI

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗА АЛЬПИЙСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭТАП

В течение альпийского тектонического этапа, как и прежде, в сиалической оболочке Земли, с одной стороны, возникали новые члены стратисферы за счет перераспределения вещества прежде существовавших осадочных формаций и вовлечения в круговорот экзогенных процессов свежего магматического материала, с другой — формировались новые тектонические структуры путем дислоцирования мезо- и кайнозойских осадочных и эффузивных формаций и дополнительных усложняющих деформаций палеозойских и докембрийских структур.

Первый процесс достаточно подробно описан в предыдущих главах и дополнительных разъяснений не требует. Что же касается дислокаций альпийского тектонического этапа, то мы в предыдущем только упоминали о них, не входя даже в самое краткое их описание. Настоящая глава имеет задачей восполнить этот пробел и дать общую характеристику важнейших структур, созданных в результате альпийского тектогенеза, а также сравнить их с деформациями более древних этапов.

Дислокации альпийского тектонического этапа удобно свести в три основные группы: 1) складчатые структуры, возникшие на территории альпийских геосинклиналей в результате их складкообразования; 2) усложнения предшествующей структуры герцинид и каледонид; 3) деформации древних жестких ядер — платформ.

1. Строение областей Альпийской складчатости

Так как альпиды занимают обширные территории и лучше сохранились по сравнению с древними складчатыми зонами, то естественно, что внимание исследователей уже давно было обращено на анализ их структур. На примере альпид пытались подойти к пониманию строения складчатых зон, как целого, с тем, чтобы затем использовать выясненные закономерности для истолкования более древних складчатых сооружений. Наибольшие успехи в этом отношении достигнуты в анализе Средиземноморских альпид, возникших на месте геосинклинальной зоны Тетис.

Почти четверть века тому назад (1921) австрийским геологом Л. Кобером было показано, что в составе Средиземноморских альпид существуют три параллельно прилегающих полосы с резко различным строением (см. рис. 105 и приложение I).

Северная полоса начинается складками суббетийских цепей на юге Пиренейского полуострова. Через Балеарские острова эта зона продолжается вдоль южной половины Пиренеев, здесь резко изгибается и

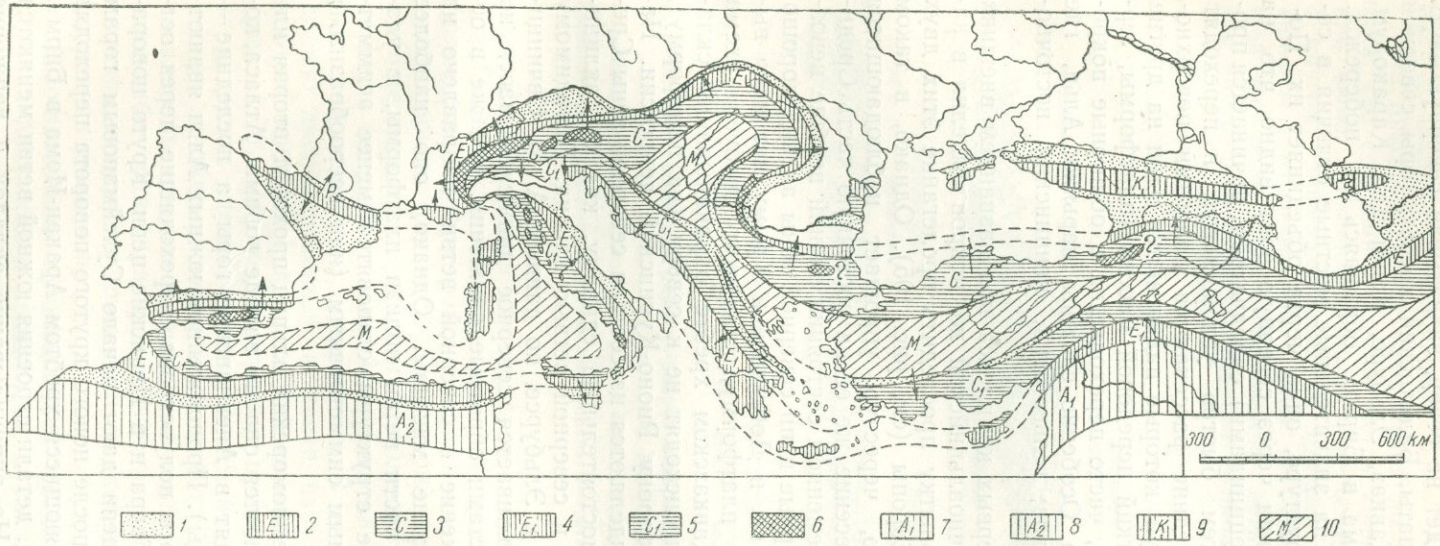


Рис. 105. Строение Альпийской зоны Европы (по Л. Коберу)

1—области крупных третичных прогибаний и накопления мощных осадков; *2, 3*—северная ветвь (собственные альпиды: 2*E*—экстериды (гельветский покров); *3C*—централиды (восточноальпийский покров); *4, 5*—южная ветвь (динариды); $4E_1$—экстериды (аналоги гельветского покрова); $5C_1$—централиды (аналоги восточноальпийского покрова); *6*—участки пеннинского покрова, выступающие из-под централид; $7A_1$, $8A_2$—зоны переходной пологой складчатости; *9K*—область Главного Кавказского хребта; *10M*—междугорья. На карте видно, что Средиземноморская альпийская складчатая зона отчетливо распадается на три элемента: 1) *северную ветвь* со складками, интенсивно смятыми и опрокинутыми на север—на область палеозойской складчатости и на платформу (*C* и *E*); 2)—*южную ветвь*, также интенсивно смятую и опрокинутую на юг (E_1 и C_1) и 3) *промежуточную* между ними зону (*M*), занимающую центральную часть всей складчатой области и смятую слабо; Кобер называет эту промежуточную зону *Zwischengebirge*—междугорья. В северной и южной ветвях в свою очередь различаются элементы трех порядков: 1) *экстериды*—внешние участки ветвей,—являющиеся аналогом гельветского покрова Альп, 2)—*централиды* или внутренние участки ветвей, аналогичные восточноальпийским покровам и частично надвинутые на экстериды; 3) *метаморфиды*—аналоги пеннинского покрова Альп, развитые, повидимому, не везде, перекрытые покровом централид и выступающие среди них лишь в виде окон (там, где централиды разрушены эрозией), и северная и южная ветви часто сопровождаются с внешней и внутренней стороны поясом мощных третичных (неогеновых) осадков, накопившихся в предгорных впадинах в процессе формирования осевых частей ветвей и впоследствии в той или иной степени также захваченных складчатостью. Вдоль южной ветви складчатой зоны идет полоса A_1 и A_2—ослабленного проявления альпийской складчатости. „Междугорья" хорошо развиты лишь к востоку от Альп, к западу от них они резко сужены. В области же самих Альп междугорья отсутствуют; здесь северная и южная ветви альпид прижаты одна к другой по тектоническому шву, вдоль которого имеются следы интенсивной кайнозойской вулканической деятельности. Своеобразным участком внутриальпийской складчатой зоны является область Главного Кавказского хребта (*K*), тектоника которого резко отличается от тектоники прилежащих частей северной ветви; это, повидимому, глубоко переработанная в мезо-кайнозойское время область палеозойской складчатости. Значительно отклоняется также зона Пиренеев (*P*), которую Кобер считает как бы боковым ответвлением северной ветви, но которая, возможно, как и Главный Кавказский хребет, возникла в результате глубокой переработки палеозойской складчатости. Стрелки показывают направление движения масс и опрокидывания складок

протягивается по их северной половине в направлении на Корсику и Сардинию. Отсюда полоса идет на север, захватывая северную часть Альп, потом переходит в Карпаты, Балканский хребет, горы северной части Малой Азии, Малый Кавказ, Эльбурс, Копет-Даг, Каракорум, северные Гималаи и Пегу-Иома в Бирме, обрываясь на побережье Индийского океана. Несмотря на значительные местные отличия в составе этих кряжей и в их структуре, одна черта объединяет их. Повсеместно на поперечном сечении через северную зону видно, что на границе с платформой (или герцинидами) складчатость начинается простыми формами, которые затем быстро усложняются и переходят в опрокинутые складки; последние рассекаются пологими поверхностями разломов на серию чешуй, которые надвигаются одни на другие в общем направлении на жесткий передовой массив (платформы, герциниды). Количество надвигов, часто переходящих в обширные покровы, в разных местах различно. Особенно сложны шарьяжи Альп, где имеется три комплекса покровов; гельветский, пеннинский, восточноальпийский.

Л. Кобер объединил два первых комплекса под названием внешних покровов или экстернид, восточноальпийский же покров выделил в качестве централид и сделал попытку проследить пролегание этих двух комплексов в горах южной Европы (см. рис. 105). Однако, в таком виде его схема, несомненно, чересчур упрощает наблюдающиеся в природе соотношения, перенесение же ее на восточную часть Средиземноморских альпид при современном состоянии знаний вообще невозможно. Отметим, что не все горные цепи северной зоны альпид хорошо укладываются в эту полосу. Так, в Добрудже и Крыму нет явно выраженного движения масс на платформу, как того требует схема строения зоны. В Главном Кавказском хребте опрокидывания складок и общее движение масс происходят не к северу (на платформу), а к югу — от платформы в сторону Рионо-Куринской депрессии. Названные три хребта поэтому выделяются из состава северной зоны Средиземноморских альпид в самостоятельную единицу, как бы вклинивающуюся между платформой и северной ветвью альпид. Повидимому и в других местах (например, в Эльбурсе, по данным А. М. Овчинникова) не всегда строго выдерживается северное движение масс, но наряду с ним встречаются местами обратные движения. Все же в основном главенствующее движение в северной ветви направлено на север, на прилегающие жесткие массивы. Однако, оно наиболее отчетливо видно во внешней части ветви вблизи платформы, с удалением же от нее складчатые структуры становятся менее асимметричными, приближаясь к прямым симметричным (или веерообразным) формам.

По южной окраине Средиземноморских альпид проходит вторая или южная зона (ветвь) их. Начинается она на западе горами Атласа, которые через Сицилию переходят в Апеннинские горы, а последние — в южную часть Альп (динариды). Продолжением южных Альп являются Динарские горы Балканского полуострова, переходящие через острова Эгейского моря в горы Тавра и в Иранские цепи. Круто поворачивая на северо-восток, эти цепи дают начало Сулеймановым горам в Белуджистане, а последние после нового крутого поворота переходят в южные цепи Гималаев, сменяющиеся хребтом Аракан-Иома в Бирме. Как и в северной ветви альпид, детали строения южной ветви меняются от одного хребта к другому. Но опрокидывание складок и движение чешуй по надвиговым поверхностям здесь направлено не на север, а на юг, т. е. в сторону южной, ограничивающей складчатость, Гондванской глыбы. С удалением от границы этой платформы складки становятся

более симметричными и одностороннее южное движение масс ослабевает до полного прекращения.

На пространстве от Гибралтара до Бирмы имеется всего два участка, где северная и южная ветви Средиземноморских альпид, сохраняя свою индивидуальность, непосредственно соприкасаются друг с другом, переходя одна в другую или отделяясь тектоническим «швом». Это — область Альп и Гималаев (рис. 106). На большей же части территории между ветвями располагается своеобразная внутренняя область, впервые выделенная Кобером под наименова-

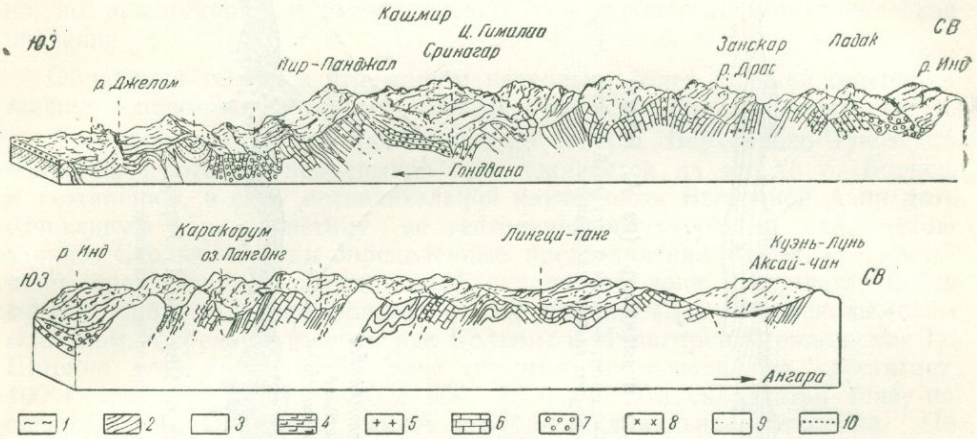


Рис. 106. Блок-диаграмма—разрез северо-западных Гималаев и Каракорума, по де Терра

1—гнейсы; 2—древний палеозой; *3*—гранит; *4*—свита Гондвана (пермь); *5*—верхнепалеозойские вулканические породы; *6*—отложения Тетиса (нижняя пермь-мел); *7*—флиш и формация Мерри (красная свита Каракорума); *8*—эффузивные породы мела эоцена; *9*—третичные сиваликские отложения; *10*—плейстоцена

нием Zwischengebirge (междугорья). Примером их являются современная Паннонская низменность и ее продолжение в центральной части Балканского полуострова, центральная часть Малой Азии и Иранское плоскогорье. Строение междугорий практически не расшифровано. Вообще говоря, это области ослабленного складкообразования по сравнению с северной и южной ветвями альпид. Но по внутреннему строению междугорья не однородны. В них различаются участки более сильно дислоцированные и менее нарушенные, или по терминологии, употреблявшейся в предыдущих главах — антиклинории и синклинории (рис. 107). Однако, конкретное пролегание внутри междугорий этих структурных элементов пока никем не намечено и представляет интересную проблему дальнейших работ. В связи с общим ослаблением складкообразования в срединной части Средиземноморских альпид какого-либо однообразного опрокидывания не замечается и вообще складки становятся широкими, спокойными, симметричными, без односторонних наклонов.

Юго-восточным продолжением Средиземноморских альпид являются острова Малайского архипелага, а также Новая Гвинея, Новая Каледония и ряд мелких, тяготеющих к ним, островов. Эта территория представляет собой еще живущую геосинклиналь, складкообразование которой имеет, видимо, преходящий, не окончательный характер Тем интереснее — с сравнительно-тектонической точки зрения — структура

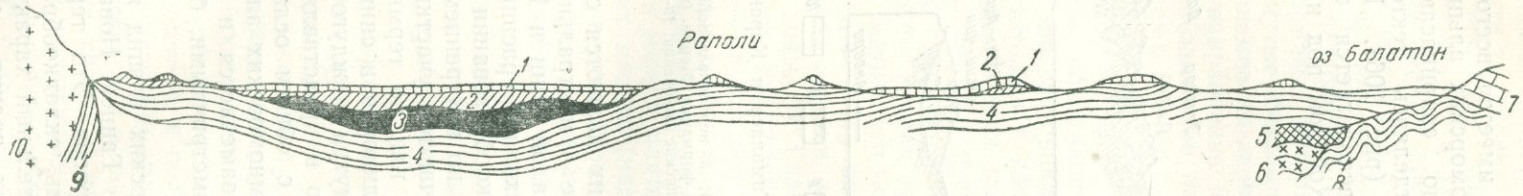


Рис. 107. Профиль через Паннонскую низменность (из А. Борна)

1—лёсс; 2—четвертичные отложения; *3* и *4*—плиоцен; *5*—сармат; *6*—нижний и средний миоцен; *7*—средний триас; *8*—филлиты; *9*—кристаллические сланцы; *10*—граниты



Рис. 108. Профиль через о. Яву (по Г. Герту)

m_1—m_4—ярусы миоцена; *o*=олигоцен; *a*—андезит

названных островов. Из имеющихся материалов видно, что складчатость их относительно спокойная, широкая, приближающаяся к симметричной. Какого-либо явно выраженного одностороннего движения масс здесь не отмечается.

По типу структур острова Малайского архипелага напоминают не краевые северную и южную ветви Средиземноморских альпид, а более центральные районы этой складчатой зоны (рис. 108).

Весьма примечательно, что на западной оконечности Средиземноморских альпид, где перед нами и северная и южная ветви альпид и междугорья, реликтовая геосинклиналь сохраняется (и разрастается) главным образом вдоль срединной, т. е. наиболее слабо дислоцированной, части альпид. Это обстоятельство, повидимому, не случайно, но закономерно и имеет выдающееся сравнительно-тектоническое значение

Обратимся теперь к структурам несколько более древней генерации альпид — перипацифическому мезозойскому складчатому поясу.

Азиатская часть его начинается на севере Верхоянско-Чукотской областью и отсюда непрерывно прослеживается на юг до о. Борнео. К сожалению, в силу незначительной изученности Восточной Азии дать отчетливую характеристику ее тектонического строения пока невозможно. Сколько-нибудь определенные представления имеются в настоящее время лишь о Верхоянской складчатой зоне, располагающейся между Сибирской платформой и так называемым Среднеколымским массивом, в среднем течении рек Колымы и Индигирки (приложение I). Ширина этой складчатой зоны огромна: на севере она достигает 400 *км*, на юге и юго-востоке 900—1000 *км*. Эта складчатая зона, по словам С. В. Обручева, имеет «грубо-синклинальное» строение. По периферии у Сибирской платформы (Верхоянский хребет) и у Колымского массива (хребет Черского) она слагается высоко приподнятыми и очень интенсивными складками палеозоя; средние части образованы относительно спокойными складками мезозоя — главным образом триаса и юры. Простирания складок определяются в общем очертаниями окружающих зону жестких массивов, в частности восточным краем Сибирской платформы. По границе с последней складки опрокидываются на платформу и часто сопровождаются надвиганиями отдельных чешуй в том же направлении.

По периферии Среднеколымского массива складки опрокидываются обычно на восток, на массив, но иногда и на запад. Сам Среднеколымский массив дислоцирован слабо.

Приближаясь к Северному Ледовитому океану, складки Верхоянской зоны раздваиваются. Часть их в хребте Хара-Улах поворачивает на северо-запад и через низовья р. Лены уходит в Ледовитый океан между полуостровом Таймыр и Новосибирскими островами. Вторая ветвь поворачивает на северо-восток и через хребты Кулар и Полоусный направляется вдоль северной окраины Среднеколымского массива на Чукотский полуостров. Бифуркация аналогичного характера имеет место и на юго-востоке, близ Охотского побережья. Более северная часть складок огибает Среднеколымский массив, принимая здесь часто широтные простирания, и уходит в Анадырский край, где дислокации палеозоя и мезозоя остаются весьма интенсивными. Южная ветвь обтекает Алданский массив и уходит частично в Восточнозабайкальскую зону, частично в область Приморья. Общий характер складок в этих ветвях изучен еще очень плохо, в особенности в Приамурье.

В Восточнозабайкальской зоне общее простирание складок северо-восточное, причем сами складки опрокинуты на северо-запад, в сто-

рону платформы. В средней части зоны тектоника характеризуется сильным смятием мезозоя и большим развитием надвигов, также в направлении на платформу. По северо-западной периферии зоны складки мезозоя пологие, разбиты многочисленными разломами, также с надвиганием на север. То же ослабление складчатости и усиление разломов, но уже без определенной ориентировки взбросов, характеризует и юго-восточный край Восточнозабайкальской зоны. Таким образом, судя по всему, в Восточнозабайкальской ветви в целом раскалывания и надвиги приобретают гораздо большее значение, чем в Верхоянье. Это и понятно. Там складки развивались свободно на широком пространстве. Здесь они были загнаны в узкий рукав, слепо кончающийся на западе. Что касается тектоники Приморья, Хингана, Сихотэ-Алиня, то здесь складки вновь становятся более спокойными веерообразными, хотя и сопровождаются разломами вдоль их осей.

Структура мезозойской складчатости в Китае еще совершенно не раскрыта. Известно лишь, что на всем пространстве между Северокитайской и Южнокитайской глыбами, являющимися обломками крупной палеозойской Китайской платформы, складки мезозоя и палеозоя интенсивны, нередко сопровождаются надвигами, но в ориентации последних пока не подмечено четко выраженной закономерности. В Индо-Китае центральная и восточная части полуострова заняты древним, возможно докембрийским, массивом (Сининдийская глыба). Массив этот расщепляет на два пучка систему мезозойских и верхнепалеозойских складок, идущих сюда с севера из Тибета и восточного Китая, и со всех сторон обтекается ими. Простирания этих складок отчетливо сбрисовывают форму массива; мощные надвиги направлены в сторону его. С удалением от массива на восток и юго-восток складчатость, Малакка, например, складки построены просто и в большинстве случаев прямые, хотя на крыльях и наблюдаются крутые падения.

Из изложенного видно, что в строении Восточноазиатской складчатой мезозойской зоны, как целого, пока не удается уловить ясно выраженного единого плана. Во всяком случае стройной картины симметричной складчатой страны, какую дают Средиземноморские альпиды, здесь нет. Напротив, единственно, о чем здесь, повидимому, может итти речь, это — об асимметричной, односторонне построенной складчатой зоне, у которой вдоль внешнего контакта с жесткими глыбами,— Сибирской платформой на севере и герцинскими структурами южнее,— дислокации наиболее интенсивны и ясно обозначается движение масс (опрокидывание складок, надвиги) на эти устойчивые массивы. По мере же удаления внутрь складчатой зоны интенсивность нарушений падает, а сами складки приобретают характер прямых или веерообразных, с надвиганиями в разных направлениях. Наличие во внутренних частях складчатой зоны небольших жестких массивов (Среднеколымская масса, обломки Китайской платформы, Сининдийский массив в Индо-Китае) может вносить осложнение в эту относительно простую схему строения центральных частей складчатой зоны в том смысле, что по периферии срединных глыб возникают опрокидывания и надвигания на эти глыбы.

Гораздо ярче одностороннее строение складчатой зоны вырисовывается в Кордильерах Северной Америки и Андах Южной Америки.

В мезозойских складчатых структурах Северной Америки, по А. Борну, выделяются три параллельно пролегающие зоны: Скалистые горы — на востоке, Колумбийское плато, Великий бессточный бассейн, Мексиканское плоскогорье — в средней части и область Каскадных гор

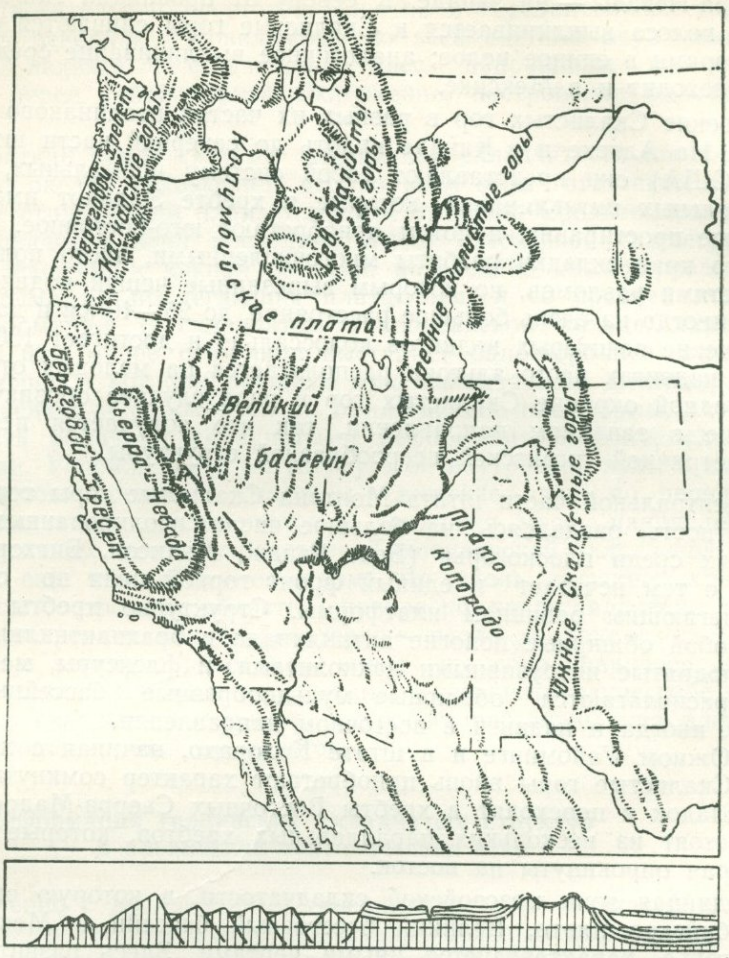
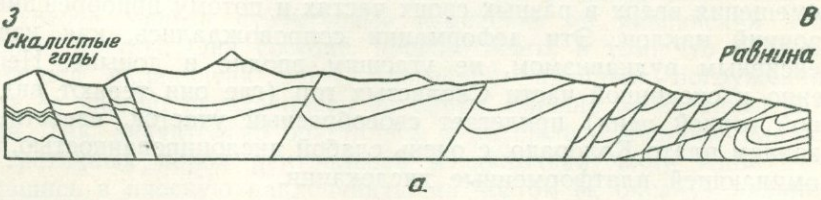
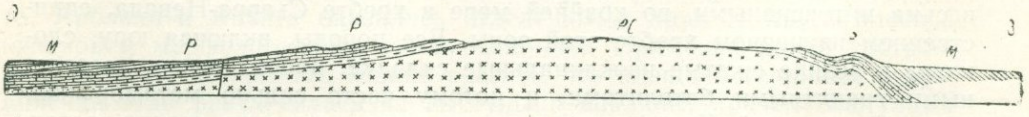


Рис. 109. Строение альпийской зоны Северной Америки



а



b

Рис. 110. Строение Скалистых гор

а—разрез в южной Канаде; *в*—профиль через хребет Бигхорн.

М—мезозой, главным образом мел; *Р*—палеозой; *РС*—альгонкский гранит и гнейсы

и Сьерра-Невады — на западе. К северу от провинции Альберта, срединная полоса выклинивается и Скалистые горы сливаются с Каскадными горами в единое целое; аналогичное выклинивание срединной зоны происходит и в Мексике.

Строение Скалистых гор в разных их частях неодинаково (рис. 109 и 110). На Аляске и в Канаде вплоть до северной части штата Монтана (США) они представляют собой систему нормальных, длинных, параллельных антиклиналей, которые в хребте Эндикот имеют почти широтное простирание, а потом приобретают юго-восточное. Вдоль восточного края складки разбиты многочисленными, часто пологими поверхностями разломов, по которым вырезанные чешуи надвигаются на восток иногда на очень большое расстояние, до 25—40 *км* и даже более. Протяжение некоторых надвигов колоссально и достигает 150—200 *км*. В этих надвигах часто альгонк располагается на меловых отложениях. По западной окраине Скалистых гор в ряде случаев обозначается надвигание в западном направлении, так что получается нечто вроде несимметричной гигантской веерообразной структуры.

В центральной части штата Монтана Скалистые горы теряют свою монолитность, разделяясь на большое число изолированных хребтов, лежащих среди плоскогорья (Белт Рэндж, Мэдисон, Бигхорн и др.); вместе с тем исчезает и единый фронт горной цепи по отношению к прилегающим равнинам платформы. Структурно хребты представляют собой обширные пологие антиклинали и брахиантиклинали — купола, поднятые интрузивными лакколитами, и флексуры, между которыми располагаются обширные мульдообразные бассейны. Часты сбросы, иногда и надвиги в восточном направлении.

В Южном Уайоминге и в штате Колорадо, начиная с хребта Ларами, Скалистые горы вновь приобретают характер сомкнутых сплошных складок и переходят в хребты Восточных Сьерра-Мадре. Последние состоят из нескольких параллельных хребтов, которые у восточного края опрокинуты на восток.

Срединная зона мезозойской складчатости, в которую включаются Колумбийское плато, Великий бессточный бассейн и Мексиканское плоскогорье, характеризуется иными чертами. Здесь развита гораздо более спокойная складчатость в виде прямых или слегка асимметричных складок. В неогеновое время эта зона спокойной складчатости была разбита серией разломов на блоки, испытавшие неодинаковые перемещения вверх в разных своих частях и потому приобревшие односторонний наклон. Эти деформации сопровождались, как известно, интенсивным вулканизмом, не угасшим вполне и доныне. Непосредственно к срединной части Скалистых гор (где они теряют вид монолитной горной цепи) прилегает своеобразный участок, известный под названием плато Колорадо, с очень слабой дислоцированностью, вполне напоминающей платформенные дислокации.

Западная, собственно Кордильерская зона пока наименее ясна в структурном отношении. Складчатые формы здесь становятся вновь весьма интенсивными, по крайней мере в хребте Сьерра-Невада, единственном изученном хребте этой зоны. Все породы, включая юру, сложены в резкие сжатые изоклинальные складки, прорванные колоссальными гранитными батолитами, и потому часто сильно метаморфизованы. В северной Калифорнии надвиги направлены на северо-восток, но неизвестно, является ли это направление движения масс местным или регионально выдержанным.

Что касается Анд Южной Америки, то, по А. Борну, их складчатость «отличается от Альпийских горных сооружений своей правиль-

ностью и относительной простотой. Сжатие и горизонтальные перемещения здесь невелики... Повидимому во всей системе опрокидывание складок и надвиги, т. е. движение масс, направлены на восток. Мы имеем перед собой горное сооружение, построенное односторонне» [47].

Итак, краткий обзор системы альпийской складчатости по обе стороны Тихого океана показывает, что во всем этом гигантском кольце господствует структурный план, отличный от плана Средиземноморских альпид. Складчатая зона последних имеет отчетливое симметричное строение с северной и южной ветвями, интенсивно дислоцированными и опрокинутыми на прилегающие платформы, и со средней полосой слабых деформаций. В складчатом Тихоокеанском кольце, напротив, везде более или менее отчетливо выступает одностороннее, асимметричное строение, в котором внешняя зона складчатости дислоцирована весьма интенсивно и опрокинута на прилегающие платформы, внутренние же части обладают складчатыми деформациями, более слабыми и спокойными. Усложнение в структуру этой внутренней зоны в восточной Азии вносят срединные массивы — жесткие ядра, по периферии которых складчатость усиливается и движения масс направлены к центрам срединных масс. Асимметрия Тихоокеанской складчатой зоны усиливается еще тем обстоятельством, что вдоль внешнего края ее располагается островная область, прекрасно представленная вдоль азиатского побережья, менее характерно — вдоль американского, в которой, на наш взгляд справедливо, видят еще сохранившуюся живущую геосинклиналь в стадии погружений. Установить какие-либо закономерности в складчатой структуре островов, рассеянных на площади этой геосинклинали, пока не удается.

2. Деформация герцинских складчатых структур в альпийский тектонический этап

Одновременно с дислокациями геосинклинальных площадей в течение альпийского тектонического этапа значительные деформации претерпели также зоны герцинской складчатости. Мы разберем их на примере трех наиболее крупных и лучше всего изученных областей: Аппалачей, Западноевропейских герцинид и Урало-Сибирских герцинид.

В доступной исследованию части Аппалачей и их продолжении на запад в хребте Уачита структурные изменения за альпийский этап относительно просты. Они состоят, прежде всего, в том, что первоначально единая складчатая зона, благодаря крупным погружениям отдельных ее частей, расчленилась на блоки, внешне несвязанные одни с другими. Так, значительно опустилась и покрылась мощным плащом мела и третичных пород центральная и восточная часть Аппалачей, превратившись в плоскую наклоненную на восток (к океану) равнину. Еще более значительны были погружения вдоль северного побережья Мексиканского залива, в результате которых Аппалачи, хребты Уачита, Арбокль и Вичита оказались отделенными друг от друга плоской низиной и морфологически изолированными. Применяя ранее употреблявшиеся нами термины, можно сказать, что площадь герцинид в альпийский этап расчленилась на выступы и впадины, причем выступами оказались современные Аппалачские горы, хребты Уачита, Арбокль и Вичита, впадинами же — разделяющие и окаймляющие их с юго-востока и юга участки.

Другим значительным структурным усложнением Североамериканских герцинид явилось образование цепи грабенов, протягивающихся

на расстоянии примерно 1870 *км* от штата Новая Шотландия до штата Северная Каролина. Положение этих длинных, узких бассейнов показано на рис. 46. Вначале, в среднем и верхнем триасе, грабены формировались как узкие прогибающиеся котловины, потом, в начале

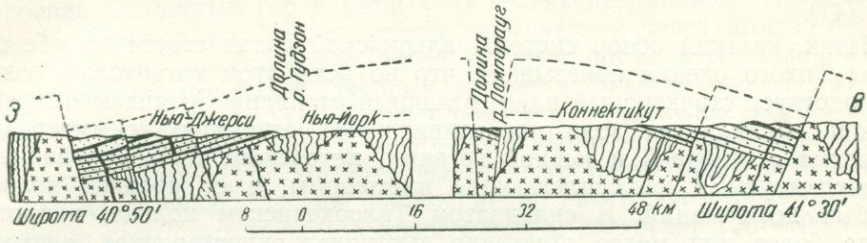


Рис. 111. Схема образования грабенов Ньюарк

Диаграмма показывает природу поднятий в западном Коннентикуте и восточном Нью-Йорке в послетриасовое время. Разрез в 56 *км* длиной в центре опущен; чтобы получить истинное представление о длине профиля, обе части его должны быть отодвинуты к концам масштаба, приложенного к чертежу. Триасовые песчаники на профиле показаны точками; интрузии траппов—черным; древние метаморфические породы—крестиками и волнистыми линиями

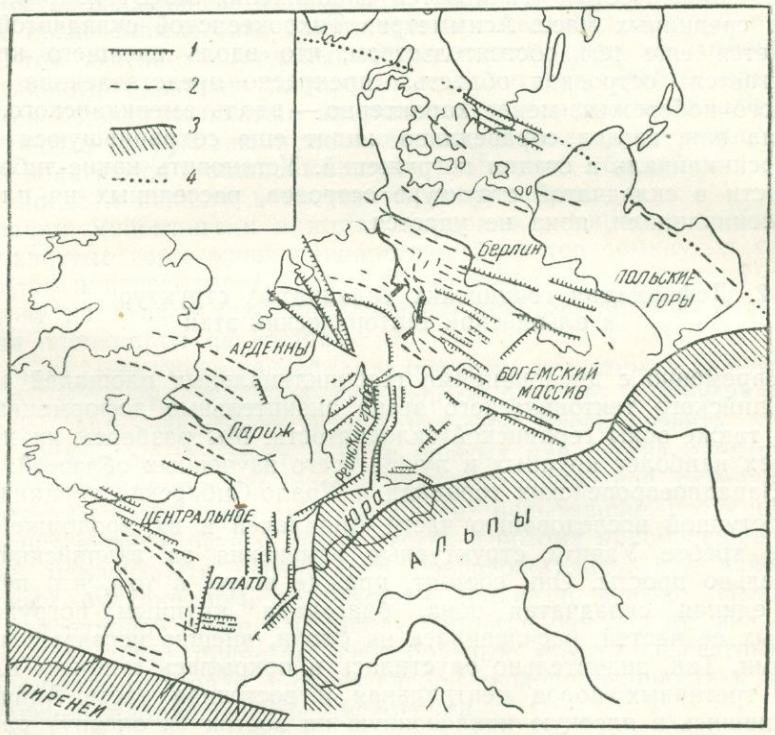


Рис. 112. Тектоническая схема саксонской складчатости и третичных расколов (по А. Борну)

1—сбросы; *2*—оси складок; *3*—край Средиземноморских гор; *4*—край Русской платформы

юрского периода, подвергались разломам (древнекиммерийская фаза), которые и придали котловинам их современный вид. Характерно, что в разных грабенах выполняющие их толщи наклонены в разные стороны, но так, как будто в процессе деформаций территория была своеобразно изогнута и свод затем расчленился на участки, погрузившиеся независимо друг от друга (рис. 111).

В Западноевропейских герцинидах структурные изменения за альпийский тектонический этап были гораздо значительнее (рис. 112). Основным событием и здесь было расчленение герцинид на выступы и впадины, в частности, формирование крупной Северогерманской депрессии, Швабского прогиба, Англо-Парижской и Аквитанской котловин. Как видно из изложенного ранее, процесс этот был длительным, растянулся на ряд периодов и начался неодновременно для разных впадин. Первой, еще в верхнепермское время, обозначилась Северогерманская впадина. В триасе к ней, — в качестве дополнения, — присоединяется Швабская котловина, а с начала юры — Англо-Парижская и Аквитанская. Все они продолжали углубляться вплоть до неогена, а Северогерманская и доныне, хотя и в сильно ослабленной форме.



Рис. 113. Профиль через Рейнский грабен (по А. Борну)

Породы, накопившиеся в мезозое, на территории впадин в разные эпохи, — главным образом в мелу и в палеогене, — подверглись дополнительным складчатым дислокациям своеобразного типа, резко отличающегося от типично геосинклинальных форм. Эта альпийская складчатость мезозойского покрова герцинид получила от Г. Штилле наименование саксонской или германотипной (рис. 114). Сущность ее состоит в том, что территория, затронутая деформациями, разбита серией продольных сбросов на ряд узких, длинных блоков, блоки же смещены одни относительно других так, что в общем получается подобие плоских широкосводовых антиклиналей и широких плоскодонных синклиналей с крутыми бортами. Наряду с такими сложными формами встречаются и более простые брахиантиклинали. Характерно, что оси саксонского типа складок ориентированы с северо-запада на юго-восток, в общем параллельно западному краю Русской платформы[1]. В средней части Северогерманской впадины, где развиты галогенные фации цехштейна, в формировании складчатых структур приняла значительное участие соль. Под влиянием больших давлений соль приобрела здесь текучесть и образовала ряд соляных куполов, обязанных своим возникновением вертикальному перетеканию соли снизу вверх и прорыву ею пород кровли (соляные интрузии).

Кроме сбросов, органически входящих в структуры саксонского типа, на площади Западноевропейских герцинид широко развиты сбросы,

[1] В западной части герцинид, где складки их также имеют северо-западное простирание, саксонская и герцинская складчатости совпадают; здесь основой саксонских складок могут быть и герцинские структуры; восточнее эти совпадения исчезают.

как таковые, независимо от складчатости. Они локализуются по большей части в области Молданубской зоны от Центрального Французского плато до Богемского массива, но нередки и вне этой зоны. Простирание сбросов, как видно из схемы (см. рис. 112) контролируется, с одной стороны, краем Русской платформы, с другой, краем альпид, которым они параллельны. Но существуют очень крупные дизъюнктивные нарушения, не укладывающиеся в эту схему. Таков, например, знаменитый Рейнский грабен, идущий по долине Рейна между Шварцвальдом и Вогезами. Его ширина около 30 *км*. По структуре он является сложным ступенчатым грабеном, заполненным олигоценовыми отложениями огромной мощности (рис. 114). Амплитуда переме-



Рис. 114. Тип «саксонской» складчатости Германии (по Г. Штилле)

щений отдельных блоков достигает 3000 *м*. Генетически Рейнский грабен есть не что иное, как проседание вдоль осевой части большого антиклинального поднятия, в которое была изогнута территория до того единых массивов Шварцвальда и Вогез. Ряд сбросов соединяет южный конец Рейнского грабена с грабеном р. Роны, возникшим, подобно Рейнскому, в олигоценовую эпоху. Вместе с грабеном р. Лейны, расположенным к северу от Рейнского, все названные структуры образуют гигантскую систему расколов северо-восточного простирания, длина которой достигает почти 1000 *м*.

Из сказанного видно, что альпийские дислокации Западно-европейских герцинид сложны и интенсивны. Это стоит, несомненно, в связи с их расположением на краю Средиземноморских альпид, дислокации которых именно здесь достигают максимальной силы. Очевидно, динамические напряжения в зоне формирующихся альпид частично захватили и область герцинид и произвели их резкое нарушение.

В области Урало-Сибирских герцинид мезозойские деформации также обширны и разнообразны. На первом плане и здесь стоит формирование громадных депрессий — прогибов, где герцинский фундамент глубоко опущен и закрыт мощной толщей более молодых отложений. Таковы колоссальная Западносибирская впадина, отвечающая одноименной низменности, впадины Тургайского плато, Кара-Кумов, Кызыл-Кумов, Балхашская. Заложение этих впадин относится к началу юры, причем в это время обозначается по существу лишь Западносибирская депрессия. Примерно с конца Cr_1 прогибается Тургайское плато, впадины Кара-Кумов и Кызыл-Кумов, и Урал теряет связь с южным Тянь-Шанем. В мелу закладываются обширные впадины Монголии, западного Китая и др. В третичное время обозначается Балхашская котловина. Происходит такое же разрастание территории депрессий, что и в Западной Европе.

Одновременно с формированием громадных новых депрессий в юрский и последующие периоды оживляются прогибания на территории ряда старых, еще палеозойских, депрессий, которые в это время, так сказать, омолаживаются. К таким депрессиям относятся: Тенизская, Чуйская, Карагандинская, Зайсанская, Кузнецкая, Ферганская котловины, в пределах которых возникают сотни, а иногда и тысячи (Ферганская депрессия) метров новых осадков. Значительно более локаль-

ными, хотя по абсолютным размерам и достаточно крупными, были грабены, рассеянные по разным районам герцинид; например, Челябинский грабен, вмещающий триасово-рэтскую мощную угленосную толщу и протянувшийся более чем на 150 *км* в длину, при 30 *км* ширины; грабен хребта Кара-Тау (Казахстан); грабен Телецкого озера и ряд грабенов Прибайкалья. Хронологически это пестрая группа, в которой имеются как очень древние, раннемезозойские, так и очень молодые (плиоценовые) образования.

Своеобразным типом деформаций герцинид являются структуры Тянь-Шаня, возникшие в конце плиоценовой эпохи и объединенные Г. Штилле под названием дислокаций яксартского типа. Они представляют собой складки весьма большого радиуса, которые в процессе своего формирования, вследствие жесткости деформируемого субстрата, были разбиты множеством продольных трещин, по которым происходили многочисленные сбросы, в конечном счете превратившие страну в систему горстов и грабенов. Современные хребты Тянь-Шаня представляют собой такие антиклинали — горсты, тогда как разделяющие их долины и впадины являются огромными синклиналями — грабенами, выполненными новейшими отложениями.

Близкие, если не тождественные, нарушения претерпели в конце плиоцена Алтай, Саяны, Куэнь-Лунь и другие современные хребты Азии.

Из обзора альпийской тектоники герцинид видно, что хотя в каждой крупной герцинской области эта тектоника и имеет свои особенные индивидуальные черты, все же можно выделить и некоторые общие родовые ее особенности, отличающие ее от тектоники альпид. Одной из таких родовых черт является повсеместное формирование крупных прогибов, впадин, где герцинский фундамент глубоко опущен и накрыт мощным плащом мезозоя и кайнозоя, и остаточных выступов, где этот фундамент и доныне высоко приподнят. Эти деформации развивались очень медленно, эпейрогенически, и являются, так сказать, основным структурным фоном альпийских деформаций герцинид. Другой типичной чертой альпийской тектоники герцинских структур является отсутствие сколько-нибудь резко выраженных собственно складчатых дислокаций и замещение их дислокациями или чисто сбросовыми, или «саксонского» («яксартского») типа, где ведущую роль играют, в сущности, те же сбросовые нарушения, но в более замаскированной форме. Развитие этих форм орогенеза является, очевидно, прямым следствием «консолидации» территории и приобретения ею большой жесткости в силу происшедшего на ней герцинского складкообразования.

3. Альпийская тектоника платформ

Дислокации альпийского типа на древних платформенных сооружениях весьма варьируют по своей интенсивности и значению.

Наименьшими они были на Русской, Североамериканской и Сибирской платформах. В результате предшествующей (палеозойской) истории на Русской платформе, как мы знаем, возникли крупные прогибы — Восточнорусская и Украинская впадины и вторичная геосинклиналь (Донецко-Мангышлакская), а также второстепенные мелкие дислокации: валы, купола (Окско-Цнинский вал, Саратовские поднятия, Вятский вал и др.) (см. рис. 39). В альпийский тектонический этап продолжались рост и дальнейшая дифференциация этих структур, по плану, унаследованному от палеозоя. При этом зона наиболее активных диференциальных погружений сместилась в Украинскую впадину

и в юго-восточный угол Восточнорусской — в Прикаспийскую впадину, где за мезозой и кайнозой накопились наиболее мощные (в сотни метров) морские свиты. В плиоцене депрессионный характер Прикаспийской котловины был подчеркнут крупным флексурообразным перегибом вдоль западного ее края — Ергеней, правого берега Волги. Вторичная Донецко-Мангышлакская геосинклиналь, уже смятая в конце палеозоя, претерпела дополнительное значительное складкообразование в конце мезозоя, отвечающее ларамийскому орогенезу. Что касается мелких деформаций внутри впадин, то в мезо-кайнозое шел рост всех тех структур, которые намечались еще в конце палеозоя. Специфически альпийских структурных элементов здесь мало и они теряются в массе унаследованных. Укажем лишь на интенсивный рост соляно-тектонических структур в Прикаспийской низменности и Урало-Эмбенском районе.

На Сибирской платформе в альпийское время были омоложены и сильно углублены Хатангская и Ленско-Вилюйская впадины. По юго-западному краю платформы образовались небольшие Иркутская и Канская впадины, выполненные главным образом юрскими отложениями. На востоке, перед формирующимся Верхоянским хребтом, край платформы был глубоко прогнут и образовал предгорный прогиб, выполненный континентальными осадками верхней юры — нижнего мела. Параллельно хребту в прогибе возникли незначительные вытянутые складки, брахиантиклинали, купола.

На Североамериканской платформе наиболее крупным процессом мезозоя и кайнозоя является сформирование предгорного прогиба перед фронтом Скалистых гор.

Несравненно значительнее альпийские тектонические процессы на территории Китайской платформы. История этой структурной единицы до недавнего времени вообще оставалась довольно темной из-за малой геологической изученности Китая. В 1937 г. Ю. М. Шейнманом была сделана попытка свести воедино разрозненные и далеко не полные данные по этому вопросу и оказалось, что тектоническая история Китайской платформы не укладывается в рамки привычных представлений. Как следует из всего материала исторической геологии, платформенные участки, сформировавшиеся в докембрии, в дальнейшем не превращаются в геосинклинали, за редчайшими исключениями, вроде вторичной Донецко-Мангышлакской геосинклинали и, возможно, единичных других случаев.

В истории Китайской платформы, однако, этот вторичный возврат к геосинклинальным условиям выражен гораздо ярче. Анализируя фации и мощности пород всего разреза Китая, Ю. М. Шейнман изображает историю Китайской платформы следующим образом (рис. 115). В конце протерозоя площадь Китайской платформы была огромна и захватывала на западе Таримскую котловину, на юге район южнее р. Ян-цзы-цзян, на севере Манчжурию. С начала палеозоя крупная средняя площадь платформы превратилась в геосинклиналь. Таримский участок оторвался от собственно Китайской платформы, а в последней наметились следы расщепления на северный и южный участки. В результате герцинской складчатости, однако, эти вторичные геосинклинальные зоны превращаются в складчатые сооружения и разрозненные части платформы вновь спаиваются в единое целое. В мезозое в теле докембрийской платформы вновь возникают,— на этот раз на востоке,— новые вторичные геосинклинали и докембрийская структура распадается на обломки: Ордосскую глыбу, Манчжурскую, Северокитайскую и Южнокитайскую. Складчатость конца мезозоя

(австрийская, ларамийская), сминая в складки вторичные геосинклинальные участки, вновь воссоздает жесткий массив.

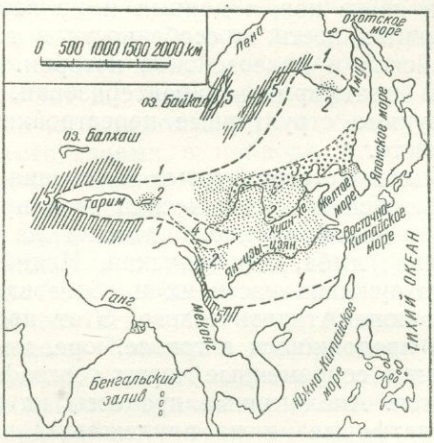


Схема 1. Синийская платформа на границе кембрия и докембрия

1—предполагаемая граница платформы; *2*—области эпиконтинентальных синийских фаций; *3*—область Северокитайского прогиба; *4*—область суши (Нань-Шань, Циньлинь), *5*—геосинклинальные синийские осадки

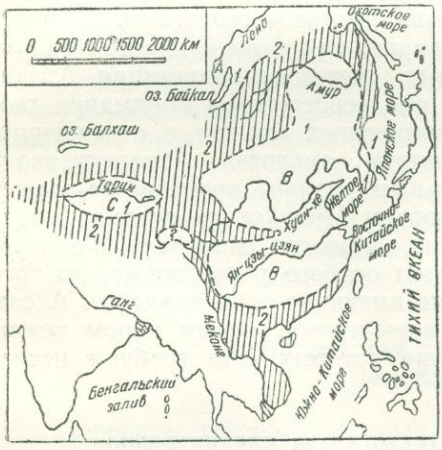


Схема 2. Синийская платформа в среднем палеозое

1—предполагаемая граница платформы, *2*—геосинклинали: *А*—Сибирская платформа; *В*—собственно Синийская платформа, *С*—Сериндия

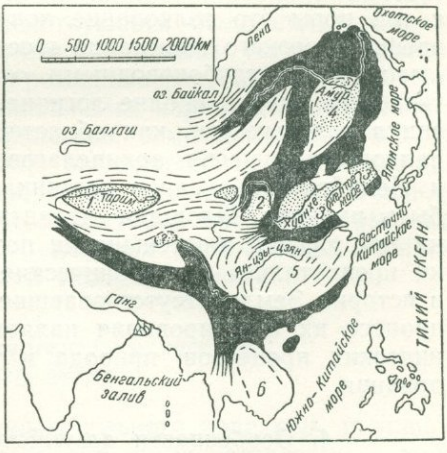


Схема 3. Мезозоиды

Черная заливка мезозоиды; штрихи—мезозойские складки в пределах более древних складчатых структур и платформ; пунктир—остатки древней Синийской платформы. *1*—Сериндия; *2*—Ордос; *3*—Шаньдун-Корейская платформа; *4*—Манчжурская платформа; *5*—Южнокитайская платформа, заметно дислоцированная; *6*—Индокитайская платформа, образовавшаяся в начале карбона.

Рис. 115. Структурная история Китайского щита (по Ю. М. Шейнману)

Таким образом, огромная Китайская платформа конца докембрия в дальнейшем распадается на ряд мелких устойчивых глыб и разделяющих их вторичных геосинклиналей, последние же, испытывая

повторные смятия, превращаются в складчатые зоны, вновь цементирующие обломки прежнего цельного платформенного тела.

В настоящее время изложенная схема еще не подверглась углубленному анализу в свете новых данных и не вполне ясно, насколько она отвечает действительности, в особенности в той ее части, которая касается докембрийской и палеозойской истории. Но альпийский этап истории Китайской платформы охарактеризован, повидимому, совершенно верно и крупные структурные перестройки здесь в это время, вероятно, имели место.

Еще более грандиозные структурные изменения произошли на Гондванской глыбе. Альпийский тектонический этап принес с собой распад этого колоссального платформенного участка на серию крупных обломков (Бразильская глыба, Африканская, Индийская, Австралийская и др.), глубокие погружения части их и образование Индийского океана и южной половины Атлантического. Этот процесс начался, вероятно, еще в перми, продолжался в триасе, юре, мелу и подошел к концу в палеогене, когда современные черты географии этих пространств ясно вырисовываются. Аналогичные процессы на гипотетической североатлантической платформе и на прилежащих частях палеозойских горных сооружений повлекли за собой образование северной части Атлантического океана, сомкнувшейся с южной в единое целое. Хронология этого процесса, однако, гораздо менее ясна, чем для Гондваны.

Спрашивается, как же понимать тектонически огромные океанические депрессии, возникшие на площади бывших платформ и палеозойских складок? Э. Ог впервые высказал мысль, что Атлантический океан представляет собой молодую, еще формирующуюся, геосинклиналь, и с той поры это толкование повторяется многими геологами. С точки зрения оговского понимания геосинклинали, как единой простой ванны, выполненной глубоководными осадками, такая интерпретация Атлантического океана вполне логична. Но при современном понимании геосинклинальных зон, как областей, построенных сложно и отвечающих палеогеографически архипелаговым морям, аналогия Атлантического и Индийского океанов геосинклинальным зонам, конечно, не может быть принята. Площади Атлантического и Индийского океанов после их погружения и уменьшения под ними мощности сиалической оболочки превратились в тектонические формы особого рода, новые, до того в истории Земли отсутствовавшие, и не имеющие себе аналогов. А сам процесс их формирования является, повидимому, новым типом тектонических процессов, природа и течение которых еще требуют исследования.

4. Особенности альпийского тектогенеза сравнительно с тектогенезом предшествующих этапов

В общем тектогенезе альпийского этапа ясно выступают две характерные черты. Во-первых, изумительное разнообразие тектонических деформаций, их повсеместность и напряженность. Нет ни одной сколько-нибудь значительной тектонической единицы, которая не была бы вовлечена в этот поток дислокаций. Сравнительно с герцинским и каледонским этапами альпийский тектогенез выступает как особо напряженный, интенсивный. Во-вторых, качественно содержание тектонических процессов в мезозое и кайнозое становится значительно богаче. Если в палеозое тектогенез сводился к складкообразованию в геосинклинальных зонах и к медленному (эпейрогеническому) расчленению жестких единиц на выступы и впадины, то в альпийском этапе к этим

двум процессам присоединяются не менее напряженные новые явления раскалывания платформ и складчатых сооружений и превращения их в океанические бассейны. Нельзя не заметить также обилия и широкой распространенности дизъюнктивных дислокаций на жестких структурах, особенно на участках герцинид и платформ, располагавшихся по соседству с областями альпийской складчатости.

Опять встает все тот же сложный и основной вопрос: являются ли эти отличия альпийского тектогенеза от более древнего реальными, действительно существующими в природе, или же они только кажущиеся и обусловлены большей близостью к нам альпийской эпохи и возможностью для нас рассмотреть в ней много больше деталей, чем в эпохах древних? Для альпийского этапа ответ получается, на наш взгляд, более уверенный в пользу признания реальности отличий. Решающим обстоятельством являются как раз те качественные отличия тектогенеза альпийского этапа от более древнего, о которых только что говорилось. Расколы Гондваны и образование океанических впадин — это действительно новые процессы и их появление в сопровождении колоссального вулканизма, конечно, резко интенсифицировало общий ход альпийского тектогенеза.

Для общего понимания истории развития сиаль указанные качественные сдвиги в содержании альпийского тектогенеза особенно важны. Они придают альпийскому этапу черты переходной стадии от древнего тектонического режима к новому, грядущему, но еще не вполне реализовавшемуся. Сиаль, как нам кажется, явно подходит к какой-то новой тектонической эре. Геосинклинали отмерли почти полностью, сохранившись в виде ничтожных реликтов. Жесткие глыбы резко разрослись и составляют подавляющую часть площади сиаль. Прежний тип тектонических процессов, в котором господствующим было складкообразование геосинклинальных зон, естественно, должен уступить новому, с другим содержанием деформаций. Громадные расколы жестких глыб, сопровождающиеся огромными вертикальными перемещениями блоков, широкое развитие дизъюнктивных процессов, отмечающееся в мезозое и кайнозое, с этой точки зрения можно рассматривать, как некий прообраз того режима, который, видимо, будет характеризовать геологическое завтра Земли. Эта мысль, неоднократно в близкой форме подчеркивалась Г. Ф. Мирчинком на его лекциях исторической геологии и представляется нам заслуживающей полного внимания.

5. Общий ход геотектогенеза в течение альпийского этапа

Перейдем теперь к анализу последовательного хода оро- и эпейрогенических движений альпийского этапа и к их сопоставлению с динамикой предшествующих этапов (рис. 116).

Как уже было в свое время подчеркнуто, альпийский тектонический этап открывается в триасе резко выраженной геократической эпохой: морские районы в это время ограничиваются почти исключительно областью орогенов и лишь едва переступают за их пределы. Вся остальная, подавляющая по величине, площадь сиаль представляет собой огромную сухопутную область, где либо не накопляется ничего, либо отлагаются только континентальные осадки. Но уже в лейасе площадь моря заметно увеличивается против триасовой; в доггере погружения и соответственно трансгрессия резко обостряются и в мальме, в келловей-кимериджское время, море достигает своих максимальных размеров. Осуществляется первая альпийская трансгрессия, покрывающая

помимо орогенических зон, еще огромные пространства платформ и палеозойской складчатости в Европе, Африке, Южной Америке и частью в Австралии. В самом конце мальма движения приобретают обратный ход и в портланде море значительно сокращается, отступая с платформ (Русской, Африканской) и из орогенов (Восточносибирского, Кордильерского). Это же состояние регрессии с колебаниями в обе стороны удерживается в течение большей части нижнемеловой эпохи (валанжин — апт). С конца нижнего мела (альба) начинаются новые погружения, и в верхнемеловое время осуществляется вторая волна трансгрессии, значительно большей по размерам, чем юрская. Эта трансгрессия частью идет прежними путями, частью же захватывает новые районы, особенно в южном полушарии, и таким образом отличается от юрской не только своими размерами, но и иной морфологией водного покрова, иным распределением его в пространстве. На границе мела и кайнозоя море испытывает повторное резкое сокращение своих размеров, а затем в палеогене — новое, третье по счету, расширение, наиболее отчетливо проявившееся в эоценово-олигоценовой трансгрессии. Пути ее в общем те же, что и пути верхнемеловой трансгрессии, но по размерам своим она, повидимому, значительно меньше последней. Уже к концу палеогена третья волна идет на убыль; в неогене тенденция к регрессии резко обостряется, к концу неогена море ликвидируется совсем, и вся площадь современных континентов становится сушей.

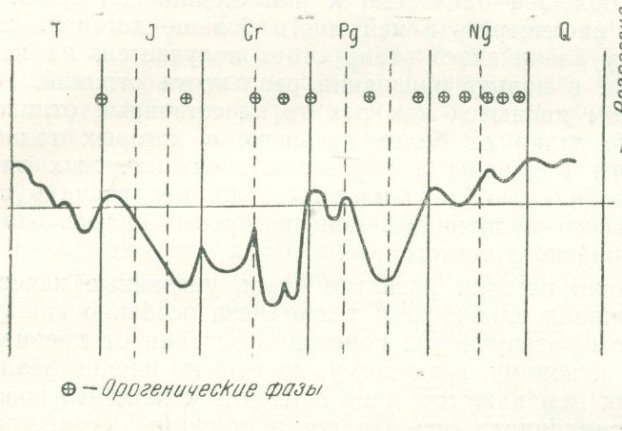


Рис. 116. Движения земной коры за альпийский тектонический этап

Орогенические акты в альпийский этап начинаются уже с триаса и не прекращаются, в сущности, до самого конца этапа. Горообразование триасовой эпохи, однако, было относительно слабо и сводилось только к немногим локального значения процессам. Орогенезы юры и мела: древне- и новокиммерийская фазы, австрийская, ларамийская — несравненно более крупны по пространственному распространению и по тектоническим результатам. В это время закладываются основы тектоники ряда крупных современных единиц, а для некоторых горных систем (Восточносибирская зона, Кордильеры Северной Америки), происходит в значительной мере оформление их как складчатых структур. Орогенезы кайнозоя также крупны, часты и доводят, так сказать, до конца процесс созидания альпийских структур вообще.

Суммируя, можно сказать, что альпийский этап разбивается на три периода. Начальный, охватывающий триас, характеризуется высоким стоянием сиаль и относительно слабым проявлением орогенических процессов (акты локального значения). Срединный, несравненно более длительный, охватывающий юру, мел и палеогеновое время, отличается

троекратными обширными, медленно и сложно протекавшими погружениями геосинклиналей и платформ, а также первыми крупными орогеническими актами. В заключительный период, относящийся к концу палеогена и к неогену, происходят новые всеобщие поднятия, а также крупные и частые орогенезы, формирующие окончательно альпийские структуры.

Такова динамика земной коры в течение альпийского этапа. Сопоставляя ее с динамикой этапа герцинского, нетрудно увидеть черты значительного сходства и признаки столь же существенных отличий.

Сходство состоит в одинаковой последовательности общего типа движений. Оба этапа начинаются периодом высокого стояния сиаль и относительно слабого проявления орогенеза, оба продолжаются периодом троекратных длительных и сложно протекавших погружений и одновременно первых орогенических актов и, наконец, оба заканчиваются периодом всеобщих поднятий и особенно резких проявлений орогенических процессов. Грубо говоря, вся совокупность движений внутри каждого из этих двух этапов построена по одной и той же схеме.

Отличие динамики альпийского этапа состоит, прежде всего, в ином соотношении волн трансгрессий и крупных орогенезов. В герцинское время первой крупной фазой была судетская фаза на границе нижнего и среднего карбона; она проявилась лишь после того, как миновал начальный период геократического режима и успели прокатиться *две обширные волны трансгрессий — франская и динантская*.

В альпийском этапе первая (и очень крупная) древнекиммерийская фаза происходит еще до начала всеобщих погружений, на границе триаса и лейаса, а на время после второй волны трансгрессий (верхнемеловой) падает уже третий крупный орогенез и окончательное оформление обширных складчатых зон. Таким образом, *резкие нарушения структур в альпийский этап начинаются раньше и идут более интенсивно, чем это было в герцинский*. Вместе с тем, общее количество орогенических фаз в альпийское время больше, чем в герцинское, т. е. они чаще проявляются в общем ходе движений земной коры. Иначе говоря, в альпийское время орогенические движения, повидимому, усиливаются по сравнению с герцинской эпохой — вывод, который мы обсуждали уже по другому поводу [1].

Вторая крупная особенность альпийского этапа состоит в своеобразном пространственном размещении трансгрессий, которые имели место в период всеобщих погружений (середина этапа). В альпийском этапе особенно активно прогибаются участки континентов южного полушария, в частности Африки, тогда как некоторые районы северного полушария — Северная Америка и большая часть Сибири, наоборот, погружаются лишь частично, значительно меньше, чем это было в герцинский этап. Таким образом, реальные волны трансгрессий альпийского времени внешне (морфологически) выглядят иначе, чем выглядели волны герцинские или волны каледонские. К этому надо прибавить, что и моменты наступления максимума трансгрессий, ход их развертывания и исчезновения также значительно отличаются от аналогичных процессов герцинского времени.

Наконец, третью крупную своеобразную особенность альпийского этапа по сравнению с предыдущим составляет совершенно новое

[1] Из этого, конечно отнюдь не вытекает, что тектонические процессы в истории Земли вообще идут crescendo. Интенсивность тектогенеза от одного этапа к другому могла не только усиливаться, но и временно ослабевать.

пространственное распределение вулканических процессов. В палеозое наибольшие проявления вулканизма (эффузии и интрузии) имели место на территории Западноевропейского и Урало-Сибирского орогенов и (в перми) — на Сибирской платформе. В альпийский этап центр эффузий в орогенах смещается в Восточносибирский в Кордильеро-Андский ороген, в котором и накопляются за этот период колоссальные свиты изверженных пород. В Средиземноморской орогенической зоне вулканизм хотя и наблюдается, но, повидимому, в несравненно меньшей степени. С другой стороны, в альпийский этап интенсивный вулканизм разыгрывается и на площади платформ. Таковы массовые излияния траппов в Индостане. колоссальные юрские трапповые извержения в Африке и в южной Бразилии. Повидимому, и состав излившейся магмы в альпийское время был несколько иным по сравнению с составом герцинской магмы. Это была эра излияния андезито-базальтовой магмы.

Таковы главнейшие отличия альпийского этапа от герцинского. Они, конечно, не исчерпывают всей суммы своеобразных черт альпийского этапа, но все же ясно показывают, что при несомненном сходстве динамики альпийского и герцинского тектонических этапов между ними нет тождества. У нового тектонического этапа свое собственное лицо, свои индивидуальные характерные особенности.

Спрашивается, в чем же заключается причина, обусловившая появление перечисленных выше особенностей динамики альпийского тектонического этапа сравнительно с динамикой герцинской? Причина эта заключается, на наш взгляд, в том, что в альпийский этап на тектонические процессы прежнего типа накладываются новые грандиозные процессы раскалывания и погружения крупных платформенных участков сиаль вроде Гондваны и гипотетической Североатлантической платформы. Интересно, что хронологически эти процессы расчленения и погружения Гондваны приходятся как раз на ту же первую половину альпийского этапа, куда «аномально» смещаются крупные орогенические фазы. Едва ли такое совпадение случайно. С другой стороны, мы отмечали уже, что верхнемеловая и палеогеновая трансгрессии локализуются главным образом в южном полушарии, где погружается Гондвана, и по обе стороны северной Атлантики, где в это время также распадается и погружается Североатлантическая глыба. Резкая вспышка вулканизма и обилие базальтовых эффузий альпийского этапа также стоят в прямой связи с процессами тектонического распада Гондваны и Северной Атлантики. Таким образом, какую бы характерную особенность альпийского этапа ни взять, ее можно без труда, прямо или косвенно, увязать хронологически и, вероятно, генетически с грандиозными процессами распада крупных платформенных глыб сиаль.

Так, новый тип тектонических процессов альпийского этапа, накладываясь на процессы, унаследованные от прошлого, своеобразно, «искажает» прежнюю схему динамики тектонического этапа, придавая ей новые черты и особенности.

6. Об особенностях физико-географической обстановки в альпийский этап

В заключение несколько слов о некоторых особенностях физико-географической обстановки на лике Земли в альпийский этап.

Нужно сказать, что особенности эти вскрываются с трудом. Как было указано в главе IV, уже в герцинское время на поверхности литосферы устанавливаются физико-географические условия, весьма близкие к современным. Тем более относится это к альпийскому этапу.

Основным изменением по сравнению с герцинским этапом было приобретение климатическими зонами той локализации, которая существует в наше время.

Более подробный разбор вопроса, чем тот, каким мы вынуждены ограничиться сейчас, приводит к заключению, что климатические зоны мезозоя несколько меняли свою ширину и очертания, то расширяясь, то суживаясь. Но эти отклонения были в общем незначительны и общая ориентация климатических зон мезо- и кайнозоя была однообразной, не отличаясь заметно от современной, чего нельзя сказать о герцинском времени и о палеозое вообще.

Из временных отклонений от нормы наибольший теоретический интерес имеет великое четвертичное оледенение, напоминающее каменноугольное оледенение, но только расположившееся на поверхности Земли существенно иначе. Что вызывало это оледенение и другие более древние аналогичные процессы?

В геологии найдется не много проблем, которые стали бы объектом столь большого числа разнообразных, нередко противоречивых и взаимно друг друга исключающих, гипотез.

Не пытаясь дать здесь исчерпывающее их изложение и разбор, ограничимся немногими главнейшими замечаниями.

Наметились два направления, существенно различные по подходу к проблеме: астрономическое и геологическое.

Сторонники первого пытаются найти причину периодических оледенений в факторах внеземного космического происхождения. Так, француз Пуассон допускал, что солнечная система периодически проходит через более холодные и более теплые участки мирового пространства и это вызывает то общее охлаждение земной поверхности и появление ледниковых шапок на ее полюсах, то нагревание ее и исчезновение этих шапок. Астрономы Кролль и Адемар допускали периодическое изменение эксцентриситета земной орбиты и изменение наклона ее оси к эклиптике. И то и другое должно было вызывать периодическое удлинение зимы и сокращение лета и, следовательно, могло способствовать разрастанию ледниковых шапок. Ряд геофизиков (Рейбиш, Зимрот) и некоторые геологи, например Н. П. Чирвинский, допускали перемещение полюсов, т. е. непериодическое изменение земной оси, что должно было повлечь за собой пространственное перемещение ледяной шапки на поверхности земной коры, и, таким образом, непериодическое оледенение отдельных площадей ее.

Как ни правдоподобны кажутся на первый взгляд эти гипотезы, факторы, ими указываемые, все же не могут считаться причинами оледенений. Изменения эксцентриситета орбит и угла наклона земной оси к эклиптике — процессы периодические. Но абсолютная длительность их (которую астрономы вычисляют, пользуясь законами небесной механики), несравненно меньше того периода, который отделяет верхнекаменноугольное и четвертичное оледенение и другие, аналогичные. В течение этих колоссальных промежутков времени наклон оси к эклиптике и эксцентриситет орбиты менялись неоднократно и все же оледенение не возникало — лучшее доказательство, что названные процессы небесной механики не являются действительной причиной появления ледниковых шапок. Что же касается гипотезы перемещения полюсов, то, как справедливо указал известный ученый, шлиссельбуржец И. Д. Лукашевич, «допускать перемещение земной оси внутри земного шара — это значит выставлять гипотезу, непонятную с механической точки зрения и неверную с фактической. Наша планета, как вращающийся шар, обладает огромным моментом инерции; сверх того

она снабжена по экватору исполинским маховым колесом в 20 км толщины (экваториальное утолщение). Совершенно непонятно, какие силы могут заставить двигаться эту материальную систему по иному направлению, удаляющемуся от первоначального на 20—24°, как это допускает, например, Н. П. Чирвинский. Предположим на минуту, что это чудо совершилось. Тогда, вследствие перемещения махового колеса, мы имели бы пояс новейших сильнейших дислокаций земной коры, который охватил бы весь земной шар кольцом, пересекающимся с экватором под углом в 20—24°. Ничего подобного в действительности нет»[1].

Существенно иначе подходят к вопросу о причинах ледниковых эпох сторонники второго направления — геологического. Оледенения рассматриваются как результат влияния чисто земных факторов, связанных с общим ходом истории земной коры. Известный физико-химик Аррениус связывал появление или исчезновение ледниковых шапок с изменениями количества углекислоты в воздухе: уменьшение ее влечет за собой охлаждение поверхности Земли, увеличение — повышение температуры. Количество же углекислоты в воздухе зависит от интенсивности вулканических извержений. Следовательно, эпохи интенсивного вулканизма — эпохи теплые, периоды замирания вулканизма — периоды холодные, ледниковые. Линдваль и Уиллис связывали появление ледников с изменениями в распределении континентов и морей, с поднятиями и опусканиями суши, изменением морских течений и т. д. Наконец, были высказаны гипотезы, видящие главную причину развития ледников в запылении атмосферы вулканической пылью, что увеличивало рассеяние света и способствовало охлаждению земной поверхности. Эти гипотезы в настоящее время сданы в архив, так как при сличении с действительными фактами, открытыми исторической геологией, они обычно оказывались несостоятельными. Из многочисленных геологических гипотез в конце концов в науке удержалась одна, а именно та, которая связывает появление оледенений с общим ходом палеогеографических и тектонических изменений. Эта гипотеза впервые в форме, близкой к современной, была разработана И. Д. Лукашевичем, но затем независимо была высказана Л. Кобером и является сейчас господствующей. Сущность ее заключается в следующем.

Со времени альгонка все оледенения отчетливо примыкают к эпохам интенсивных горообразовательных движений и регрессий. Так, нижнекембрийское оледенение примыкает к горообразованию и регрессии конца докембрия. Оледенение нижнего девона[2] следует за каледонской складчатостью и сопровождающей ее регрессией. Верхнекаменноугольное — совпадает с крупнейшим судетским орогенезом. Четвертичное — следует за эпохой оживленных орогенезов неогена и неогеновой регрессией.

Раз такое совпадение не единично, оно не может быть случайным. Между орогенезами и регрессиями, с одной стороны, и оледенением, с другой, должна существовать причинная связь, а не простой хронологический параллелизм. В чем эта связь заключается?

Она состоит в том, что эпохи трансгрессий были периодами относительного повышения температурных условий, эпохами сглаживания климатических различий и господства относительно мягкого «морского климата». Эпохи же регрессий вызывали понижение средней температуры поверхности Земли и вместе с тем создавали обострение клима-

---

[1] История Земли. 1914.

[2] Выраженное всего в одном пункте—в Канских горах юга Африки.

тических различий — изменяли климат в сторону его большей континентальности.

Повышение средней температуры поверхности литосферы в эпохи крупных трансгрессий, как девонская, юрская, меловая и т. д., объясняется общим уменьшением высоты суши над уровнем моря. Уже одно это должно было способствовать повышению температуры, по Лукашевичу, минимум на 1—2°. В то же время при сильных трансгрессиях значительно расширялась площадь нагревания водных масс, ибо возникали неглубокие моря, водная масса которых прогревалась солнечными лучами до дна. Известно, что средняя температура внутренних морей, лежащих в средних и низких широтах, выше температуры океанических вод. Так, средняя температура всей массы океанических вод равна + 3,8°, а температура вод Балтийского моря на дне равна + 4,6°, Черного — около + 9°, Средиземного + 13,5°, Красного +21,5°. «...Таким образом,— пишет Лукашевич,— во времена трансгрессий солнечная теплота, бесполезно излучаемая сушей в пространство, задерживается водными массами мелких морей». Это накопление тепла дополнительно повышало среднюю температуру поверхности земной коры. В эпохи орогенезов, поднятий и регрессий крупные площади земной поверхности движутся вверх и именно в силу этого охлаждаются и понижают свою среднюю температуру. Это охлаждение в разных частях поверхности Земли, однако, сказывается неодинаково — меньше в экваториальных, особенно же сильно в приполярных странах. «Причина, от которой зависит обострение температурных контрастов между экваториальными и полярными странами,— говорит Лукашевич,— кроется в способности водяных паров усиленно поглощать солнечные лучи. Излучаемая земной поверхностью солнечная теплота задерживается углекислотой и водяными парами в атмосфере, благодаря чему поддерживается более высокая температура на Земле. А так как количество водяных паров убывает по направлению от экватора к полюсам, то и количество задерживаемых ими тепловых лучей также падает. По расчетам Экгольма, основанным на наблюдениях Аррениуса, Коха, Ланглея, Пашена, Вери, Рубенса, Ашкинази, водяной пар в тропическом поясе поглощает средним числом более 70% тепловых лучей, исходящих от земной поверхности, в большей части средних широт 45—50%, а в полярных странах менее 30%». Вот почему понижение средней температуры Земли особенно резко сказывается на полярных странах. Но как только эта разница обозначится, она сейчас же вызовет энергичную циркуляцию воздуха между низкими и высокими широтами. Обильные водяными парами океанические ветры создадут значительное выпадение осадков у полюсов, а это способствует развитию ледниковых шапок. Так крупные орогенезы и сопровождающие их регрессии создают условия оледенения полярных областей. Ледниковые явления становятся неизбежным звеном в общей цепи палеогеографических изменений, вызываемых ходом тектонической жизни Земли. Они подготовляются, рождаются этими тектоническими движениями и ими же затем уничтожаются.

Несмотря на стройность теории Лукашевича — Кобера, все же она объясняет далеко не все факты, касающиеся прошлых ледниковых эпох вообще и четвертичного оледенения в частности. В свете ее понятна последовательность событий, но остается необъясненным их территориальное размещение. Четвертичное оледенение имело место в северном полушарии, оледенение каменноугольное привязано исключительно к южному (Южная Америка, южная Африка, Австралия) и почему-то отсутствует на северном. Это же относится к нижнедевонскому

(южная Африка) и нижнекембрийскому (Южная Австралия) оледенениям. Как объяснить эти факты?

Стоя на точке зрения только изложенной выше теории, этих фактов объяснить нельзя. Требуется привлечение новых, дополнительных соображений. Очень часто допускают, что указанная аномалия в размещении ледниковых шапок в палеозое объясняется иным расположением современных континентальных массивов относительно оси вращения Земли. При этом (вслед за А. Вегенером) принимают, что

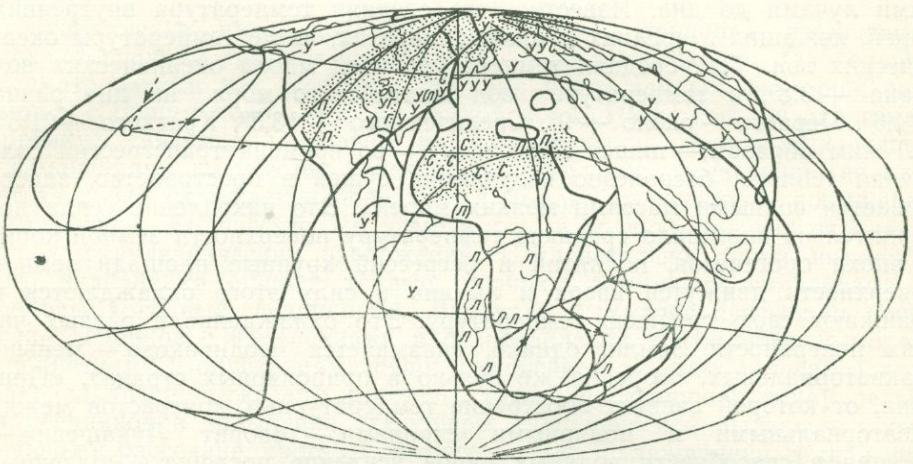


Рис. 117. Генезис верхнепалеозойского оледенения (по А. Вегенеру)
Л—следы оледенения; *У*—уголь; *С*—соль; *Г*—гипс; *П*—пустынный песчаник, пунктир—сухие области

земная кора (Sial) может перемещаться как целое на подстилающей базальтовой постели, почему в разные времена разные участки ее становятся приполярными (рис. 117). Такое объснение, конечно, могло бы помочь делу. Однако, основная предпосылка этого объяснения: передвижение коры по базальтовой оболочке — такого масштаба, как принимает Вегенер,— сама представляет гипотезу, притом такую, которая отнюдь не очевидна, не бесспорна и вообще мало вероятна. Поэтому мы должны повторить ранее высказанное утверждение, что правильного истолкования размещения палеозойских оледенений сейчас нет.

Крупные трудности встречает гипотеза Лукашевича — Кобера и при истолковании непосредственно интересующего нас сейчас четвертичного оледенения. Она блестяще объяснила бы его, если бы четвертичное оледенение было однократным, но беда в том, что оно было, по крайней мере, трехкратным; ледники то надвигались, то отступали, и возвращались условия нормального, так сказать, климатического режима. Как истолковать эту неоднократность четвертичного оледенения? Несмотря на длительную работу, пока не удалось и, повидимому, не удастся найти фактор чисто земного происхождения, который смог бы объяснить трехкратность четвертичного оледенения. Исследователи вновь вынуждены обращаться к факторам космического происхождения. Очень остроумная гипотеза на этот счет была предложена американцем Симпсоном.

Она исходит из допущения, что солнечная радиация не постоянна, но испытывает периодические колебания. Посмотрим, какое влияние должны оказать эти колебания на ход климатических изменений.

На рис. 118 сопоставлены колебания радиации, температуры и изменения осадков. Из него видно, что усиление радиации вызывает, вообще говоря, повышение температуры на поверхности земной коры. Но это повышение идет не одинаково на разных широтах: больше у экватора, меньше в полярной зоне. Разница температуры между этими участками создает усиленную циркуляцию воздуха от экватора к полюсу и, следовательно, усиленное поступление сюда влаги. Снегопады у полюса усиливаются, и снежный и ледяной покровы здесь возрастают. Таким образом, увеличение солнечной радиации приводит к усилению ледниковых проявлений на Земле и к созданию ледниковых эпох. Но такой эффект усиление солнечной радиации дает, однако, лишь вначале. Дальнейшее поступление тепла приводит к усиленному таянию летом и максимум радиации характеризуется исчезновением ледникового покрова. При уменьшении радиации события пойдут в обратном порядке.

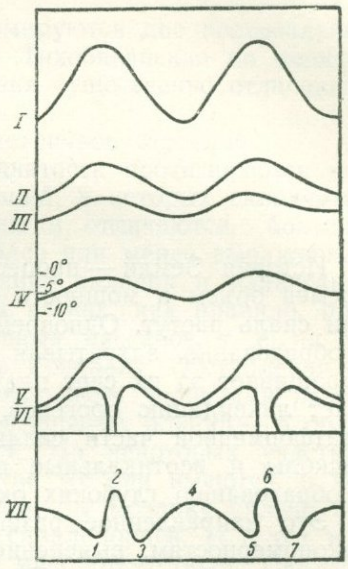


Рис. 118. Кривые солнечной радиации (по Симпсону)

I—солнечная радиация; *II* и *III*—экваториальная и полярная температуры; *IV*—температура; *V*—осадки; *VI*—накопление снегов; *VII*—высотные пределы оледенений (*1*—гюнцского оледенения; *2*—межледниковой гюнц-миндельской эпохи; *3*—миндельского оледенения; *4*—межледниковой миндель-рисской эпохи; *5*—рисского оледенения; *6* — межледниковой рисвюрмской эпохи; *7*—вюрмского оледенения

Итак,—период подъема радиации к максимуму и период падения ее к минимуму являются периодами развития ледниковых шапок; максимумы же и минимумы радиации—эпохами их исчезновения. Симпсон считает, что двух колебаний радиации достаточно для того, чтобы объяснить все ледниковые и межледниковые эпохи четвертичного периода.

Гипотеза Симпсона, как будто дает истолкование тем трудностям, какие встали перед теорией Лукашевича—Кобера и в комбинации с последней является, пожалуй, наиболее приемлемой. Однако, сама она базируется не на бесспорных фактах, а лишь на более или менее правдоподобных допущениях относительно механизма влияния солнечной радиации на климат, что естественно, заставляет относиться к ней с осторожностью.

Построение исчерпывающей научной теории ледниковых эпох — дело будущего.

Глава XII

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕКТОГЕНЕЗА И ЛИТОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

История Земли — процесс направленный и необратимый. В ходе времен объем и мощность стратисферы и ее «удельный вес» в строении сиаль растут. Одновременно структура сиаль усложняется. Складкообразование, захватывая все новые участки геосинклинальных зон, наращивает за их счет платформы и в альпийском этапе почти завершает ликвидацию орогенов. Вместе с тем в колоссально развившейся платформенной части сиаль уже в мезозое начинаются грандиозные расколы и вертикальные перемещения, приводящие в ряде случаев к образованию глубоких океанических впадин.

Это направленное развитие земной коры, несомненно, подчинено закономерностям, выяснение которых составляет важнейшую задачу исторической геологии. Последние 20—25 лет ее развития как раз и характеризуются оживленными исканиями в этой области и попытками выяснения законов, которым подчинялся в прошлом тектогенез и литогенез сиаль.

Не ставя себе задачей исчерпывающей сводки и анализа сделанного в этом отношении, ограничимся некоторыми из главнейших относящихся сюда проблем.

1. Об общем ходе и закономерностях складкообразования в истории сиаль

Одним из основных вопросов историко-геологического анализа является установление закономерностей складкообразования в истории сиаль.

Для разрешения его необходимо обратиться к выяснению, как размещаются внутри сиаль складчатые зоны разного возраста и каким закономерностям подчиняется размещение складчатых деформаций внутри каждой складчатой зоны как целого.

К сожалению, при анализе всех этих проблем мы вынуждены довольствоваться относительно ограниченным материалом. Наиболее доступна и наименее изменена вторичными,— наложенными,— деформациями складчатая зона альпид. В значительно меньшей степени уцелела область герцинид, обширные площади которой либо скрыты от нас плащом мезозоя и кайнозоя в прогибах, либо глубоко переработаны альпийским тектогенезом. От каледонской складчатости до нас сохранились лишь изолированные обломки, по которым с трудом можно судить о строении каледонских складчатых зон. Что же касается складчатостей докембрийских, то мы знаем столь мало их остатков, а сами

эти остатки часто столь изменены последующими деформациями, что для правильного их истолкования мы уже должны руководствоваться некоторыми общими идеями относительно закономерностей строения складчатых зон. Поэтому в дальнейшем мы будем базировать наши заключения на сравнительно-тектоническом анализе альпийской, герцинской и каледонской складчатых зон, а потом уже попытаемся использовать этот опыт для истолкования хода докембрийского складкообразования.

В альпийское время, как известно, формируются две колоссальные складчатые области: Средиземноморская и Тихоокеанская по периферии сиалической области. Планы их строения существенно отличаются друг от друга.

Средиземноморской зоне присуще симметричное строение.

Вдоль северного и южного краев складчатости протягиваются широкие и почти непрерывные ленты дислокаций, в которых складчатые деформации достигают максимальной силы и отличаются большой сложностью, почти везде имея характер более или менее выраженных покровных структур. При этом опрокидывания складок и надвигания чешуй, т. е. общие движения масс в обеих ветвях, как правило, происходят в сторону прилежащих платформенных массивов, т. е. на севере — на Евразийскую глыбу, на юге — на Гондвану. Отступления от этого правила единичны и объясняются локальными условиями развития структур. В срединной части Средиземноморских альпид — в области междугорий — деформации ослабляются. На некоторых участках складки почти не выражены, на большинстве же они имеются, и вся площадь междугорий представляет собой как бы мозаику сильно нарушенных антиклинориев и слабее смятых синклинориев. И в тех и в других явно выраженное общее движение масс отсутствует. Складки относятся по большей части к прямым или веерообразным, когда же встречаются опрокидывания, они направлены по различным и случайным направлениям в сторону синклинориев.

Асимметричное строение присуще гигантскому складчатому кольцу по побережьям Тихого океана, т. е. по окраинам сиаль. В периферических частях кольца в непосредственном соседстве с Евразийской глыбой, Североамериканской и Бразильской платформами везде обозначается пояс очень интенсивных складок, опрокинутых на платформы и осложненных надвигами в том же направлении, то очень сильными (Скалистые горы), то слабо выраженными (Анды). С удалением от платформ интенсивность складчатых деформаций ослабевает, складки «выпрямляются», становясь иногда веерообразными, единое направление опрокидывания исчезает. Вторая интенсивно дислоцированная ветвь по внешней окраине Тихоокеанского кольца отсутствует и нет достоверных следов ее былого наличия; на ее месте располагается еще живущая «реликтовая» геосинклинальная область, что особенно подчеркивает асимметрию Тихоокеанского кольца. Другую особенность этого кольца составляет наличие внутри него в Азии «срединных» масс — жестких участков, по периферии которых дислокации интенсифицируются и движения масс идут в направлении на эти массы.

Переходя к анализу герцинского складкообразования, необходимо отметить, прежде всего, что наиболее интенсивные и эффективные формы его были приурочены к внутренним частям сиалической массы: между платформами Североамериканской, Русской и Сибирской, а также между названными платформами и Гондваной. Периферические геосинклинальные зоны затронуты в подавляющем большинстве случаев лишь слабыми смятиями,

в результате которых лишь по юго-западной и юго-восточной окраинам Гондваны,—в Южной Америке и восточной Австралии,—возникли очень ограниченные по размерам площади герцинид.

Для разъяснения структурного плана герцинид, разберем главнейшие их площади.

Пересекая Западную Европу в меридиональном направлении с севера на юг через Средиземное море в Африку, получаем весьма интересную картину.

На севере, между полосой каледонид и Молданубской зоной, герцинские складки весьма интенсивны, опрокинуты на север на каледониды и на Русскую платформу и осложнены надвигами в том же направлении. На Молданубской глыбе складчатость, как таковая, выражена слабо, замещаясь расколами, своеобразно ориентированными (см. главу IV), что вполне отвечает жесткому характеру глыбы. В области Средиземноморья самостоятельных герцинских складчатых структур нет; хотя складчатые деформации в верхнем палеозое имели место, но возникшие структуры переработаны последующими движениями. Именно поэтому необходимо принять, что герцинская складчатость появилась здесь в сильно ослабленной форме сравнительно с участками более северными.

В Африке, по северной границе Гондваны, однако, мы вновь встречаемся с сильно смятой герцинской складчатой зоной с признаками движения на юг, на платформу. Таким образом, на нашем профиле складчатость отвечает плану симметричной складчатой зоны с резкими деформациями вблизи платформенных массивов и с ослабленными дислокациями посередине.

Близкая картина наблюдается на широтном разрезе через Урало-Сибирские герциниды. На западном склоне Урала, в осевой части и на большей части восточного склона складчатость интенсивна, причем складки опрокинуты на платформу и надвиговые чешуи перемещены в том же направлении. Но уже по восточной окраине Урала складки «выпрямляются» и приобретают характер почти симметричных или веерообразных, отчего появляются незначительные опрокидывания на восток. В области Казахской складчатой страны складчатые деформации, как указывалось, резко ослабевают, особенно в широких синклиниях, присущих этой территории. В Калбе, Рудном Алтае, Салаире и Приобской части, т. е. по соседству с жесткой глыбой каледонид складчатость опять усиливается и появляются признаки восточного движения масс. К сожалению, именно эта восточная окраина герцинской складчатости особенно пострадала от последующих мезозойских и кайнозойских нарушений и наименее поддается объективной реконструкции. Все же при существующих данных, как нам кажется, можно в этой восточной окраине герцинской зоны видеть ее восточную сильно дислоцированную ветвь с движениями на восток, на Сибирскую платформу и на каледониды.

Иными словами, и Урало-Сибирские герциниды можно рассматривать, как построенные по симметричному плану с сохранением его характерных черт.

Гораздо труднее высказаться относительно плана строения Аппалачских герцинид. В доступной их части складчатость усиливается по мере удаления от края платформы, причем складки опрокидываются и надвиги идут в направлении на платформу. Несомненно, что в Аппалачах до нас дошла лишь приплатформенная интенсивно деформированная часть складчатой зоны, тогда как ее более внутренние площади погребены на дне Атлантического океана и нам недоступны. Каково

строение опущенной области, относится ли оно к симметричному (что вероятнее) или асимметричному типу — остается вопросом открытым.

Иного рода указания относительно проявления герцинской складчатости имеются на восточноазиатском и австралийском участках и в Андах.

В Австралии и на прилегающих островах Полинезии герцинские деформации распространены широко, но лишь в непосредственной близости к Гондванской плите они повели к возникновению устойчивых герцинских складчатых структур. Восточнее территория сохранила свои геосинклинальные свойства не только в мезо-кайнозое, но, повидимому, и доныне. Это обстоятельство с несомненностью указывает, что к востоку от Австралийских герцинид верхнепалеозойская складчатость постепенно затухает, т. е. мы имеем здесь дело с односторонне (асимметрично) построенной складчатой полосой.

В Андах тектонические соотношения являются как бы зеркальным отражением восточноавстралийских. К юго-западной окраине Гондваны прилегает полоса сильно дислоцированных герцинид, опрокинутых на платформу. С внешней стороны эта полоса сменяется альпийской зоной и, следовательно, в герцинское время складкообразование в этом направлении ослабевало.

В Индо-Китае герцинская орогения хотя и имела место, но лишь как предварительная ступень развития. Черты герцинской складчатости пока не расшифрованы с достоверностью. Но не исключено, что к этому времени может относиться образование внутри смятой зоны жесткой сининдийской массы, расположенной в центре Индо-Китая и отвечающей максимуму складкообразования. На восток, к Тихому океану, интенсивность деформаций и здесь во всяком случае ослабевает.

Совершенно то же наблюдается на северо-востоке Азии. Возможно, что максимальные складчатые движения были в области Среднеколымской глыбы, но на восток, к океану они достоверно затухали.

Таким образом, по восточной окраине сиаль, вблизи Тихого океана, проявления герцинской орогении вообще ослаблены сравнительно с центральными внутренними частями сиалической массы. Там же, где они проявились наиболее отчетливо,— на широте Австралии и в Южной Америке,— герцинская складчатая область построена по асимметричному типу.

Как видим, оба альпийских плана строения складчатой зоны, симметричный и асимметричный, проявляются и в герцинской орогении. При этом во внутренних частях сиалической массы господствующим был план симметричный; достоверные же проявления асимметрии мы находим лишь по восточной и западной окраинам сиаль, близ тихоокеанской симической площади. Интересно, что в области ослабленного проявления складкообразования в периферической зоне сиаль местами все же складчатость проявилась, повидимому, довольно сильно и возникли срединные массы (Индо-Китай?).

В каледонском складкообразовании проявляются некоторые новые черты.

Основное, наиболее эффективное складкообразование в еще большей степени, чем в последующие этапы, локализуется в центральных, внутренних частях сиалической массы: в Грампианской геосинклинали с ее продолжением на север Северной Америки и в геосинклинали Урало-Сибирской. Периферические части сиаль, отвечающие краевым Восточнотихоокеанской и Западнотихоокеанской геосинклиналям

складкообразованием не затрагиваются совсем или захватываются очень слабо. Недаром из всей огромной их площади лишь на ничтожном клочке, в штате Виктория в Южной Австралии, формируется устойчивая каледонская складчатая структура.

В структурном плане каледонид также имеются характерные особенности.

В Грампианских каледонидах движение масс направлено, как известно, в обе стороны: по краю Русской платформы на восток и юго-восток, по краю Североатлантической платформы — на северо-запад. В центральных частях зоны, как, например, в области Трондьемской мульды, интенсивность деформаций убывает. Ясно выступает структура симметричной складчатой зоны. Двигаясь на юг Европы по тому же меридиональному профилю, который мы рассматривали и для герцинид, находим, что за пределами Грампианских каледонид по направлению к Молданубской зоне каледонское складкообразование ослабевает, а к югу от Молданубской зоны, в Средиземноморской области, исчезает совсем или сводится к чисто местным деформациям. Вместе с тем, по северной окраине Гондваны, в Африке, пока не найдено достоверной каледонской складчатой зоны. Получается в целом, что в Западной Европе каледонская складчатость была построена по асимметричному плану. То же повторяется в Урало-Сибирской геосинклинальной зоне. По восточной периферии ее, вблизи Сибирской платформы, дислокации интенсивны, складки обнаруживают опрокидывания на платформу. В области Саян и Прибайкалья деформации были настолько значительны, что привели к ликвидации геосинклинальных условий. Западнее, в Алтае и Казахской степи, геосинклинальные условия удерживаются еще и в верхнем палеозое, а каледонское складкообразование ослабевает. И, наконец, на Урале каледонские движения на подавляющей части площади отсутствуют вообще, локализуясь, видимо, лишь в сводовых частях немногих позднейших антиклинориев — опять несомненная картина асимметрично построенной складчатой области. По западной и восточной окраинам сиалической массы, т. е. в восточной Азии и западных частях Северной и Южной Америки, каледонские движения вообще выражены слабо и плохо улавливаются. Единственным участком каледонид по всей периферии сиалической массы является небольшая площадь в штате Виктория на юге Австралии. Причем, поскольку на восток каледонская складчатость резко ослабевает, мы имеем здесь дело, очевидно, с асимметрично построенной зоной.

Изложенное позволяет сделать несколько существенных выводов относительно хода постальгонкского складкообразования в истории сиаль.

1 Процесс превращения геосинклинальных участков сиаль в жесткие тела в известной мере является центробежным: он идет от более внутренних ее частей к внешним.

В течение каледонского и герцинского этапов складкообразование было приурочено в основном к внутренним частям сиалической массы и именно здесь повело к образованию устойчивых складчатых структур, нарастивших платформы или спаявших их вместе. Периферия сиалической массы в палеозое переживала лишь ослабленное складкообразование. В альпийское время этот процесс, помимо внутренних частей сиаль, захватывает и ее окраину, которая на сей раз в значительной мере преобразуется в устойчивую складчатую зону. Однако, самые внешние края сиаль и в альпийское время еще не утрачивают

своих геосинклинальных свойств и именно здесь современные реликты геосинклиналей имеют наибольшие размеры. Таким образом, окраины сиаль отставали в тектоническом развитии от центральных ее областей.

2. При складкообразовании каледонского, герцинского и альпийского тектонических этапов возникали складчатые зоны симметричного и асимметричного типов, значение которых для каждого этапа было неодинаково.

При складкообразовании каледонского этапа лишь относительно узкая Грампианская геосинклиналь (и другие, ей аналогичные, на севере Америки?) превратилась в двусторонне симметричную складчатую зону. В остальных каледонских внутренних геосинклиналях (Тетис и Урало-Сибирская), и в геосинклиналях периферических (по внешней окраине сиаль) возникшие складчатые области имели асимметричное строение. В них складкообразование, резкое и сильное вблизи отдельных платформ, по направлению к внутренним частям геосинклиналей постепенно «умирало»». В герцинское время,— очевидно в связи с сужением внутренних геосинклиналей,— складкообразование захватило всю их площадь и в каждой из них возникли симметричные складчатые области, в Европе, правда, устойчивые лишь по краям и неустойчивые в центральной части. В периферийных геосинклиналях (восточной Азии, Северной и Южной Америки) герцинское складкообразование попрежнему асимметрично. Те же соотношения сохраняются и в альпийское время.

Таким образом, можно сказать, что в истории сиаль в послепротерозойское время симметричное складкообразование во внутренних областях сиаль вытесняет асимметричное, которое сохраняется до конца лишь по периферии сиаль. Этот процесс представляет, видимо, лишь простое следствие прогрессирующего сужения геосинклинальных зон.

3. Ни в одну постальгонкскую эпоху складкообразования возникшие складчатые зоны,— если даже учесть и участки слабо деформированные, разрушаемые в последующую эпоху,— не образовывали вокруг платформ замкнутых колец, но локализовались лишь вдоль отдельных частей платформенных контуров, тогда как вдоль других их отрезков смятий не было. Области же устойчивого складкообразования в каждый тектонический этап отвечали обычно лишь небольшим отрезкам контуров платформ. Закон, который управляет пространственным размещением центров складкообразования, до сих пор не установлен.

4. Как при симметричном, так и при асимметричном складкообразовании, максимальные по силе и сложности деформации локализовались в относительно узких приплатформенных частях складчатых зон. При этом складки опрокидывались и движение по плоскостям надвигов шло в направлении на платформы. С удалением в более внутренние части геосинклинальных зон сила складкообразовательных деформаций убывает и они принимают характер более спокойных, прямых или веерообразных складок. Особенно заметно убывание силы деформаций в синклинориях. Надвиги теряют определенную направленность, являясь осложнением веерообразных складок. В некоторых случаях, однако, во внутренних частях геосинклинальных зон складчатость,— по причинам, нам пока не известным,— на отдельных участках вновь усиливается. Такие локальные площади в зоне складчатости последующего этапа (или этапов) играли роль относительно жестких «срединных

масс», как, например, среднеколымская или сининдийская массы в альпийском тектогенезе. При наличии такой «срединной массы» интенсивность деформаций по ее периферии усиливается.

Отмеченные закономерности складкообразования в постальгонкское время позволяют отчетливее представить себе ход складчатых деформаций и разрастания платформ в докембрии.

Первое зарождение стабильных ядер — зародышей будущих платформ — имело место во внутренних частях сиаль, притом, повидимому, в большей степени в южном полушарии, чем в северном. Эти первоначальные ядра были далеко удалены одно от другого, и между ними располагались широкие геосинклинальные зоны. Такие же обширные площади были по внешней периферии сиаль — по краям тихоокеанской симической котловины.

При повторении докембрийское складкообразование локализовалось в наиболее сильной и эффективной форме во внутренних геосинклинальных зонах сиаль и лишь в очень ослабленной степени по ее периферической кромке. Вдоль отдельных частей контуров зародышевых платформ возникали асимметрично построенные складчатые полосы с наибольшей дислоцированностью вблизи жестких ядер. От каждой такой зоны к зародышевой платформе припаивался некоторый обломок ее, в то время как большая часть разрушалась и участвовала в геосинклинальном осадконакоплении последующего тектонического этапа. С постепенным разрастанием зародышевых платформ и сужением геосинклинальных между ними участков при тектогенезе стали возникать складчатые зоны симметричного строения, которыми соседние ядра цементировались в гораздо более крупные платформенные образования.

К концу докембрия этот процесс особенно продвинулся в южном полушарии, где наметилась гигантская Гондванская платформа. В северном полушарии аналогичное ей образование возникло лишь в конце палеозоя, когда каледонская и герцинская складчатости замкнули Аппалачскую, Грампианскую и Урало-Сибирскую геосинклинали и спаяли Североамериканскую, Русскую и Сибирскую платформы в единую огромную платформенную массу.

Едва ли случайно, что расколы и погружения платформенных масс с превращением части их в океаническое дно также раньше начались в южном полушарии, а не в северном (распад Гондваны в перми — триасе). Быстрее прошедшая через геосинклинальную стадию южная часть сиаль раньше вошла в новую стадию грандиозных вертикальных расколов и перемещений по ним.

2. О процессах превращения геосинклинальной области в складчатую область

Изучение разрезов любой складчатой зоны обнаруживает следы горообразовательных движений, растянувшихся на очень длительный промежуток времени. Так, в альпийских сооружениях обнаруживаются угловые несогласия внутри верхнепалеозойских, а иногда и нижнепалеозойских свит, указывающие, что складкообразование имело здесь место уже в каледонском и герцинском этапах, но только создавало неустойчивые, впоследствии разрушившиеся структуры. В герцинидах всегда существуют отчетливые признаки орогенезов каледонских и докембрийских. В каледонидах обязательно присутствуют угловые несогласия в докембрийских свитах. Таким образом, формирование любой устойчивой складчатой зоны является длительным процессом, охваты-

вающим минимум два — три тектонических этапа. И когда мы говорим о каледонской, герцинской и альпийской зонах, то этим хотим подчеркнуть лишь эпоху последнего крупного складкообразования, когда окончательно создалась данная область, как устойчивая складчатая структура, и когда геосинклинальные свойства участка были утеряны. Этой эпохе окончательной деформации геосинклинали всегда предшествует ряд подготовительных фаз складчатых деформаций, пережитых геосинклинальной зоной в предшествующие два—три тектонических этапа.

К сожалению, по условиям обнаженности в складчатых зонах наиболее доступными для исследования оказываются породы последнего тектонического этапа, в течение которого окончательно сформировалась данная складчатая область. Свиты и структуры предшествующих этапов видны плохо и в тем худшей степени, чем к более древнему этапу мы обращаемся. Поэтому при анализе хода складкообразования мы должны прежде всего остановиться на анализе движений последнего структурообразующего этапа, а затем сопоставить с ним структурообразование более древних подготовительных этапов.

В истории последнего (для каждой данной складчатой полосы) тектонического этапа геосинклинального развития различаются две стадии. В первую стадию геосинклинальная зона, в предыдущем уже несколько смятая и обладающая известной складчатой структурой, следуя общему направлению эпейрогенических движений сиаль, погружается и испытывает более или менее значительную трансгрессию. Характер палеогеографии этой стадии развития геосинклинали можно вскрыть, знакомясь с кембрийской, нижнесилурийской или с девонской и нижнекаменноугольной историей Западной Европы, Урало-Сибирской зоны, с триасом и юрой Анд, Кордильер, Альп, Кавказа и др. Мы неоднократно подробно касались этой палеогеографии и установили, что геосинклинальные зоны в стадии погружений представляли собой островные, архипелаговые моря, состоявшие из серии межостровных, нередко очень глубоких депрессий, покрытых водой, и разделявших их поднятий, то выходивших из воды в виде более или менее гористых островов, то скрытых под водой в виде подводных отмелей. Эти острова и отмели были расположены в общем по простиранию геосинклинальной (т. е. будущей складчатой) зоны и представляли собой генетически не что иное, как разбитые расколами (?) и погруженные части складчатых сооружений, возникших в предыдущие этапы подготовительной складчатости,— их антиклинории и синклинории. Территориям погружавшихся геосинклиналей были свойственны сложные разнонаправленные и относительно быстрые, сравнительно с платформенными, эпейрогенические движения. При этом межостровные депрессии (синклинории) были негативными участками, т. е. отличались наклонностью к проседаниям и потому накопляли огромные мощности пород; разделяющие же их отмели (антиклинории) были участками позитивными, погружавшимися мало, часто выходившими из-под воды и потому накопившими относительно маломощные свиты, к тому же представленные не на всей площади антиклинориев. Из такого поведения различных участков геосинклинали видно, что в стадию погружений последнего для данной зоны тектонического этапа в теле геосинклинали медленно продолжалось дальнейшее формирование основных структурных элементов, намеченных на предыдущих этапах предварительной складчатости. Как правило, в эту же стадию погружений геосинклиналь испытывала (порою не один раз) значительные восходящие

движения, сопровождавшиеся горообразовательными пароксизмами. Но, как на это указал впервые Н. С. Шатский, эти движения не захватывали всей территории геосинклинали, а приурочивались лишь к отдельным антиклинориям, замирая на их склонах и не заходя в центральные части синклинориев. Временные поднятия и сопровождавшие их орогенические фазы сказывались в сложении антиклинориев размывами и появлением более или менее резких угловых несогласий. В синклинориях свиты, отвечающие стадии погружений, отличаются не только большей мощностью, но и непрерывностью в напластовании и большей стратиграфической полнотой. В связи с оживленностью и разной направленностью движений депрессий и разделяющих их поднятий, на территории погружающейся геосинклинали возникают расколы и открывается интенсивный эффузивный вулканизм. Он локализуется в центральных частях геосинклинальной зоны, но не повсеместно внутри нее, а лишь на ограниченных, более или менее крупных, территориях. Структурно вулканические излияния концентрируются, видимо, в крыльевых частях антиклинориев, где существуют наилучшие условия для возникновения глубоких выводящих магму трещин. Вполне вероятно, что эффузивному вулканизму отвечает формирование на глубинах обширных магматических очагов, внутри которых идет дифференциация магмы. Поэтому в составе изливающихся на поверхность пород обыкновенно существует определенная последовательность, а именно: вначале выбрасываются основные лавы, позже — средние и кислые. Этот магматический цикл в стадию погружения геосинклинали повторяется на одном и том же участке иногда несколько раз.

Если в понимании тектонического режима геосинклинальной зоны в стадию ее погружения взгляды исследователей разных школ достаточно сходятся, то дальнейшее развитие геосинклиналей изображается ими резко различно. По схеме В. В. Белоусова и М. М. Тетяева процесс протекает следующим образом.

«По мере накопления осадочных толщ,— пишет М. М. Тетяев [44] — площади интрагеосинклиналей (— синклинориев, *Н. С.*) увеличиваются за счет интрагеоантиклиналей (— антиклинориев, *Н. С.*)... Последовательное сокращение интрагеоантиклиналей приводят в дальнейшем к их исчезновению и вся геосинклинальная область на этот момент приобретает однородный геосинклинальный режим с одинаковой мощностью накопляющихся слоев. Этот период заключает первую стадию развития геосинклинального режима, который в дальнейшем приобретает новое направление. Момент перелома его общего развития назван В. В. Белоусовым «моментом инверсии».

«В фациальном отношении... к моменту инверсии на всей площади геосинклинали устанавливается более или менее однородная фация отложений, где источники питания уходят за пределы геосинклинали и материал разносится по всей площади путем непрерывного перемещения береговых линий (? — *Н. С.*) с перемывом переносимого материала (? — *Н. С.*).

«Дальнейшее развитие геосинклинального режима обусловливается его инверсией, где после однородного режима накопления мощностей снова развивается дифференциация его отдельных частей... с возникновением новых интрагеоантиклиналей ($ГА_2$) и интрагеосинклиналей ($ГС_2$). При этом, однако, новые интрагеосинклинали ($ГС_2$) развиваются на месте прежних интрагеоантиклиналей ($ГА_1$), так же, как новые интрагеоантиклинали ($ГА_2$) возникают на интрагеосинклиналях начального периода ($ГС_1$). Вместе с тем и ход развития этих новых образований ($ГА_2$ и $ГС_2$) идет в обратном направлении, т. е. геоанти-

клинали расширяются на площади общей геосинклинали за счет сокращения интрагеосинклиналей, которые, таким образом, подвергаются вытеснению из общего геосинклинального режима.

«Параллельно этому обратному росту мощностей изменяется и картина фациальных соотношений в течение второго периода. Однородность фаций, которую мы констатировали к моменту инверсии, начинает исчезать и заменяется все более резко выраженной зональностью фаций».

Изучая эту схему Белоусова — Тетяева и сопоставляя ее с фактическими данными, которые имеются сейчас по ряду геосинклинальных районов, как, например, Урал, Казахстан, Аппалачи, Альпы и Тянь-Шань, нетрудно видеть, что между схемой и фактами в данном случае нет того согласия, какое мы вправе ожидать. По схеме в развитии геосинклинали существует момент, когда тектонические условия на площади геосинклинали нивелируются и когда осадки и их мощности становятся повсюду одинаковыми. В действительности, изучая разрезы и палеогеографию названных выше геосинклинальных областей, мы не можем уловить ни одного момента, осадки и мощность которого отвечали бы особенностям «момента инверсии». На отдельных небольших площадях действительно происходит известная (но лишь весьма относительная) нивелировка, но для таких крупных областей, как названные, всегда, в любой момент их истории, мощности и фации остаются весьма изменчивыми, а палеогеографическая картина — сложной. Убедиться в этом легко, обратившись к характеристике $D + C_1$ в Западноевропейской области, $D + C_1$ в Урало-Сибирской, к $S + D + C_1$ в Аппалачах, к истории триаса, юры, мела, палеогена Альп. Короче говоря, «момент инверсии», как он описан М. М. Тетяевым, в реальной обстановке геосинклинальной истории не улавливается сколько-нибудь отчетливо. Совершенно то же приходится сказать и о превращении интрагеосинклиналей в интрагеоантиклинали и наоборот, что собственно и составляет сущность инверсии. Как было показано работами Академии наук СССР, сущность герцинского складкообразования в Центральном Казахстане, например, сводилась к прогрессирующему разрастанию девонских (и вероятно даже додевонских) антиклинориев за счет прилежащих синклинориев и к постепенному захвату складчатостью этих последних. С исключительной ясностью и убедительностью этот процесс был показан Н. Г. Марковой на примере антиклинория Чингиз-Тау и прилегающего к нему Северобалхашского синклинория в ее превосходной, к сожалению, еще не опубликованной монографии, посвященной этой теме. Еще раньше, на основании анализа фациальных соотношений в альпийском триасе, юре, мелу, палеогене, альпийские геологи (например, Арган) пришли к аналогичной схеме структурной эволюции Альп. Эта схема изображена на рис. 119 и на ней нет ничего даже отдаленно напоминающего инверсию. «Будучи знаком с фактическим материалом по складчатым сооружениям Средней Азии,— писал А. В. Пейве в 1941 г.[1],— автор пытался на этой области проверить региональное значение закона инверсии и тем самым подтвердить его силу и значимость. Однако, предпринятая работа привела нас... к непреодолимым противоречиям...». Пытаясь затем проследить, насколько прочно обоснован В. В. Белоусовым закон инверсии на Кавказе, т. е. в области где этот «закон» был выведен, А. В. Пейве после детального анализа исходного фактического материала пришел к заключению, что интерпретация ранних моментов юрской истории сделана В. В. Белоусовым неверно. «На месте осевой части современного

[1] О «законе» инверсии в истории Кавказа. Сов. геол., № 4, 1941.

Главного хребта в эпохи верхнего лейаса, доггера и дотитонской верхней юры мы видим относительную геоантиклиналь, а не геосинклиналь, и тем более не «максимальную» или главную геосинклиналь, как это рисует Белоусов. Центральнокавказская геоантиклиналь существовала таким образом и до инверсии, и следовательно никакого обращения геотектонических форм в истории Кавказа вообще не существует».

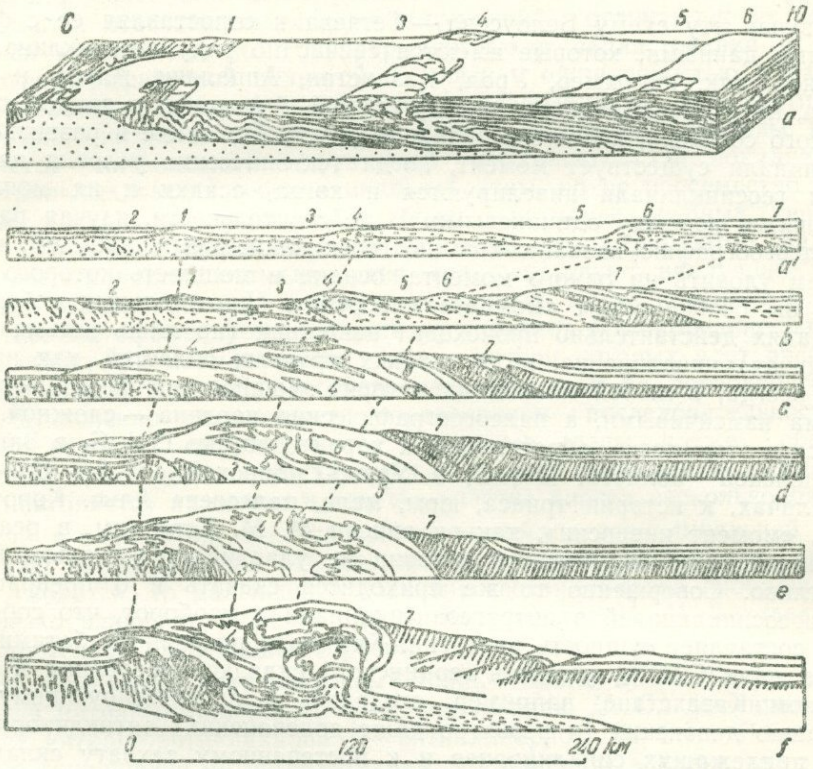


Рис. 119. Эволюция западной части Альпийской геосинклиналии (по Аргану).

а—конец палеозоя; на площади геосинклинальной зоны обозначаются три эпиорогенных поднятия, обязанных своим возникновением давлению, идущему с юга; *а*¹—то же сечение в юрский период, показывающее омоложение ранее существовавших геоантиклиналей, *в*—эоценовая эпоха после резкого парокси́зма; *с—f*—четыре стадии во время крупного олигоценового парокси́зма (орогенеза).

Цифры на профилях позволяют следить за историей деформаций крупных элементов альпийской структуры

Таким образом, с какой бы стороны ни рассматривать схему инверсии, получается, что она, видимо, не отвечает действительности.

Действительный процесс превращения геосинклинальной зоны в складчатую область шел не путем инверсии, а путем постепенного разрастания складчатых структурных форм, унаследованных от предыдущих этапов развития.

Начиная с некоторого момента времени общие восходящие и складкообразовательные процессы в геосинклинали усиливаются. Как показывают наблюдения, раньше всего это сказывается в ее внутренних, центральных частях. Антиклинории, унаследованные от прошлого, здесь разрастаются по площади, подымаются ввысь, и возникает сложная мозаика широких складчатых горных массивов, разрушаемых

эрозией, и еще более широких котловин, лежащих между горными цепями и питаемых их денудацией. В краевой части геосинклинальной зоны в это время обозначается широкая незатронутая дислокациями полоса — предгорный прогиб, идущий параллельно краю платформы и отчасти вовлекающий его в опускания; сюда также сносится масса обломочного материала с центральных гор. Типичный пример такой палеогеографии промежуточных стадий формирования складчатой зоны дают верхний карбон и нижняя пермь Урало-Сибирской орогенической области, а также верхний эоцен — олигоцен Средиземноморья в узком смысле слова. Неоднократное повторение складчатых движений на разных участках возникающей складчатой зоны приводит в ее центральных частях к тому, что антиклинории разрастаются вширь и ввысь, складчатость с них все больше перемещается в синклинории и, наконец, сминает накопляющиеся в них свиты. По окраине складчатой зоны разрастание антиклинориев,— здесь обычно более сжатых и сильнее дислоцированных,— вызывает фронтальное перемещение складчатости в направлении на платформу. Передовой прогиб чем дальше, тем больше сминается в складки и в конце концов складчатость достигает платформы и иногда частично ее захватывает, уже в сильно ослабленной степени. Движущиеся на платформу складки, очевидно в силу упора, оказываемого платформой, становятся асимметричными, потом опрокидываются и надвигаются на нее. Так вырастает периферическая зона интенсивных и закономерно направленных деформаций складчатой области. Одновременно с нарастанием складчатой структуры вся зона в целом постепенно подымается, освобождается от морского покрытия и на длительный период времени превращается в гористый континент, во внутригорных котловинах которого и по периферии — в отмирающем предгорном прогибе — накопляются обломочные свиты. Корневые части структур в ходе дислокаций пропитываются интрузиями, обычно вторгающимися главным образом по антиклинориям, в меньшей степени по синклинориям. Связь этих в большинстве случаев гранитных интрузий складчатых зон с вулканическими очагами первой стадии развития геосинклинальной зоны пока не совсем ясна. Не вполне ясно и время внедрения магматических масс в общем потоке событий, составляющих процесс складкообразования.

Так, в результате наложения друг на друга общих поднятий и орогенических фаз, эмбриональные структуры, существовавшие еще в начальную стадию развития геосинклинальной зоны, перерастают в сложно построенную складчатую область конца тектонического этапа. Несомненно, что этот процесс в области, захваченной складчатостью, не везде идет строго одновременно; он забегает вперед в одних местах, отстает в других, и одной из существенных задач дальнейшего анализа (сейчас пока невыполнимого) является реконструкция движения волны складчатости вдоль геосинклинальной зоны.

Выше мы отмечали, что тот этап, в течение которого данная часть геосинклинали превращается в устойчивую складчатую зону, является лишь последним этапом в истории ее деформаций — этапом, который только чрезвычайно усиливает и завершает складчатые дислокации более древних этапов. Естественно выяснить, в каких же соотношениях находятся структурные планы этих подготовительных стадий складкообразования к дислокациям последнего завершающего этапа? С другой стороны, поскольку каждая складчатая зона продолжает, как мы знаем, и в дальнейшем своеобразно деформироваться, встает вопрос об отношении этих более поздних дислокаций к структурному плану завершающей складчатости.

К сожалению, эта существенная двусторонняя проблема сравнительно тектонического анализа не получила еще подробной и систематической разработки, но решалась попутно, на основании разрозненных частных наблюдений. До недавнего времени господствовало убеждение в независимости друг от друга структурных планов подготовительного и завершающего этапов складкообразования и поэтому доминировала идея о пересечении древних и последующих складчатостей. Эти взгляды были недавно развиты Н. Г. Кассиным применительно к каледонской и герцинской складчатостям Казахстана, Д. С. Соколовым и С. А. Музылевым — к герцинской и мезозойской складчатостям Забайкалья и Малого Хингана. В Казахстане несовпадение простираний каледонских и герцинских структур, по Кассину, доходит до прямого угла. В Восточном Забайкалье девонские и каменноугольные породы смяты в складки в общем меридионального направления с отклонением на северо-северо-запад, в то время как складчатость пермских и мезозойских отложений имеет северо-восточное простирание и часто даже восток-северо-восточное. При приближении к палеозойским массивам мезозойские складки скучиваются и отклоняются от своего обычного направления, приспособляясь к этим более древним сооружениям. В Малом Хингане, по Музылеву, имеет место «наложение друг на друга складчатых движений различного возраста и различного направления. Особо эффектно и очень ярко выражено здесь перекрещивание древней складчатости меридионального направления с северо-восточным направлением молодой складчатости. При этом оба структурных плана остаются независимыми друг от друга... и меридиональные структуры, проявляющиеся в антиклинальных ядрах северо-восточных мезозойских складок в общем сохраняют свое первоначальное строение и лишь приобретают дополнительную гофрировку и расколы в северо-восточном направлении».

Несмотря на категоричность этих заявлений, имеются основания относиться к ним с осторожностью. Дело в том, что специальные наблюдения над соотношениями каледонских и герцинских структур, сделанные сотрудниками Казахстанской экспедиции Академии наук СССР, привели Н. С. Шатского к утверждениям, противоположным взглядам Н. Г. Кассина. «Мы приходим к выводу — пишет Н. С. Шатский [1],— что на границе древнего палеозоя и девона, т. е. между каледонским периодом складчатости и герцинским, в пределах Казахской складчатой страны не произошло резкого, принципиального, если так можно выразиться, изменения общего плана складчатости: герцинская складчатость унаследовала свои общие направления от каледонских дислокаций Казахстана... Такое унаследование и совпадение разновозрастных структур никоим образом не исключает несовпадение простираний свит различного возраста и даже отдельных мелких структур. Вследствие сложных изгибов складок, неоднократных крупных поднятий и ундуляций, внедрений гранитоидов, наблюдающихся в Казахстане, последующее простирание складчатости всегда несколько отличалось от предыдущего»... Однако, основные существенные черты складчатой структуры: локализация антиклинориев и синклинориев, их основное простирание в обеих складчатостях одинаковы, и герцинская орогения, таким образом, наследует свой план от каледонской.

Нетрудно видеть, что анализ соотношений между структурами двух последовательных этапов развития Казахстана, выполненный Н. С. Шатским, имеет значение, далеко выходящее за рамки данного частного

[1] Тектоника Центрального Казахстана. Изв. Академии наук. сер. геол., № 2, 1938.

случая; принципиально этот анализ приложим и к другим территориям (Восточное Забайкалье, Малый Хинган и др.). Он заставляет в корне пересмотреть всю проблему соотношения складчатостей и, как нам кажется, намечает новое, принципиально правильное решение ее. В свете развиваемых Н. С. Шатским соображений весь процесс формирования складчатых структур, растягивающийся на ряд тектонических этапов, представляет собой единое целое, развивающееся по единому плану, варьирующему в деталях и частностях, но сохраняющему свои основные черты во всем длительном периоде становления складчатой зоны. По существу, это сохранение единого плана складчатых структур на всем длинном пути их формирования есть не что иное, как выражение колоссальной инерции земных масс, которые, приобретая движение в одном направлении, полностью используют все возможности его реализации.

Значительно сложнее вопрос об отношении структур, развивающихся в дальнейшем в теле жестких глыб, к плану складчатостей, создавших сами глыбы. Основным источником наших знаний по этому вопросу являются анализ альпийских деформаций герцинских зон и анализ крупных разломов платформ типа Восточноафриканских грабенов. В предыдущей главе было уже отмечено, что среди впадин герцинских зон (особенно в Урало-Сибирской зоне) есть ряд сравнительно мелких, которые представляют собой не что иное, как омоложенные синклинории герцинской складчатости. Здесь унаследование очевидно. Встречаются, однако, и заведомо молодые грабены — типа системы Ньюарк в Аппалачах, Челябинского на Урале, Каратауского в северной дуге Тянь-Шаня, оз. Телецкого на Алтае, оз. Байкал в Сибири, простирания которых явно отвечают простираниям палеозойской складчатости. Это, следовательно, структуры, если и не унаследованные прямо, то во всяком случае предопределенные строением складчатого фундамента. Совсем иначе обстоит дело с огромными прогибами (и отвечающими им поднятиями) типа Западносибирской низменности, Тургайского плато, Кара-Кумов, Англо-Парижской котловины и др. Хотя на отдельных участках контуров этих впадин и можно установить согласие их со складчатостью герцинид, все же в целом план их, повидимому, независим от структурного плана герцинид, так сказать, свой собственный, оригинальный, секущий герцинскую складчатую зону. Самые размеры, т. е. площадные масштабы впадин и выступов таковы, что не может быть и речи об их сравнении с древними антиклинориями и синклинориями. Во впадинах и выступах целые системы антиклинориев и синклинориев как бы вырезаны из тела герцинской складчатости и в одних случаях погружены, а в других — подняты. Пересечение Англо-Парижской котловиной герцинских и каледонских структур Западной Европы почти под прямым углом к ним, отрыв Урала от Тянь-Шаня в результате поперечных прогибаний, начиная с верхнемеловой эпохи,— все это лишь яркие примеры пересечения планом платформенных дислокаций структурного плана герцинской складчатости. Еще ярче, однако, эта независимость выступает в дизъюнктивных нарушениях типа восточноафриканских грабенов. Здесь прямолинейные зоны разломов и погружений идут на огромное расстояние, очевидно не считаясь со складчатым строением фундамента, пересекая его.

Поскольку распад платформ на выступы и впадины, а также образование океанических впадин были основными формами дислокаций платформ, можно сказать, что окончание процесса складкообразования было действительно критическим моментом в истории данного участка

сиаль. Завершалось развитие территории по одному структурному плану, и начиналось формирование структуры по другому. Что этот новый план, будучи однажды заложен, длительно сохранялся в последующей истории платформенных глыб, совершенно ясно из материала описательных глав и дополнительной аргументации не требует.

3. Об отражении тектонической эволюции сиаль в литогенезе

Основными факторами, определяющими осадконакопление, являются: рельеф данной территории, ее климатические условия и литологический состав субстрата в областях денудации, коррелятивно связанных с данной областью седиментации. Но рельеф является прямой функцией тектонического режима, господствующего в данном регионе: при оживленных движениях земной коры он гористый, при замедленных — равнинный. Литологический состав субстрата больших площадей однотипен, и его различия в основном зависят от глубины эрозионного среза этих площадей. При гористом рельефе и интенсивной эрозии всегда вскрываются глубокие горизонты сиаль, состоящие из метаморфических и магматических пород; при равнинном рельефе срез ограничивается верхним осадочным плащом. Таким образом, состав денудируемого субстрата также в некоторой степени определяется характером тектонического режима, длительно господствовавшего на данной крупной площади. Климатический режим регулируется факторами астрономического порядка — и прежде всего наклоном оси Земли и величиной эксцентриситета ее орбиты. Но, как было показано в предыдущей главе, тектонические процессы все же явственно влияют и на климатическую ситуацию. Усиление или смягчение климатических различий, расширение или сужение отдельных зон, периодическое повторение крупных оледенений — это явления, зависящие от того или иного тектонического режима, господствующего в данный отрезок времени в истории Земли.

Таким образом, тектонический режим среди других факторов осадконакопления имеет особое значение. Он является основным, ведущим фактором, влияющим на седиментацию не только непосредственно — через рельеф, но и косвенно — через изменение климата и через денудацию субстрата, питающего осадконакопление конкретных регионов.

Если так, то a priori можно утверждать, что столь существенная перемена всего тектонического режима, какая сопровождает превращение крупных геосинклинальных участков в жесткие платформенного характера области, не может не отражаться на параллельно протекающем осадконакоплении. Стадиям тектонической эволюции геосинклиналей в складчатые зоны должны отвечать свои историко-геологические типы осадконакопления. Этот вопрос, к сожалению, до сих пор не подвергся достаточно подробному систематическому изучению. В специальных работах, однако, рассеяно много интересных наводящих мыслей и указаний в этом направлении. Не претендуя на исчерпывающую их разработку, попытаемся свести их в нечто целое. Задача состоит в том, очевидно, чтобы выяснить основные черты и специфические особенности седиментации в эпоху развития нормального геосинклинального режима, в стадию превращения геосинклиналей в складчатые области и в заключительную стадию существования консолидированных жестких платформенных структур.

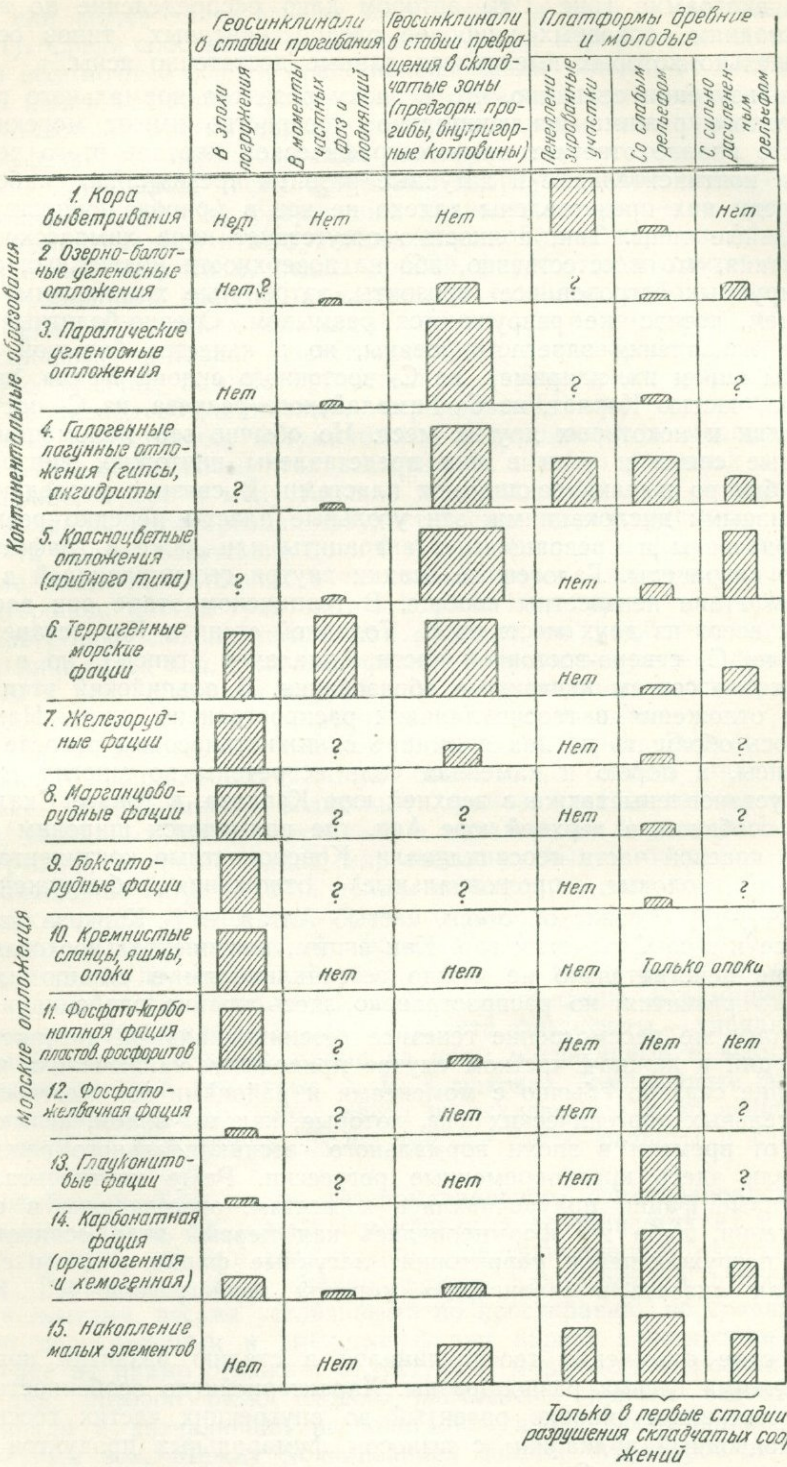


Рис. 120. Эволюция осадконакопления в связи с тектонической эволюцией земной коры

Площадные размеры прямоугольничков в каждой клетке показывают сравнительное развитие данной фации в разной тектонической обстановке. Соотношения эти выдержаны лишь для горизонтальных рядов, но не для вертикальных столбцов

На диаграмме (рис. 120) автором дано распределение по названным стадиям основных наиболее распространенных типов осадков, относительно которых имеющиеся данные достаточно ясны.

При изучении ее видно, что в эпоху развития нормального геосинклинального режима исключительное господство имеют морские фации, что вполне отвечает палеогеографической картине этого режима. Осадки континентальные и лагунные развиты чрезвычайно слабо, причем среди них представлены далеко не все в природе существующие фациальные типы. Так, полностью отсутствует кора химического выветривания, что и естественно, ибо на поверхности подвижных быстро денудируемых островов все горизонты, затронутые химическим выветриванием, тотчас же разрушаются размывом. Озерно-болотные угленосные накопления зарегистрированы, но в качестве большой редкости. Мы знаем их, например, из C_1 восточного склона Урала, из J_{1+2} Кавказа, частью Карпат, из C_3 Гималайского разреза, из C_1 восточной Австралии и некоторых других мест. Но обычно это маломощные изменчивые свиты и угли в них представлены ничтожно, линзообразными, быстро выклинивающимися пластами. В связи с последующими интенсивными дислокациями, эти угольные пласты нередко резко метаморфизованы и превращены в антрациты или даже в графитизированные антрациты. Галогенные осадки внутри геосинклиналей в каледонском этапе неизвестны вообще. В герцинском этапе они зафиксированы всего из двух мест: из C_1 Голодной степи в Казахстане (гипсы) и из C_1 северо-восточной части Аппалачей (гипсы), но в обоих случаях это совсем ничтожные образования. В альпийский этап галогенные отложения в геосинклиналях распространены шире. Нам уже пришлось обращать на них внимание в нижнетриасовом разрезе Альп, где гипсы, а порою и каменная соль встречены во многих местах; гипсы установлены также в верхней юре Кавказа, в триасе Скалистых гор и, особенно, в верхней юре Анд, где пользуются широким развитием в краевой части геосинклинали. Красноцветные континентальные (озерные, эоловые, пролювиальные) отложения обнаружены в $D_1 + D_2 + D_3$ Казахской степи, частью Алтая, в J_3 Кавказа (титон), в триасе и юре Скалистых гор. Как видим, континентальное осадконакопление действительно не чуждо геосинклиналям в стадию их нормального развития, но распространено здесь крайне слабо.

К тому же рассмотрение генезиса геосинклинальных континентальных фаций в каждом частном случае приводит к заключению, что их появление связано обычно с моментами и районами тех местных подготовительных орогенических фаз, которые, как мы знаем, вспыхивали время от времени в эпохи нормального геосинклинального режима и вызывали здесь кратковременные регрессии. Реже континентальные и лагунные фации приурочивались к местам, отставшим в общем погружении, либо же формировались как первый этап осадконакопления погружающейся территории; лагунные фации в этом случае шли так сказать в «авангарде» морской трансгрессии (C_1 Казахстана).

Морские отложения геосинклиналей в стадию развития нормального режима весьма разнообразны. Характернейшую особенность этой эпохи составляет широко развитый во внутренних частях геосинклинали подводный вулканизм с выносом фумарольных продуктов непосредственно в воду. Это приводит к возникновению характерного, чисто геосинклинального, в другие стадии отсутствующего, эффузивно-осадочного комплекса, состоящего из переслаивания лав, туфов, обломочных пород и связанных с ними кремнистых сланцев, яшм, а также

более или менее значительных накоплений железа и марганца (см. часть I). Среди собственно осадочных морских пород геосинклинальной стадии обломочные осадки представлены всеми типами, от конгломератов до пелитов. Состав песчаников характерный полимиктовый: в них много обломков других пород (известняков, яшм, кварцитов, перемытых эффузивов), неразложенных полевых шпатов, роговой обманки и других минералов; часты аркозовые и граувакковые разности; первые возникают за счет разрушения гранитов, вторые — за счет метаморфических сланцев и эффузивных пород. Глины нередко обогащены органическим веществом, бедны донной фауной (граптолитовые сланцы, птероподовые сланцы, аммонитовые сланцы), либо даже немые и возникли в условиях значительных глубин в центральных частях межостровных котловин. Известняки очень разнообразны, причем характерно наличие, помимо органогенных (криноидных, фораминиферовых, брахиоподово-мшанковых, коралловых), еще пелитоморфных глинистых известняков, битуминозных, переходящих в мергели. Фаунистическую особенность этих известняков, широко развитых в Западной Европе, в юре и мелу Альп, в кимеридже Кавказа и других местах, является своеобразная фаунистическая характеристика, а именно: почти полное отсутствие донной фауны (иногда и фауны вообще) и наличие лишь планктонных и нектонных форм — гониатитов, аммонитов, птеропод, иногда граптолитов и рыб. В то время как органогенные известняки локализуются, как правило, на позитивных участках геосинклинальных зон, пелитоморфные и аммонитово-птероподовые приурочены к депрессионным их районам и справедливо рассматриваются как фации относительно (и абсолютно) глубоководные.

Комплекс хемогенных осадков очень характерен. Эпохам геосинклинального нормального режима свойственно обычно значительное развитие железорудных оолитовых шамозит-гидрогетит-сидеритовых фаций, связанных преимущественно с начальными моментами морских трансгрессий, а также фаций марганцово-рудных и бокситовых. Фосфатонакопление встречается в общем не часто, но зато дает колоссальные массы руды, причем своеобразного типа: пластовых тонкослоистых оолитовых и пизолитовых фосфоритов, обогащенных карбонатами, $CaCO_3$ и даже доломитом. Фаунистические остатки фосфоритовой фации скудны, часто отсутствуют, либо представлены фораминиферами, спикулами губок, радиоляриями и др. Эти фосфориты — типичные хемогенные осадки, осевшие прямо из воды и связанные с движениями глубинных течений (по схеме А. В. Казакова). Желваковые фосфориты в геосинклинальных зонах почти не встречаются и во всяком случае совсем не характерны. Точно так же слабо развиты и глауконитовые осадки.

Своеобразие нормального геосинклинального осадконакопления заключается, однако, не только в отмеченных особенностях их фациального «спектра», но и в характерном пространственном расположении фаций. Геосинклинальные фации лежат длинными и относительно узкими лентами, весьма устойчивыми по простиранию, но сравнительно быстро переходящими в смежные фации вкрест простирания. Такое поведение их прямо отражает структуру и морфологию геосинклинального дна, которое было сложно расчленено, причем зародышевые синклинали и антиклинали располагались вдоль простирания геосинклинальных зон. Между локализацией фаций, структурой и морфологией геосинклинального дна была таким образом теснейшая связь, которая теперь позволяет в условиях резко деформированной горной страны восстанавливать исходное строение геосинклинальной области.

Длительное сохранение на определенных участках геосинклиналей одинаковых структурных и физико-географических условий вело к возникновению мощных, однообразных по фациальному типу, толщ или свит, получивших наименование формаций. Некоторые из них весьма характерны для геосинклиналей и широко в них распространены. Таковы, например, морская эффузивно-осадочная и тесно с ней связанная кремнисто-сланцево-яшмовая формация центральных частей геосинклинали; флишевая формация прибрежных частей островного моря с островами, испытывавшими частые подвижки вверх, что в осадке приводило к бесконечному переслаиванию песчаников, глин и мергелей, образующих большое число однообразно построенных ритмов или осадочных циклов; мощные кварцитово-песчаниковые формации также мелководных частей островного моря, но с длительным однообразным прогибанием; мощные глинисто-сланцевые формации, иногда сидеритоносные и битуминозные, бедные фауной, отлагавшиеся в центральных глубоководных частях межостровных депрессий; формации мощных глинистых известняков и мергелей, также бедных фауной, как бы замещающие глинисто-сланцевые, но приуроченные к депрессионным участкам малоостровных морей или к территориям, главная часть донных поднятий которых скрыта под водой и представляет собой отмели; наконец, формации мощных рифовых известняков, вроде рифовых известняков триаса в Тироле, возникшие на склонах и сводах быстро погружавшихся антиклинориев.

Осадконакопление в стадию превращения геосинклиналей в складчатые сооружения выглядит существенно иначе сравнительно с нормально геосинклинальным. Основное событие, определяющее седиментацию этой эпохи,— это резкое пространственное сужение области осадконакопления вообще. Крупные части былой геосинклинали превращаются в горные хребты, т. е. в области денудации, и аккумуляции ограничивается, с одной стороны, немногими внутригорными котловинами, отвечающими крупным и мелким синклинориям центральных частей геосинклинальной зоны, с другой — обширным предгорным прогибом, расположенным по краю геосинклинали и платформы перед фронтом растущих и мигрирующих на платформу складок.

В настоящее время наиболее изучены остатки предгорных прогибов, прекрасными примерами которых служат отложения C_3+P Предуральского прогиба, C_2 — прогиба перед герцинскими цепями Западной Европы, C_2+$_3$ Предаппалачского прогиба, Pg и N_g Предальпийской, Предкарпатской и Предкавказской зон, неоген Предгималайского прогиба, Cr_2 Предкордильерского прогиба и некоторые другие. Несмотря на наличие в каждом случае индивидуальных особенностей, в седиментации прогибов легко улавливается ряд общих черт и можно сказать, что во всех случаях развитие осадконакопления идет, в сущности, по одному и тому же плану.

В начальный период формирования прогиба, когда с внутренней (геосинклинальной) стороны его только что наметился ограничивающий хребет, ширина прогиба обычно значительна (до 250—300 *км*) и в нем удерживаются морские условия. Морфология этого моря варьирует. В некоторых случаях (P_1 Русской платформы, Cr_2 Североамериканской) к морю в прогибе непосредственно примыкает море наплатформенное и они сливаются в единый колоссальный по ширине водный бассейн. Но чаще остаточный водоем предгорного прогиба едва переступает границы платформы и море прогиба имеет вид длинной,

но относительно узкой ленты, окаймляющей горные цепи, уже возникшие в центральных частях геосинклинальной зоны (Ng Альп, Карпат, Cr_1 Предверхоянского прогиба, Cr_2+Pg Анд).

В расположении фаций внутри предгорного морского бассейна намечается ярко выраженная асимметрия.

На мелководных участках, прилегающих к хребтам, располагается зона мощного терригенного осадконакопления: песчаниковые, глинистые, порою конгломератовые осадки в разрезе переслаиваются друг с другом. В некоторых случаях строение свит приобретает ясно выраженный флишевый характер, но чаще ритмическое строение отсутствует. Хотя осадки отлагались в основном, несомненно, в морских условиях, фаунистических остатков в них обычно очень мало и представлены они преимущественно планктонными и нектонными формами: аммонитами, птероподами, наутилоидеями, рыбами, с которыми ассоциируются немногие двустворки. Напротив, растительных остатков в виде обрывков листьев, веток и другого детритуса очень много, иногда они переполняют породы.

На крутых берегах, сложенных осадочными породами, при сильных тектонических подвижках и землетрясениях нередко происходили грандиозные осыпи и обвалы, приводившие к появлению среди терригенных морских свит и прибрежных частей моря горизонтов с «включениями», представляющими собой крупные (десятки и сотни куб. метров) глыбы, залегающие в песчано-глинистом цементе. На более удаленных от берега участках моря, по направлению внутрь прогиба, при значительной крутизне дна толчки землетрясений сопровождались нередко подводными оползнями глинистых осадков и возникновением оползневых брекчий, являющихся также одной из характерных особенностей седиментации предгорных прогибов.

С удалением от краевой мелководной зоны предгорного прогиба, глубина его обычно возрастала и по крайней мере для некоторых прогибов (например Уральского в P_1) имеются достоверные указания на глубины до 1000 *м* и более в центральной части прогиба. В связи с удалением от зоны питания, масса терригенного материала убывает и сам он становится более мелкозернистым. Поэтому в центральных частях прогиба отлагаются менее мощные известковистые глины, мергели, иногда глинистые известняки. Фаунистические остатки их также бедные и главным образом планктонные и нектонные: радиолярии, «сферы», фораминиферы, рыбы, аммониты; отдельные горизонты обогащены спикулами губок, иногда до стадии спонголитов. Эти породы, как правило, содержат значительное количество органического вещества, битуминозны, пропитаны жидким или затвердевшим битумом и обычно являются нефтеносными; нередко отдельные пачки являются горючими сланцами. По периферии центральных частей котловины возникают нередко пластовые фосфориты.

Еще дальше от горных кряжей, уже в пределах платформы, т. е. на втором борту прогиба, локализуются фации, минимально загрязненные терригенным материалом. Обычно это известняки органогенного типа, нередко коралловые рифы. Цепи рифовых банок в ряде случаев тянутся по этому краю прогиба, сопровождая его на больших расстояниях (Толтры в Подолии, рифовые массивы Приуралья, рифы в эоцене Предгималайского прогиба) и представляя довольно типичные для него образования. В случаях, когда море прогиба непосредственно переходит в море платформы, те же карбонатные фации развиты и в эпиконтинентальном бассейне. Когда же платформа мало залита морем, в прибрежной наплатформенной части предгорного мор-

ского бассейна опять появляются прибрежные песчано-глинистые отложения, но весьма маломощные (миоцен предкарпатской дуги, Крымско-Кавказской зоны).

Морской режим предгорного прогиба, как правило, нормальный, но, при лентовидности бассейна, в некоторых частях его могут создаваться условия значительной изоляции и бассейн делается аномальным, осолоненным или опресненным, смотря по климату; в последнем случае появляются признаки сероводородного заражения придонных вод (Предкавказский прогиб).

В вертикальном разрезе морских свит предгорного прогиба обычно наблюдаются значительные изменения. Горные кряжи внутренних частей геосинклинали, как мы знаем, медленно разрастаются, расширяясь, двигаясь на платформу и сужая предгорный прогиб. Перед фронтом растущих цепей все описанные фациальные зоны перемещаются параллельно самим себе в направлении на платформу. Это вызывает перекрывание первоначальных осадков центральных частей прогиба и удаленного борта его осадками фациальных зон, более близких к формирующимся хребтам. В частности, на удаленном борту прогиба происходит вначале отмирание рифовых фаций, а затем вообще смена карбонатных осадков мергельными или песчано-глинистыми.

Охарактеризованный морской период развития предгорного прогиба длится в одних случаях очень долго, в других — минует относительно быстро, и всегда уступает место периоду, который может быть назван переходным или лагунным. Осадки этой стадии преимущественно не морские, хотя в них еще и встречаются морские фации. В зависимости от климатических условий, они резко меняют свой габитус. В климатах влажных,— особенно в тропическом,— в прогибе возникают более или менее типичные паралические угленосные толщи [Аппалачи (C_2+_3), Западная Европа (C_2), Воркута (P_1), Донбасс (C_2+_3), Скалистые горы (Cr_2)]. Территория прогиба в это время представляет собой обширную плоскую низину, располагающуюся у подножия формирующихся горных кряжей и едва поднимающуюся над уровнем моря. С внешней стороны ее на платформе еще сохраняется более или менее значительный морской водоем, порою ничтожный по размерам. Фундамент равнины находится в непрерывном погружении, идущем, однако, переменными темпами. При ускорении прогибаний седиментация не успевает компенсировать прогибания — море затопляет равнину, оставаясь все же крайне мелким. При замедлении прогибаний седиментация обгоняет их, мелкое море засыпается обломочным материалом, превращаясь в низкую болотистую низменность с массой торфяников, где идет формирование будущих угольных пластов. Здесь же накопляется железо, образуя своеобразный тип убогих по качеству, но колоссальных по массам руд сидеритовых месторождений, подчиненных глинистым сланцам. Многократная смена ритма погружений (ускорений и замедлений) создает характерное ритмическое, т. е. циклическое строение паралических угленосных толщ, обычно составленных из огромного числа однообразно построенных комплексов или циклов (см. часть I). С удалением от хребтов паралические толщи обычно резко уменьшаются в мощности, угленакопление в них сокращается и весь разрез переходит постепенно в морскую фацию — осадки еще сохранившегося в это время на платформе более или менее крупного бассейна.

На отрезках предгорного прогиба, отвечающих аридной зоне, при сохранении совершенно того же характера геоморфологии и палеогеографии, осадконакопление дает толщи совершенно иного состава.

В лагунах, отшнурованных от моря или полуизолированных, идет садка хемогенных продуктов — доломитов, ангидритов, каменной и даже калийных солей. По мере приближения к хребтам эти галогенные формации сменяются обычно серо-или красноцветными песчано-глинистыми. В противоположном направлении они переходят в более или менее нормально-морские породы реликтового наплатформенного моря; иногда последнее само превращается в огромную лагуну и тогда галогенные породы предгорного прогиба сменяются такими же породами на платформе. Количественные соотношения между терригенными и хемогенными лагунными осадками сильно варьируют, и в разных прогибах мы находим то почти чисто галогенные формации, как, например, в Предуральском прогибе, то почти чисто обломочные слабо засоленные красноцветные, как в Предгималайском прогибе. Но стадия лагунной седиментации, как таковая, в истории предгорного прогиба, повидимому, существует всегда. Галогенным толщам прогиба также часто бывает свойственно ритмическое (циклическое) строение, но механизм его возникновения гораздо сложнее, чем у паралических угленосных толщ, и до сих пор не подвергся сколько-нибудь обстоятельному анализу.

Таким образом, паралические угленосные и галогенные толщи предгорных прогибов — это историко-геологические аналоги, как бы замещающие друг друга в разных климатических зонах. Переход галогенного кунгура средней и южной частей Предуральского прогиба в синхроничную угленосную, типично паралическую свиту Северного (Полярного) Урала — Воркутинский каменноугольный бассейн — служит тому блестящим подтверждением.

На поперечных разрезах через прогибы можно убедиться, что осадки второй (лагунной) стадии развития обычно несколько смещены относительно предшествующих морских во внешнюю часть прогиба, что отвечает прогрессирующему фронтальному перемещению складок в направлении на платформу.

В третий, завершающий, период истории предгорного прогиба седиментация становится чисто континентальной. В аридной области накопляются мощные и часто грубозернистые песчано-глинистые и конгломератовые осадки, представляющие собой отложения частью озерных водоемов у подножия горной цепи, частью конусов выноса рек, сбегавших с этих цепей и растекавшихся по предгорной равнине. Типичным примером являются красноцветные верхнепермские отложения Приуралья. В гумидных областях (например, в Предгималайском прогибе) формируются обычно сероцветные свиты речных отложений, возникшие в широкой продольной речной долине, протекавшей (как современный Инд или Брамапутра) параллельно горному кряжу.

Эти континентальные серии на поперечном профиле отчетливо смещены в сторону платформы, сравнительно с подстилающими, и располагаются где-то на крыле первоначального предгорного прогиба. Большая часть последнего к этому времени уже захвачена складчатостью, а после формирования верхних континентальных свит складчатость замирает вообще, обычно лишь слабо деформируя их.

Из изложенного видно, что осадконакопление в передовых прогибах протекало изумительно закономерно и находилось в полной зависимости от шедших одновременно тектонических деформаций. Складкообразование в геосинклинали определяло характерную асимметричную зональность в расположении осадков — мощных терригенных и грубозернистых вблизи формирующихся хребтов, утоняющихся и обогащающихся карбонатами с удалением от них. Миграция складчатости на

платформу вызывала такую же миграцию фациальных зон и аналогичное смещение области максимального осадконакопления. Сложный темп опусканий фундамента прогиба — чередование ускорений и замедлений — обусловил характерное циклическое строение многих возникших в нем осадочных толщ. Наконец, общие поднятия формирующейся складчатой горной страны, захватывая постепенно площадь прогиба, обусловили в нем смену морских осадков лагунными (галогенными и угленосными), а последних — чисто континентальными.

Примечательно, что во всей этой сложной истории осадконакопления предгорных прогибов эффузивные процессы не имеют места. Эффузивный вулканизм выключен и это нужно отметить как одну из важнейших особенностей осадконакопления в предгорных прогибах.

Осадконакопление в котловинах, созданных складкообразованием во внутренних частях геосинклинальной зоны, изучено слабее седиментации предгорных прогибов, ибо сами эти котловины выделены как структурные единицы лишь недавно. Почти все примеры их происходят из Урало-Сибирской герцинской зоны, где локализуются Тенизская, Чуйская, Зайсанская, Карагандинская, Кузнецкая котловины. В других областях их аналогами являются Паннонская низменность и крупные синклинории восточной Австралии — штат Новый Южный Уэльс, Квинсленд.

В большинстве случаев седиментация внутри котловин проходит по той же трехчленной схеме, что осадконакопление в прогибах: морские отложения внизу, лагунные (угленосные или засоленные красноцветные) в средней части, чисто континентальные наверху. Имеется, однако, и ряд отличий. Важнейшим является частое,— в сущности обычное,— присутствие значительных эффузивных накоплений, правда, в виде насушных, а не подводных эффузий, и потому не сопровождающихся кремнисто-сланцево-яшмовой формацией. Морская стадия присутствует не всегда: иногда непосредственно начинается накопление угленосных толщ. Галогенные отложения в лагунной стадии обычно резко загрязнены терригенным материалом, так сказать, редуцированы и выражены слабо. Вообще терригенная седиментация здесь подавляет все другие виды осадконакопления. В локализации фаций отсутствует та асимметричная зональность, которая столь характерна для предгорных прогибов. Несомненно, она заменяется здесь зональностью иного плана, но сущность его пока не установлена. Ритмическая седиментация, столь резко выраженная в предгорных прогибах, повидимому, в какой-то степени проявляется и здесь, особенно в строении угленосных свит, но эта черта также остается пока недостаточно изученной.

В целом осадконакопление геосинклинальной зоны в стадию ее превращения в складчатую область, как видим, резко отличается от осадконакопления в стадию нормального геосинклинального режима. Развитие морских битуминозных нефтепроизводящих фаций, мощных лагунных (галогенных и паралических) формаций, континентальных красноцветных, аллювиальных свит, субаэрального, а не подводного вулканизма, а также характерное ритмичное сложение мощных формаций — вот руководящие признаки седиментации в эпоху замыкания геосинклиналей.

Не менее четки положительные и отрицательные особенности седиментации платформенной стадии.

Характерную особенность древних докембрийских платформенных ядер, а так же молодых — каледонских, герцинских — складчатых

структур, составляет резкое преобладание на них континентальных условий. Даже в эпохи крупнейших трансгрессий под уровень моря уходило едва ли больше $^1/_3$—$^1/_2$ всей территории консолидированных зон, прочие $^1/_2$—$^2/_3$ оставались континентом.

Такой характер колебательных движений платформ определил широкое развитие на платформах континентальных отложений. Фации их здесь чрезвычайно разнообразны. На участках пенепленизированного рельефа в гумидных зонах (особенно в тропической) развивалась мощная кора выветривания. На территориях умеренно расчлененных формировался фациальный комплекс (-формация) гумидных равнин: маломощные, сероцветные, угленосные толщи аллювиальных, делювиальных и озерно-болотных отложений, часто заключающих в себе убогие месторождения Fe, Mn, бокситов, каолинов, стекольных песков. В таких же геоморфологических условиях в аридной зоне возникал относительно маломощный обычно красноцветный аридный комплекс (-формация) эоловых, озерных и пролювиальных отложений с гипсом, NaCl, обильным кальцитом, иногда доломитом, магнезитом. В арктических широтах, особенно при временных расширениях ледниковой шапки, отлагалась своеобразная ледниковая формация валунных глин, флювиогляциальных отложений, приледниковых озер и болот с признаками углеобразования. Наконец, на высоко приподнятых гористых участках формировалась сложно построенная формация межгорных котловин и предгорных равнин, отличающаяся большой мощностью, грубозернистостью и включающая аллювиальные, озерно-болотные и пролювиальные фации. Часто этим отложениям подчинены большие пласты угля (гумидный климат) и железных руд; реже — галогенные осадки (аридный климат).

Из перечисленных континентальных фациальных комплексов (формаций) чаще всего сохраняется и потому наиболее распространена формация межгорных котловин и предгорных равнин, тогда как все другие,— особенно кора выветривания,— сохраняются редко и доходят до нас главным образом от молодых периодов истории Земли. Характерно при этом, что территориально формации межгорных котловин наиболее часто локализуются в областях молодых платформ и возникают здесь вскоре после сформирования этих платформ. Например, на территориях каледонид они отлагаются в девоне (древний красный песчаник Грампианских каледонид), на площади Западноевропейских герцинид в перми и триасе, в области Урало-Сибирских герцинид — в триасе и юре, в Кордильерах Северной Америки — в эоцене и т. д. Тем самым этот тип континентального осадконакопления как бы продолжает конечную фазу седиментации геосинклинальных зон в эпоху превращения их в складчатые системы.

Причиной образования формаций межгорных котловин и предгорных равнин являются подвижки складчатой зоны обычно в связи с ее местными разломами, идущими вслед за окончанием складкообразовательных процессов. Так возникает Ньюаркская формация в Аппалачах, Челябинская угленосная формация на Урале и их аналоги в других местах.

Другим процессом, вызывавшим возникновение континентальных осадков межгорного или предгорного типа, являлись крупные разломы и движения по ним в теле древних платформ, как, например, образование свиты Карру в Капской мульде и в других котловинах Африки, серии Дамуда в Индии, тунгусской свиты на Сибирской платформе и т. д. Таким образом, хотя континентальное осадконакопление на платформах вообще и было развито широко, максимальной силы оно достигало на таких

участках их, которые испытывали резкие тектонические движения и потому отличались значительно расчлененным рельефом.

Морской режим на платформах был развит на площадях гораздо меньших сравнительно с континентальными. Но морские отложения сохраняются лучше континентальных и потому в ископаемом материале кажутся преобладающими. В предыдущем мы неоднократно останавливались на их характеристике и ограничимся здесь указанием на исключительно широкое развитие на платформах мелководных карбонатных фаций, по преимуществу органогенных, и на тонкозернистость терригенных осадков, представленных главным образом глинами, мергелями, тонкими песками — с обильной и разнообразной донной фауной, указывающей на их мелководный шельфовый генезис.

Из хемогенных морских образований солитовые железные руды редки, марганцовые еще реже, морские же бокситы не встречены совсем. Из фосфоритов огромным распространением пользуется желвачный (диагенетический) тип, тогда как пластовые, первично хемогенные, фосфориты неизвестны совсем. Исключительно широко развита глауконитовая фация песков и глин.

В локализации морских фаций в эпиконтинентальных морях платформ отсутствует линейное (полосовое) расположение; его заменяет здесь залегание фаций широкими неопределенных очертаний пятнами. Однако, теснейшая связь осадконакопления с тектоникой участка, затопленного морем, остается, и в ряде случаев, в силу простоты структурных форм платформ, выступает с классической ясностью, (например, в C_{r_2} Русской платформы, по работам В. Н. Соболевской). Центральные участки крупных прогибов, свойственных платформам, накопляют наибольшие мощности осадков, к тому же выраженных в наиболее глубоководных для платформ, фациях, обычно глинисто-мергельных, опоковых, пелитово-карбонатных. К краям прогибов мощности уменьшаются, осадки переходят в мелководные фации — кварцевых и глауконитовых песков, желвачных фосфоритов, раковинных накоплений, в разрезах появляются перерывы, отдельные горизонты выпадают и т. д. Валы, брахиантиклинали, купола, существующие на площадях впадин, обычно отчетливо обозначаются уменьшением мощностей и мелководностью осадков, хотя в некоторых случаях этого и не удается уловить. В целом, мощности осадков во впадинах обычно явно возрастают по направлению к той геосинклинальной зоне, в которую данная впадина открывается (переходит). Эта закономерность отчетливо видна на верхнем палеозое, мезо-и кайнозое Русской платформы и на осадках Североамериканской, которые вообще изучены лучше других. Лишь в отдельных «аномальных» случаях (как D_{2+3} Русской платформы) накопление во впадинах больше, чем в краевой зоне прилегающей геосинклинали.

В эпохи регрессии море, оставляющее платформу, разбивается на ряд лагун, в которых при наличии аридного климата отлагаются большие массы галогенных и красноцветных отложений. Учитывая обширные площади хемогенных фаций и частое наличие их на платформах,— древних и молодых,— можно сказать, что эти фации являются характерным образованием именно платформенных структур.

Последнюю существенную черту платформенной седиментации составляет своеобразный вулканизм. Он проявляется редко, характеризуя критические моменты в истории платформ — эпохи их расколов, и происходит субаэрально, почти не сопровождаясь рыхлым пепловым материалом или давая мало его. Образования сопутствующей

кремнисто-сланцево-яшмовой формации при этом, конечно, не происходит.

Итак, анализ осадкообразования разных стадий развития геосинклиналей и платформ показывает, что тектоническая эволюция земной коры действительно теснейшим образом связана с сопутствующим изменением форм осадконакопления. Фации и их комплексы — формации служат индикаторами не только климатических и физико-географических условий отложения осадков, но и тектонической обстановки седиментационнного процесса. Тектогенез и литогенез в истории сиаль — по существу две стороны единого историко-геологического процесса. Вот почему единственно правильной современной методикой историко-геологического исследования прошлых судеб нашей планеты является комплексный структурно-фациальный анализ, в котором гармонически сочетаются и тектоническое изучение и фациальное исследование.

Глава XIII

ПРОБЛЕМА ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИСТОРИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАК ЦЕЛОГО И ОПЫТЫ ЕЕ РЕШЕНИЯ В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОЛОГИИ

Историческая геология находится сейчас в своеобразном положении. Единственно доступными исследованию участками земной коры являются площади современных континентов. Их современную структуру, а следовательно, и историю, мы можем восстанавливать на основании прямых геологических документов, со все возрастающей достоверностью по мере развития геологической науки.

Оперируя геологическими данными по строению океанических побережий и островов, мы можем далее, путем интерполяций и увязки с геофизическими материалами, реконструировать в первом приближении историю некоторых океанов, например Индийского и Атлантического, и подняться, таким образом, до представления о геологической истории сиаль в целом. Попытку освещения истории Земли в таком аспекте и представляет настоящий курс.

Но за пределами сиаль остается еще огромная площадь Тихого океана с его симическим фундаментом. О его геологической истории мы ничего достоверного не знаем и потому, естественно, не знаем достоверной истории земной коры как целого.

Воссоздать ее возможно только путем более или менее смелых экстраполяций и лишь в порядке чисто гипотетических построений.

Такого рода опыты неоднократно предлагались, и в дальнейшем мы вкратце коснемся некоторых из них.

1. Геосинклинальная теория (Э. Зюсс, Э. Ог, Л. Кобер, А. Д. Архангельский, М. М. Тетяев)

Сущность этой концепции проста и заключается в том, что представления о геологической структуре и истории континентов переносятся, так сказать, автоматически на область всех океанических впадин, и их поверхность признается построенной и развивавшейся принципиально так же, как и поверхность континентальных массивов. В частности, для океанических впадин допускается наличие в прошлом и участков платформенного типа и зон геосинклинального характера и тех же этапов последовательного усложнения их структуры, что для континентальных массивов. Платформы и геосинклинали в этой концепции становятся, таким образом, структурными единицами универсального или планетарного характера и вся история земной коры в целом (а не только ее сиалической оболочки) сводится к истории постепенного разрастания платформ за счет геосинклиналей.

При этом естественно допускается мысль, что в истории земной коры как целого была стадия чисто геосинклинальная, пройденная в раннем докембрии, когда платформенного типа структур еще не существовало, затем стадия разделения земной коры на платформы и геосинклинали, и грядущая (или, может быть, уже наступившая) стадия постгеосинклинальная, когда геосинклинали исчезают в силу замещения их платформами. Что касается расположения платформ и геосинклиналей в пространстве, то по духу концепции они постоянно располагаются на одних и тех же местах. Лика земли, как бы зафиксированы на них и неспособны к горизонтальным перемещениям или к «плаванию» по подстилающим более глубоким горизонтам земного шара.

Идея однородного (тектонически) строения океанических впадин и континентальных массивов была выдвинута впервые Э. Зюссом, но современную форму геосинклинальной теории она приняла у Э. Ога в его «Traité de géologie». Впоследствии она была воспринята большинством исследователей и является поныне классической схемой в исторической геологии, наиболее широко распространенной и вошедшей почти во все учебники.

С ходом развития науки концепция, оставаясь в основе одной и той же, менялась в деталях. Так, в первые десятилетия XX века господствовало представление, что под океаническими впадинами лежит та же (только уменьшенной мощности) сиалическая оболочка, что и под континентами, и это придавало большую стройность всей концепции. Позже, когда выяснилось, что на площади Тихого океана сиаль, в сущности, нет и под водой почти непосредственно начинается сима,— первоначальная стройность концепции была несколько нарушена, ибо платформы и геосинклинали на «симической базе» должны, очевидно, чем-то отличаться от аналогичных структурных единиц в области сиаль. Все же идея однообразного строения океанических впадин и континентальных массивов сохранилась и в обновленной форме (с учетом новых данных геофизики) была недавно (1941 г.) развита А. Д. Архангельским.

Что касается физического механизма, определявшего эволюцию геосинклиналей и платформ, как общих структурных категорий земной коры, то здесь взгляды сторонников излагаемой концепции менялись более значительно. Основоположником схемы Э. Зюссом была разработана еще ранее выдвинутая Э. де Бомоном теория охлаждения и контракции Земли, как основной причины всех тектонических процессов. Земной шар от охлаждения сжимается, и земная кора вынуждена укладываться на поверхности все меньшего радиуса. Это вызывает складкообразование в геосинклиналях, расколы и образование горстов и грабенов в консолидированных участках. Во всех случаях основным движением является радиальное — центростремительное, тангенциальное же развивается как следствие его, по мере того как клинья, опускаясь, приспосабливаются к сфере меньшего радиуса.

Теория контракции была принята почти всеми геологами (в том числе Огом, позже Кобером и др.). Но с 20-х годов XX века наметилось быстрое охлаждение к ней, ибо ряд особенностей динамики и тектоники земной коры ею не объясняется. Историко-геологический анализ с несомненностью установил, что колебательные движения земной коры идут не только вниз, но и вверх, и это уже не может быть объяснено теорией контракции. Кроме того, наряду со структурами, указывающими на сжатие, в земной коре имеются, несомненно, структуры, указывающие на генезис в условиях растяжения, как, например,

многие крупные сбросы с трещинами, выполненными магматическими дайками; это факты также необъяснимые по теории контракции. Поэтому с 10—20-х годов XX века контракционная теория, по существу, сходит со сцены, и долгое время не замещается никакой другой. Геосинклинальная теория, как общая концепция истории земной коры, остается без схемы, объясняющей генезис тектонических движений и форм.

В настоящее время делаются попытки дать такую схему, причем одной из наиболее интересных является схема М. М. Тетяева [44].

М. М. Тетяев исходит из представления, что Земля состоит из двух совершенно различных частей: ядра, образованного активным «космическим веществом... сохраняющим присущую ему энергию движения» и инертной оболочки, образованной «выброшенным» изнутри космическим веществом, потерявшим путем охлаждения энергию движения. «Это различие свойств внутренности Земли и ее оболочки и создает раздвоение единой системы, при котором земная кора является более или менее непроницаемой оболочкой, изолирующей от внешнего пространства процесс развития внутреннего космического вещества».

Вся динамика тектогенеза определяется жизнью космического вещества внутри Земли. «Движение космического вещества и его развитие,— по М. М. Тетяеву,— выражаются в соотношении двух противоположных тенденций — отталкивания и притяжения. В условиях преобладания притяжения возникает сгущение космического вещества, разные стадии которого выражаются в различном состоянии разнообразных небесных тел. Наоборот, преобладание отталкивания обусловливает рассеяние космического вещества, выражающееся в рассеивании его в межзвездных пространствах».

В истории земли в моменты преобладания внутри земного ядра притяжения происходит «сгущение космического вещества», что влечет за собой господство нисходящих колебательных движений в оболочке Земли — первая половина тектонического этапа. В дальнейшем в космическом веществе ядра начинает усиливаться отталкивание, что естественно влечет за собою его расширение. «Это расширение и является источником возрастания тенденции восходящего движения, которая, наконец, количественно догоняет развивающееся в это время нисходящее движение в геосинклинальных областях, в результате чего наступает равнодействие этих тенденций». С этим моментом связано «общее сжатие... участка с явлениями складкообразования... Дальнейший рост расширения усиливает тенденцию восходящего движения, которое перерастает нисходящее и приводит сначала к внутреннему растрескиванию, а затем и к полному раскалыванию земной коры с развитием макроколебаний и частичным разрушением ее проницаемости». С этой фазой восходящих движений, раскалывания и растрескивания совпадает интенсивный эффузивный вулканизм.

Фаза растрескивания и вулканизма вместе с тем «является поворотным моментом в истории внутренности Земли... Через свои трещины (Земля) начинает отдавать накопившуюся энергию отталкивания в пространство... отталкивание теряет свою силу для системы космического вещества». Начинается преобладание притяжения, новое сгущение вещества и господство нисходящих движений. Характерно, что моменты перелома в направлении движений, по М. М. Тетяеву, несколько отстают от моментов господства притяжения над отталкиванием и наоборот.

«Таким образом геотектонический процесс и его развитие определяются общим развитием космического вещества внутри Земли, постав-

ленным в условия временной изоляции от внешнего пространства. Сущность его сводится к борьбе против этой изоляции, которую он моментами нарушает, но которая далее вновь возобновляется, и формы геотектонического процесса отражают разные стадии этой борьбы».

2. Теория постоянства океанических впадин и континентальных массивов (Ч. Шухерт, У. Уиллис, Д. Дэна)

Сущность этой теории, разработанной и широко распространенной в Северной Америке, состоит в том, что области современных океанических впадин и континентальных массивов рассматриваются как такие элементы земной коры, которые в ходе истории ее не испытали существенных изменений ни во взаимном расположении, ни в конфигурации. Отдельные участки континентальных массивов претерпевали обрушения и вошли в состав океанического дна. Отдельные участки океанов временно подымались и образовывали «перешейки» между континентальными глыбами, по которым происходила миграция сухопутных фаун с одного континента на другой. Но эти изменения не нарушили основных соотношений между океаническими впадинами и континентальными массивами; и те и другие сохранили в общем те же очертания, какие они получили в отдаленнейшем прошлом.

Весьма отчетливо сформулировал это Уиллис:[1] «Большие океанические впадины,— пишет он,— представляют собою постоянные явления на земной поверхности и располагаются со времени своего первого заполнения водой неизменно на том же месте, претерпевая лишь небольшие изменения своих очертаний».

Что касается возникновения этих основных структурных единиц земной коры, то оно относится к отдаленнейшему прошлому Земли и связывается с остыванием жидкой магматической оболочки Земли. При этом самый процесс формирования континентальных глыб разными геологами представляется различно. По мнению одних (Дэли), континентальные массивы возникли в результате дифференциации исходной магмы на гранитную и базальтовую и концентрации этих магм на разных участках поверхностного пояса Земли. По мнению других (Баррел), океаны возникли вследствие проплавления и обрушения остывшей сиалической массы в связи с грандиозными излияниями тяжелой основной магмы.

В подтверждение своего понимания истории земной коры как целого авторы теории постоянства океанических впадин и континентов приводят ряд аргументов.

Прежде всего фигурируют подсчеты, произведенные географом Пенком. В настоящее время водная оболочка Земли при полной нивелировке земной поверхности покрыла бы ее сплошным покровом около 2640 *м* толщиной. Допускается, что со времени докембрия никаких существенных изменений, в массе гидросферы не произошло и что цифра ее средней мощности неизменна. Исходя из этого допущения, рассчитывается водный баланс океанов и морей в эпохи крупных трансгрессий.

Известно, что даже в моменты величайших трансгрессий не менее $^1/_3$ всей площади современных континентов продолжало оставаться выше уровня моря, максимум $^2/_3$ ее погружались под воду. Принимая, что средняя глубина морского покрова тогда достигала 500 *м*,— что следует рассматривать отнюдь не как преуменьшенную, а, наоборот,

[1] Ch. Schuchert. Gondwana Land bridges. Bull. Geol. Soc. of Amer.; 43; 1932.

как преувеличенную оценку,— получим, что вся вода, которая стояла тогда над погруженной площадью континентов, составляла лишь $^1/_8$ общей массы гидросферы. Остальные $^7/_8$ должны были находиться вне области современных континентов, и для того, чтобы поместить эти $^7/_8$, нужно допустить наличие океанических впадин, т. е. иными словами, их непрерывное существование за исторический период развития Земли.

Второй аргумент фациального порядка. С тех пор как началось литологическое изучение осадочных пород, возникших за исторический период развития Земли, геологи неизменно приходили к заключению, что породы эти представляют собой мелководные осадки, аналогичные современным шельфовым образованиям и частью — осадкам верхней трети континентального склона. Осадочных образований, гомологичных современным глубоководным океаническим отложениям, нигде достоверно не обнаружено. Это обстоятельство указывает, по мнению сторонников излагаемой теории, на то, что области современных континентов никогда не были на глубинах, типичных для океанов, т. е. не возникали за счет этих последних. Но в таком случае весьма вероятно, что отсутствовал и обратный процесс: образование океанических впадин за счет континентальных массивов.

В пользу теории постоянства океанических впадин приводят, наконец, аргументы и палеонтологического характера. При прослеживании истории крупных палеонтологических групп часто оказывается невозможным вывести роды и виды последующего исторического периода из известных форм периода предыдущего. Например, между аммонитами юры и триаса, с одной стороны, и юры и мела, с другой, почти не существует общих родов и генетических связей. Каждый раз в этих случаях новый комплекс аммонитовой фауны появляется в осадках уже сформированным в своих существенных чертах. Такие внезапно появившиеся комплексы видов и родов получили название криптогенных фаун и известны, помимо аммонитов, и из других классов. Для истолкования их генезиса выдвигается предположение, что, помимо морей, периодически затоплявших современные континенты, имелись еще иные бассейны, отличавшиеся непрерывным существованием. В их пределах и совершалось непрерывное развитие фауны, и отсюда уже сложившиеся группы форм временами мигрировали в моря, периодически затоплявшие континенты. Такими непрерывно существовавшими бассейнами сторонники теории постоянства континентов считают современные океанические впадины.

Что касается механизма движений земной коры, вызвавших изменения постоянных континентальных массивов и океанов, то сторонниками этой концепции они рассматриваются обычно как изостатические или связанные с изостазией.

Как известно, согласно этой теории, впервые сформулированной Деттоном (во второй половине XIX века), Земля представляет собой равновесную систему, в которой твердая оболочка плавает на жидкой магме. Возвышенности Земли образованы легкими всплывающими массами, а впадины — тяжелыми массами. Всякие нарушения этой равновесной системы вызывают колебания, которые стремятся восстановить утраченное равновесие. Поэтому размыв отдельных регионов на континентах делает их более легкими, и они всплывают, образуя поднятия. Накопление осадков в морях, напротив, создает дополнительную нагрузку и погружение легких масс в тяжелую постель. Одновременно подкоровые симические массы из области погружений будут оттекать к областям поднятий. Так создаются колебательные движения. Про-

изводным от них явлением было складкообразование. Оно возникало там, где по соседству располагались два региона с резкими противоположно направленными движениями. В этих случаях движение подкоровых масс от погружающихся к поднимающимся участкам создает (через трение) смятие вышележащих пород в складки.

Нужно сказать, впрочем, что в таком чистом виде изостатическая схема складчатости фигурирует не всегда. У некоторых авторов (Рид, Боуи) роль фактора, создающего складкообразование, играет повышение температуры в породах, глубоко опускающихся. Возникает расширение пород, ведущее к их складчатым деформациям. А так как расчет показывает, что расширения недостаточно для образования высоких горных систем, то принимается (например у Боуи), что существует и еще какое-то добавочное расширение земной коры физическими или химическими процессами, которое в дальнейшем должно привести к увеличению объема и уменьшению плотности вещества коры.

3. Теория плавания континентов А. Вегенера

Существенно иначе выглядит история земной коры в освещении А. Вегенера.

Основу его схемы составляет представление о континентах, как об изолированных глыбах сиаль, плавающих на симической постели. «Рассматривая противоположные берега южной части Атлантического океана,— пишет Вегенер [10],— нельзя не заметить, что береговые линии Бразилии и Африки имеют одинаковые очертания. Не только большой прямоугольный излом бразильского берега у мыса С.-Рок имеет свое верное отражение в африканском береговом изломе у Камеруна, но и южнее этих двух соответствующих друг другу пунктов каждому выступу бразильского берега соответствует одинаковой формы залив на африканском берегу. Измерение циркулем на глобусе показывает, что и размеры их совпадают вполне. Это поразительное явление сделалось исходным пунктом для создания новых представлений о природе нашей земной коры и происходящих в ней движениях».

По представлениям Вегенера, «Южная Америка миллионы лет назад лежала непосредственно рядом с Африкой и даже составляла с ней вместе одну большую глыбу, лишь в меловой период расколовшуюся на две части, которые впоследствии, подобно плавающим в воде льдинам, отодвигались все дальше и дальше одна от другой.

«Подобно этому, и Северная Америка первоначально тесно прилегала к Европе и составляла, по крайней мере, на пространстве к северу от Ньюфаундленда и Ирландии, вместе с Гренландией одну общую глыбу, которая лишь в конце третичного периода, а на севере даже лишь в четвертичном периоде раскололась по разветвляющейся у Гренландии трещине, вследствие чего обе части отделились друг от друга. При этом затопленные мелким морем участки материковых глыб, шельфы, рассматриваются всегда как составные части глыб, которые на большом протяжении ограничены не береговой линией, но материковым склоном, круто падающим к океаническим глубинам.

«Мы должны принять также,— продолжает Вегенер,— что Антарктика, Австралия и Индостан до самого начала юрского периода непосредственно прилегали к южной Африке и составляли с ней, а также и с Южной Америкой одну общую материковую область, частично, правда, затопленную мелким морем. Эта материковая область в течение юрского, мелового и третичного периодов раскололась по трещинам

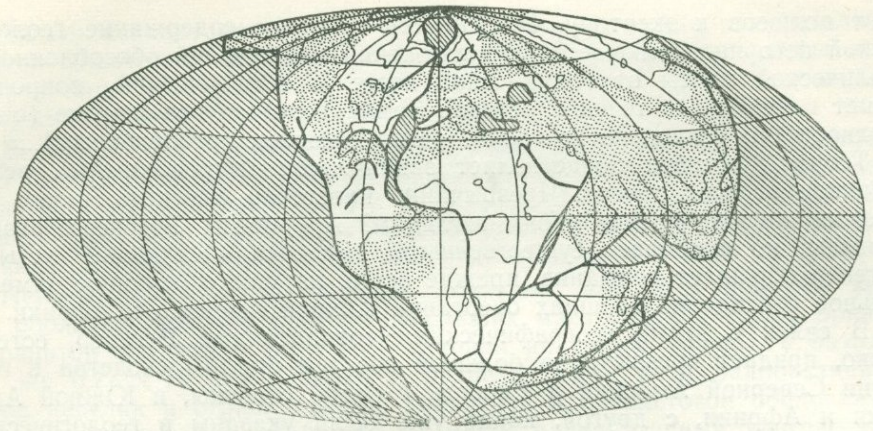
на отдельные глыбы, которые потом расползлись в разные стороны».

Таким образом, современные континенты в начале палеозоя представляли собой единую сиалическую массу, или Пангею, позже раскололись на отдельные участки или глыбы, являющиеся современными континентами (рис. 121). Эти глыбы затем расползлись по поверхности Земли, что произошло, по Вегенеру, благодаря наличию дифференцированных горизонтальных перемещений отколовшихся глыб в двух направлениях: с одной стороны к западу, с другой — от полюсов к экватору.

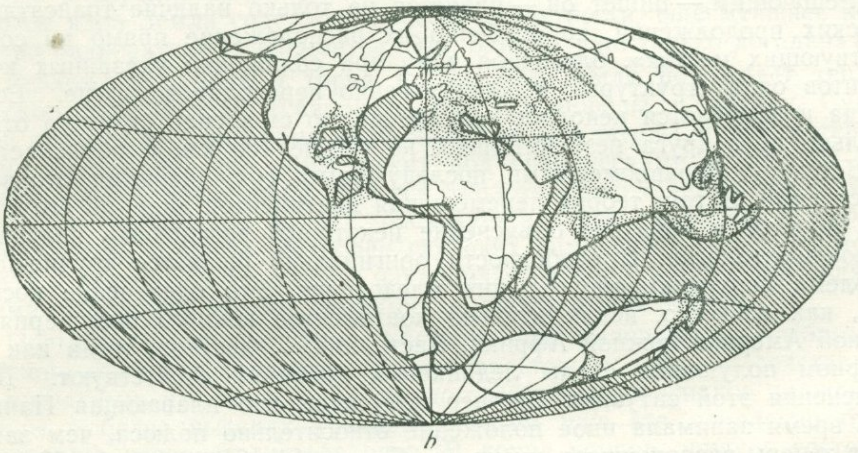
Генезис самой Пангеи изображается Вегенером следующим образом. «Возможно, что первоначально в древнейшие, догеологические времена сиалическая кора окутывала сплошь всю Землю. Возможно, что в то время мощность ее равнялась всего лишь 30 *км* и что она была почти сплошь покрыта Панталассой (единой водной оболочкой), глубину которой Пенк вычисляет в 2,64 *км*». В последующее время, однако, эта оболочка разорвалась и стала постепенно стягиваться в обособленную, плавающую на сима массу,— Пангею. «Первые разрывы сиалической сферы, по которым впервые выступала сима, по всей вероятности, похожи на те, которые образуют теперь восточноафриканские грабены. И разверзались они тем глубже, чем больше сокращалась сиалическая сфера. Это был процесс, который напоминает отчасти смятие круглого бумажного фонарика. С одной стороны образуется отверстие, а с другой — смятие. Вполне вероятно, что именно дно Великого океана, который всеми признается очень древним, первое освободилось от своего сиалического покрова. Возможно, что еще в момент разрыва и затем при расширении отверстия от края сиалического покрова отламывались куски, которые остались торчать в сима и теперь покрывают дно океана в виде островов или подводных возвышенностей. Ряды островов Тихого океана показывают замечательный параллелизм; Арльд измерил 19 рядов, которые все простираются близко к 62° западной долготы. Эта особенность Тихого океана намечает, вероятно, древнее направление перемещения материков, благодаря которому эта океаническая впадина раскрылась или, по крайней мере, расширилась. Вполне вероятно предположение, что древние складки в гнейсовом массиве Бразилии, Африки, Индостана и Австралии совпадают по времени образования с этим разверзанием Тихого океана.

«Описанное сокращение сиалической сферы вызывало утолщение ее и поднятие над уровнем воды; океанические впадины в то же время делались обширнее. Наоборот, затопление материковых глыб в течение истории Земли должно было все больше сокращаться, за исключением лишь частых местных колебаний». Все это ясно видно на картах Вегенера, воспроизведенных на рис. 181.

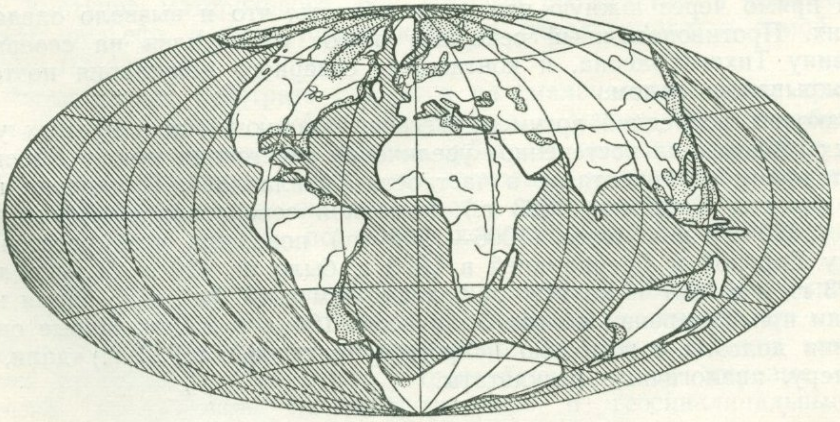
Таким образом, в общем ходе развития земной коры, по Вегенеру, намечаются три стадии: а) древнейшая исходная стадия, когда сиаль существует в виде маломощной непрерывной оболочки; б) промежуточная стадия, охватывающая практически почти всю историю Земли, когда сиалический покров, разорвавшись, собирается в одно компактное целое — Пангею, все более и более сокращающуюся по поверхности и увеличивающуюся в мощности; в этом процессе сокращения от нее откалываются отдельные куски, становящиеся континентальными островами среди океанических впадин; с) заключительная стадия, наступившая с юрского периода, когда Пангея разломалась на глыбы, а последние расползлись по симической оболочке, двигаясь на запад



a



b



c

Рис. 121. Эволюция сиаль (по А. Вебенеру)

а—структура земной коры в каменноугольный период; *в*—то же в юрский период; *с*—то же в четвертичную эпоху.
Заштрихованы океаны; точками обозначено море над сиалической оболочкой

и от полюсов к экватору. В сущности основное содержание геологической истории заключается в достижении наибольшей обособленности сиалической массы от симической постели. «Сиалический покров,— пишет Вегенер,— в течение истории Земли делается все меньше (с поверхности) и толще, но все более раздробленным (разделенным)...»

Теория Вегенера представляет законченное мировоззрение, резко отличное от всех других. Чрезвычайно интересно выяснить, в чем же ищет он подтверждения своим взглядам? Аргументы Вегенера разнообразны, но наиболее существенными являются следующие четыре. Вегенер обращает внимание, прежде всего, на уже отмеченное замечательное совпадение внешних очертаний Южной Америки и Африки.

В связи с этими географическими совпадениями Вегенер, естественно, придает чрезвычайно большой вес тем фактам сходства в геологии Северной Америки и Европы, с одной стороны, и Южной Америки и Африки, с другой, какие уже были указаны в геологической литературе и до него. При этом, однако, он подчеркивает такие особенности, которые геологами не улавливались и не выдвигались.

«Решающим,— пишет он,— является не только наличие трансатлантических продолжений, но особенно их расположение прямо на соответствующих местах», благодаря чему при сближении указанных континентов одни структуры непосредственно переходят в другие. Если иногда и замечается неполное совпадение, то смещение структур относительно друг друга незначительно, не свыше 100 *км,* и объясняется, по Вегенеру, неравномерными последующими сокращениями оторвавшихся глыб. Затем, теория перемещения континентов дает, по его мнению, простое и понятное объяснение некоторым загадочным явлениям палеоклиматологии. В особенности оригинально решается труднейшая проблема верхнекаменноугольного оледенения. Это оледенение коснулось, как известно, исключительно континентов южного полушария — Южной Америки, южной Африки, Австралии, Индостана, тогда как на северном полушарии следы ледниковых явлений отсутствуют. Для объяснения этой ситуации Вегенер допускает, что плавающая Пангея в то время занимала иное положение относительно полюса, чем занимают теперь расползшиеся куски ее. Соединенные континенты Южной Америки, Африки, Индостана, Австралии и Антарктики проплывали тогда прямо через южную полярную область, что и вызвало оледенение их. Противоположный северный полюс приходился на северную половину Тихого океана, и континенты северного полушария поэтому не покрывались льдом.

Наконец, последний аргумент Вегенера заключается в прямых указаниях геодезии на постепенное увеличение расстояния между Европой и западными континентами, в частности Гренландией. Измерения градуса долготы Сабином (1823 г.), немецкой северополярной экспедицией (1870 г.) и Кохом (1906—1908 гг.) показали, что расстояние между Европой и Гренландией в 1870 г. было на 420 *м* больше, чем в 1823 г., и в 1907 г. на 1190 *м* больше, чем в 1870 г., в то время как ошибки при измерении долгот были всего 124 *м* и 256 *м*. Новые определения долготы с помощью искрового телеграфа (1922 г.) дали, по Вегенеру, аналогичные результаты.

4. Теория Дж. Джоли

Теория Вегенера, введшая новый принцип мобилизма сиаль в геологию, дала толчок мысли в этом направлении и привела к появлению двух других схем, иначе представляющих историю и механизм развития земной коры. Одна из них принадлежит Дж. Джоли, другая Р. Штаубу.

Джоли исходит из тех же представлений о соотношении сиалической и симической оболочек, что и Вегенер: сиалические глыбы плавают в виде изолированных масс на базальтовом ложе и способны к горизонтальным перемещениям по нему.

Задача Джоли заключалась в том, чтобы на основе таких представлений найти физический механизм, способный объяснить периодичность геологических явлений,— смену трансгрессий регрессиями, эпох орогенического покоя эпохами складкообразования и т. д. Этот механизм он видит в радиоактивных процессах, протекающих в теле планеты.

Непосредственные определения показали, что всем породам земной оболочки присуще наличие небольших масс урана и тория, причем у гранитов оно равно $2{,}0 \times 10^{-5}$ *г* тория на грамм породы, у базальтов же $0{,}77 \times 10^{-5}$ *г*. Однако в разрезе Земли слой радиоактивных пород невелик и ограничивается гранитной и базальтовой оболочками. «За радиоактивной магмой следует менее радиоактивный ультраосновной слой, который, быть может, простирается на несколько сотен километров в глубину от поверхности Земли. Залегающее еще глубже обширное ядро Земли содержит, по всей вероятности, еще меньшее количество радиоактивных элементов. Это, однако, уже только догадки» [12].

Разложение урана и тория в оболочке Земли порождает теплоту со скоростью 30×10^{-13} калорий на грамм породы в секунду. Судьба этой теплоты под океанами (где сима покрыта водой) и под материковыми массивами (где сима лежит под сиалическими массами) — различна. Расчет показывает, что вся теплота, порождаемая радиоактивностью в сиалических массах, расходуется через излучение в мировое пространство. Теплота же более глубоких симических слоев, не может уходить кверху, но «медленно накапливается в субстрате (под сиалическими континентальными глыбами) в продолжение веков».

Повышение температуры в субстрате под сиалическими глыбами неизбежно приводит к расплавлению базальтового ложа. «Представляется вероятным, что переход из твердого состояния в жидкое должен начаться с более высоких уровней и затем уже это изменение будет постепенно распространяться вниз. В конце концов, жидкое состояние субстрата сделается преобладающим даже около наиболее углубленных выступов материкового дна, которые соответствуют повышенным частям рельефа и присутствие которых обусловливается самой сущностью плавания».

Расплавление субстрата скажется на сиалических глыбах тем, что «они должны будут глубже опуститься в магму. Это неизбежно... Правда, общее возрастание объема субстрата вызовет небольшое удлинение земного радиуса (всего на несколько километров), вследствие чего и материки и океаны повсеместно приподнимутся на такую же высоту. Однако это не помешает, конечно, материкам погружаться в субстрат.

«Таким образом, первое общее проявление изменений выразится в медленном и весьма постепенном опускании материков по отношению к уровню океанов, а поэтому воды последних должны затопить более низменные части суши». Происходят крупные мировые трансгрессии, обнимающие и платформенные и геосинклинальные области.

Одновременно процессы растяжения, сопровождающие увеличение радиуса Земли, вызывают интенсивный вулканизм. «Расширение поверхности всей планеты скажется главным образом на океаническом дне. Это следует из того, что толщина дна к этому времени уменьшится и оно станет значительно более тонким, чем материковая кора.

Можно ожидать, что в поверхностной коре, подвергающейся теперь растяжению, станут появляться трещины, главным образом в океаническом дне и вдоль материковых краев, где возникнут особые, дифференциальные напряжения: скалывающие силы будут стремиться отделить материки от базальтового дна океанов. По этим трещинам должна выступить расплавленная магма, нагнетаемая под высоким давлением. В тех местах океанического дна, где возникнут трещины, они заполнятся большим количеством лавы, которая, выступив из них, разольется по морскому дну. Лава подвергнется охлаждающему действию океана и должна будет вскоре застыть. Повидимому, вдоль таких именно трещин поднялись многие из тихоокеанских островов... В тех же местах, где лава излилась вдоль материкового края, создались те особенности земной поверхности, какие наблюдаются теперь вдоль северо-западных берегов Европы,— сложенное из базальтов побережье северной Ирландии, а также западной Шотландии и т. д. Иногда такие разломы дают запертой магме возможность выходить на поверхность суши, как это имело место при излиянии траппов Деккана в Западной Индии. Материки также не избегнут действия сил натяжения,— на них непременно должны образовываться трещины.

«Нужно напомнить, что указанное выше опускание материков и их затопление морем будет происходить медленно и для завершения этого процесса потребуется много миллионов лет.

«Когда расплавление верхней оболочки субстрата проявится в достаточно большой степени, то должен будет выступить новый фактор, а именно п р и л и в ы, возникающие от притяжения луны и солнца»... Математические исследования показывают, что действие силы приливов заставит наружную кору (т. е. как материки, так и морское дно вместе с покоящимися на нем океанами) медленно передвигаться по подстилающей ее жидкой магме; это движение будет направлено к западу по отношению к внутренней части земного шара... Передвижение земной коры на запад ведет к тому, что океаническое дно перемещается на те участки земного шара, где в предыдущие века были расположены материки; и пока это медленное движение продолжается, охлаждающее воздействие океана распространится благодаря этому прекрасному приспособлению по всей поверхности субстрата. Любая часть этой поверхности подвергается воздействию одинаковых условий, и из каждой ее части может одинаковым образом утекать теплота». Расчет показывает, что «трех с половиною миллионов лет будет достаточно для удаления всей этой теплоты» и, таким образом, «океаны быстро поглотят ту теплоту, которая накопилась за 30—50 миллионов лет». Но по мере того как теплота уходит, субстрат затвердевает и сокращается, Земля входит в фазу контракции. «Сокращение земного радиуса влечет, однако, за собой последствия, которые имеют весьма большое значение для истории поверхности Земли. Действительно, по мере того как радиус испытывает это изменение, действие сил растяжения, которое до этого времени проявлялось в земной коре, сменяется обратным действием; кора эта приходит в состояние сжатия, которое должно преобладать не только в морском дне, но и в материковой коре. Если представляется весьма вероятным и даже достоверным, что предшествующее расширение земной коры сказывалось главным образом на океаническом дне, то морское дно оказалось теперь слишком обширным и не соответствует более тому пространству, которое оно перед тем занимало на земном шаре. Здесь пред нами встает главная причина образования гор на лике Земли»,— т. е. происхождения складчатых структур.

Так, простым и изящным механизмом теория Джоли пытается воспроизвести периодичность тектонических этапов — смену трансгрессий (погружений) горообразованием и наоборот.

5. Теория плавания континентов Р. Штауба

Весьма оригинальные взгляды на историю земной коры развил около 18 лет тому назад Р. Штауб.

В исходном состоянии жидкого тела,— по его концепции,— сиалическая оболочка Земли сплошь покрывала симическую. Земля в эту раннюю стадию имела форму трехосного эллипсоида вращения. При ускорении ее вращения легко подвижные сиалические массы скоплялись у конца самой длинной оси вращения, а затем оторвались, образовав самостоятельное тело — Луну. «Жидкая основная магма... врывается в образовавшуюся вследствие отделения Луны «зияющую рану», заполняет ее», быстро охлаждается и образует симическую массу современного Тихого океана, которую Штауб рассматривает как жесткую глыбу. «Отделение Луны от земли,— замечает он,— дает, таким образом, наилучшее и безусловно наиболее естественное объяснение образованию Тихоокеанского Панцыря».

В дальнейшем Тихий океан играет роль жесткой рамы, ограничивающей пространство, где происходят движения сиаль.

К сожалению, Штауб не анализирует докембрийской истории сиаль, а начинает прямо с каледонского этапа. К этому времени в сиаль уже существуют: жесткое ядро Гондваны и жесткие ядра в северном полушарии.

Вслед за Вегенером, Штауб допускает, что жестким глыбам сиаль свойственны не только вертикальные, но и обширные горизонтальные смещения — плавание континентальных масс. Только направление плавания им допускается существенно иное, чем у Вегенера. Западный дрифт, играющий у Вегенера столь большую роль, отодвигается Штаубом на задний план и превращается почти в фикцию, ибо этому направлению препятствует жесткая тихоокеанская масса. Наоборот, движения от полюсов к экватору и в обратном направлении выдвигаются Штаубом на первый план. Именно они создали современную складчатую структуру сиаль.

Фактором, определяющим «бегство от полюсов», является центробежная сила. Под ее действием жесткие глыбы, стремящиеся к экватору с севера и юга, здесь сталкиваются, сминают разделяющую их геосинклинальную зону и нагромождают огромную массу складчатых гор.

Резкое увеличение нагрузки в этой области вызывает на глубинах течение магмы в обратном направлении: от экватора к полюсам, где в это время, благодаря уходу оттуда мощных сиалических жестких глыб, сдавливание сима ослабевает и образуются области уменьшенных давлений. «Таким образом,— пишет Штауб [45] — к концу орогенеза, кульминационный момент которого достигается столкновением двух континентальных глыб в экваториальных зонах, образуется совершенно неизбежно сильное противотечение более глубоких магматических масс от возникшей горной системы... к полюсам... Это течение благодаря трению на нижней поверхности твердых глыб вызывает в континентах натяжение, стремящееся в известной мере оттянуть последние к полюсам; под влиянием его материки подвергаются в слабых местах мощному растяжению по некоторым зонам, наконец, даже разрываются". В местах растяжения и разрыва в экваториальной

части образуется новая геосинклиналь (рис. 122), а жесткие глыбы возвращаются к полюсам, чтобы после затухания подкоровых дви-

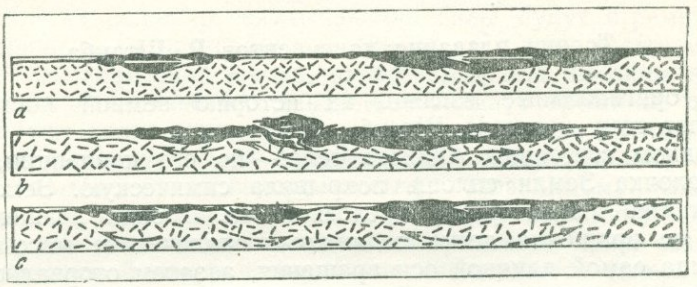


Рис. 122. Фазы орогенического цикла, по Р. Штаубу

а—сдвигание континентов, стремящихся к экватору и сжимание ими геосинклиналей; *в*—столкновение континентов, горообразование; *с*—раздвигание континентов после столкновения и образование новых геосинклиналей. Стрелки показывают направление движения континентов и потоков в пластичной массе симы

жений масс и нового перевеса центробежной силы начать новый „бег от полюсов" к экватору.

Такая смена направлений плавания континентов, трижды повторенная за постальгонкское время, и создала современные складчатые сооружения Земли.

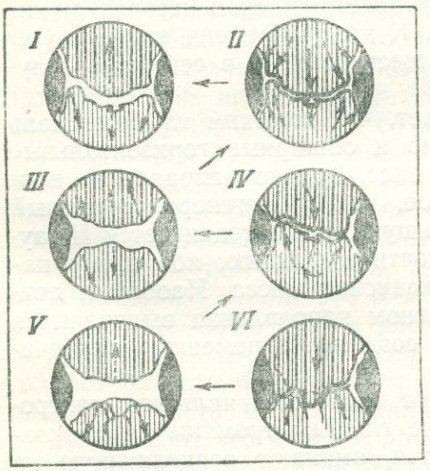


Рис. 123. Движения континентальных глыб и цикла горобразования от кембрия до настоящего времени

I—каледонская эпоха горообразования; *II*—послекаледонское раздвигание континентов и образование герцинских (варисцийских) геосинклиналей; *III*—герцинская эпоха горообразования; *IV*—послегерцинское раздвигание континентов и образование альпийских геосинклиналей; *V*—альпийская эпоха горообразования; *VI*—раздвигание континентов и образование геосинклиналей современной эпохи.

Грубая штриховка—северные континенты (Лавразия); тонкая штриховка—южные континенты (Гондвана), черное—жесткая глыба Тихого океана; белое—геосинклинали, жирные линии—складчатые горы, стрелки—направление движений

„Бегство от полюсов, — пишет Штауб,—совершавшееся раздельно на севере и на юге, на востоке и западе, создало каледониды (рис. 123). Полярные токи разорвали потом только что соединившуюся каледонскую глыбу по определенным ослабленным зонам и привели к образованию... герцинской геосинклинали. После того как восстановилось изостатическое равновесие, вновь возобновляется „бегство от полюсов", лишь на короткое время задержанное и оттесненное подобными течениями с севера и с юга, в зависимости от положения глыб в пространстве, оно сжимает герцинскую геосинклиналь, превращая ее в герцинские цепи. Тем самым вновь нарушается равновесие масс и вновь возникают мощные полярные течения, чтобы вторично отнести материки к полюсам. Эти течения после герцинского орогенеза приводят к образованию альпийской геосинклинали. Но в тот момент, когда, наконец, эти послегерцинские течения масс, вследствие вновь достигнутого изостатического равновесия, опять ослабевают и, наконец, замирают, возрождается в третий раз активное бегство континентов от

полюсов и нагромождает Альпийские горы. И когда мы в настоящее время видим, как в тылу Альпийских гор Европы вновь раскрывается Средиземное море, то тут лишь просто повторяется в третий раз процесс полярного дрейфа, который наступает с естественной необходимостью после каждого великого горообразования, как мощная реакция пластического и оставшегося скрыто пластическим магматического подкорового подстила, как бы «акт протеста» против испытанного со стороны антиполярного процесса насилия.

«Так бегство от полюсов и стремление к ним с древнейших палеозойских времен по нынешний день определяют ход истории Земли».

Свои заключения Штауб пытается обосновать анализом альпийской, герцинской и каледонской складчатых зон. Приводить анализ этих структур, из-за его громоздкости, здесь невозможно. Читатели смогут ознакомиться с ним в оригинале, переведенном на русский язык [45].

6. Некоторые замечания по поводу изложенных теорий

Познакомившись с основными современными представлениями об истории земной коры как целого, естественно выяснить, какое же из них должно быть признано наиболее отвечающим фактическому материалу и, следовательно, наиболее приближающимся к истине?

Обращаясь к разбору аргументов, выдвигаемых теорией постоянства континентов и океанов, нетрудно убедиться, что все они совсем не убедительны. В самом деле, расчеты Пенка строятся на молчаливом допущении, что общая масса гидросферы, величина земной поверхности и глубины океанов в постальгонкское время не изменились. Однако ни то, ни другое, ни третье не является бесспорным и, следовательно, все расчеты теряют свою силу.

Точно так же не убедительна ссылка на отсутствие в дошедших до нас осадках несомненных глубоководных отложений, гомологичных современным глубоководным осадкам. Очевидно, современные глубоководные океанические осадки молчаливо считаются типом глубоководных океанических осадков для всего периода развития Земли. Между тем, уже a priori ясно, что так не могло быть. С ходом исторического развития, с изменениями величины площади земной поверхности, состав глубоководных океанических осадков и обитавшей в них фауны должен был меняться. Поэтому вполне возможно, и даже вероятно, что среди осадочных морских пород прошлого в действительности имеются и глубоководные (в тогдашней обстановке) осадки, но так как они отличны от глубоководных современных илов, то мы только с трудом можем или часто даже совсем не можем их распознать. Особенно трудно выделить их в геосинклинальных областях, где благодаря островному режиму относительно крупнозернистые, т. е. как будто типично прибрежные осадки, могли отлагаться на значительных глубинах. Разительное подтверждение этому дает современное Черное море, где у кавказского побережья имеются многочисленные случаи отложения песков (средне- и тонкозернистых), на глубинах до 1500 и 2000 *м*.

Совсем странен довод от наличия криптогенных фаун. Он мог бы иметь силу, если бы было доказано, что все криптогенные фауны аммонитов, брахиопод и т. д. в особенностях своей организации имеют ясные признаки их происхождения от форм, ведших глубоководный образ жизни. В действительности этого нет. Больше того, областью, где шло творчество новых форм, была несомненно мелководная зона.

Поэтому ссылка на наличие криптогенных фаун для доказательства постоянного наличия океанических глубин приводится по недоразумению.

К изложенному добавим, что теория постоянства континентов очень мало обращает внимания на то, что геологические структуры, находящиеся по обоим берегам, по крайней мере, некоторых океанов (например Атлантического), имеют весьма много общего и что континентальные острова часто располагаются прямо на продолжении тектонических линий континентов.

Сравнительное изучение подобного рода геологических, точнее тектонических, фактов просто игнорируется теорией постоянства океанических впадин и это, естественно, придает ей большую односторонность. Единственно, что учитывается геологами этой школы,— это палеонтологическое и современное биогеографическое сходство между континентами. Признание именно этого сходства и вынуждает сторонников разбираемой гипотезы даже несколько нарушить чистоту своей доктрины и допустить наличие временных соединений или мостов между континентами, действующих как раз в те промежутки времени, когда это фаунистическое сходство имеется, и исчезающих тотчас после того как «надобность» в них миновала. Но что это за мосты? Они представляют собой узкие перешейки или цепи островов, изгибающиеся причудливой лентой от одного континента к другому. Эти перешейки настолько отличаются от связываемых с их помощью континентальных массивов, настолько не обоснованы структурой этих последних, что не имеют даже тени убедительности, но производят впечатление надуманных кабинетных схем, которые и не пользуются распространением и признанием.

Отрицательной чертой этой теории является также то обстоятельство, что физический механизм движений земной коры она представляет по изостатической схеме. Изостатическая теория еще сможет вывести возможность колебательных движений, но складкообразование уже не может быть понято; тем более не поддаются истолкованию те, хотя бы и немногочисленные, закономерности строения складчатых зон и складкообразования, какие были изложены в предыдущем.

Наконец, следует подчеркнуть, что самые соотношения между движением и осадконакоплением теорией постоянства континентов рисуются совершенно превратно. Не денудация и осадконакопление вызывают поднятия (в первом случае) и погружения сиаль (во втором случае), а, напротив, движения земной коры являются первоначальным и независимым фактором, определяющим ход осадконакопления. Сейчас это — азбучная истина, принимаемая всеми, за исключением американских поклонников изостатической теории. И это естественно, ибо изостатическая схема в чистом виде никогда не сможет объяснить, например, разрушения пенеплена и превращения его в страну с расчлененным рельефом, что часто наблюдается в истории Земли. Таким образом, истинные соотношения движений и осадконакопления в изостатической теории, образующей «душу» теории постоянства континентов и океанов, «поставлены, так сказать, на голову». Нужно полностью отказаться от этого основного принципа теории, чтобы вообще начать что-либо понимать в истории Земли.

Понятно, что при таких условиях мы не можем принять предложенное Шухертом, Уиллисом и Дэна решение проблемы истории земной коры как целого.

Ахиллесовой пятой теории Вегенера являются его неверные представления о строении земной коры. По более новым данным Гуттен-

берга, дно Атлантического и Индийского океанов вовсе не образовано симической массой, как допускал Вегенер, но представляют собой погруженную сиаль, связующую Африку, Южную Америку, Северную Америку, Европу, Австралию, Антарктику в единое целое. Расхождению этих глыб не остается места, и вся вегенеровская схема просто устраняется, как не отвечающая геофизическим фактам.

Нужно заметить, кроме того, что и с геологическими фактами вегенеровская схема не всегда в ладу. Уже упоминалось, что при сдвигании Северной и Южной Америки с Африкой и Европой получается ряд несовпадений; концы сближаемых структур расходятся иногда на расстояние 100 *км*. Вегенер допускает, что эти несовпадения результат позднейших деформаций глыб, их неравномерного растяжения или сжатия. Однако трудно реально представить себе такие растяжения в платформенного характера глыбах и найти их объективные реальные следы в структуре глыб. Еще труднее признать правильным колоссальное растягивание Индийской платформы, которое допускает Вегенер, чтобы удовлетворительно построить свою Пангею (см. рис. 180). Надо сказать также, что Вегенер, не будучи геологом, прошел мимо большого и объективного материала, о движениях земной коры, в частности периодичности горообразования, его пространственном размещении и т. д. Совершенно игнорируется идея геосинклиналей и все представления, с ней связанные и обоснованные огромным фактическим материалом. Этот ценнейший конкретный геологический материал взят Вегенером, так сказать, за скобки, и его схема ничего не дает для истолкования этих проблем тектогенеза.

Наконец, неоднократные специально поставленные проверки изменений долгот одних и тех же пунктов и всесторонний анализ старых материалов по этому вопросу, на которые Вегенер опирался, не дали до сих пор вполне объективных доказательств «дрейфа континентов». Всегда ошибки метода превосходили величины несхождений в сопоставляемых геодезических определениях долгот.

Вот почему после некоторого периода увеличения вегенеровской схемой наступило всеобщее обоснованное охлаждение к ней.

В схеме Штауба дефектом является, прежде всего, то, что докембрийский этап развития жестких глыб обходится молчанием и остается неизвестным, как в условиях отсутствия платформ, при наличии лишь геосинклиналей, мог функционировать предлагаемый им механизм движений. Вместе с тем, Штауб проходит мимо основной закономерности складкообразования, выясненной в предыдущей главе,— его центробежного развития. Положение ухудшается еще тем, что по фронту Гондваны, между нею и Альпийской геосинклиналью на огромном протяжении отсутствуют складчатые герцинский и каледонский пояса. Больше того, в Гималаях и Индо-Китае герцинский и каледонский орогенезы вообще проявлены крайне слабо. Между тем, Гондванская глыба во все эпохи была, по Штаубу, главным фактором складкообразования. Объяснение отсутствия герцинид и каледонид перед Гондваной отрывом ее от этих складчатостей кажется весьма искусственным.

Весьма смущает также, что в строении геосинклинальных толщ, возникающих вслед за складкообразованием и отвечающих эпохам колоссальных растяжений сиаль, отсутствуют следы этих растяжений.

Унаследованность структурного плана складчатости последующим этапом от предыдущего прямо противоречит сколько-нибудь серьезному проявлению этих растяжений, ибо они (растяжения) неминуемо

исказили бы древний структурный план, «деформировали» бы его и повели бы к пересечению складчатостей, чего в природе нет.

Наконец, и по отношению к схеме Штауба приходится повторить, что геодезические наблюдения не дали пока объективных доказательств горизонтальной мобильности сиаль,— а это допущение составляет стержень всей схемы.

Таким образом, ни идею постоянства континентов и океанов, ни схемы дрифта континентов в духе Вегенера и Штауба нельзя признать достаточно надежной основой для построения теории развития Земли.

Более обоснованной фактически следует считать геосинклинальную теорию, как общую теорию развития земной коры. Однако в современном виде и она обладает многими недостатками. Важнейших из них два. Во-первых, допуская, что развитие океанов шло принципиально по той же схеме, что и история континентов, эта теория все же до сих пор не в состоянии облечь эту общую идею какой-то живой плотью— не в состоянии восстановить никаких конкретных, хотя бы основных событий геологического прошлого океанов. Общая установка так и остается пока только установкой и не влечет за собой еще расшифровки конкретной истории Земной коры как целого. А между тем суть дела как раз и заключается в том, чтобы воссоздать эту конкретную историю земной коры. Во-вторых, разбирая подробнее, чем все остальные схемы, закономерности тектонической эволюции континентов и обобщая их в общие закономерности развития земной коры, геосинклинальная теория до сих пор не указала удовлетворительного физического механизма, способного истолковать эти закономерности. Теория контракции, столь распространенная ранее, оказалась бессильной «вывести» такой кардинальный процесс, как колебательные движения, или как растяжения в земной коре, и потому ныне справедливо сдана в архив. Очень удачно с этими трудностями справляется, казалось бы, радиоактивная теория Джоли, которую, конечно, очень легко скомбинировать с основами геосинклинальной теории. Бросается в глаза, однако, что периоды трансгрессий и складкообразования, как они рассчитываются Джоли, отвечают не тем основным тектоническим этапам — каледонскому, герцинскому, альпийскому, с которыми мы имели дело и которые имеют длительность около 175 000 000 лет, а гораздо более коротким промежутком времени к 35 000 000—50 000 000 лет, отвечающим очевидно, волнам крупных трансгрессий, входящим в состав этапов. Цельность тектонических этапов остается, таким образом, не разъясненной и физическая основа их не вскрытой. Кроме того, теория Джоли дает истолкование периодичности складкообразования в слишком общей форме, не касаясь конкретных закономерностей структуры складчатых зон и складкообразования, которые были указаны выше. Между тем, суть заключается как раз в том, чтобы найти физический механизм, который воспроизводил бы процесс складкообразования не только вообще, но и в его конкретной историко-геологической форме.

Еще хуже обстоит дело в этом отношении со схемой М. М. Тетяева. Оперируя активным космическим веществом внутри Земли и инертной сдерживающей его внешней оболочкой, а также борьбой притяжения и отталкивания внутри Земли, М. М. Тетяев ограничивается, в сущности, условными словесными символами, за которыми не скрывается конкретного физического содержания. Естественно, что в этих условиях объяснение сводится к игре словами, причем употребление терминов «единство противоположностей», «перерастание» одного про-

цесса в другой и т. д. только внешне придает этим словесным объяснениям вид совершенно марксистской теории. Таким путем дать действительно научное обоснованное объяснение историко-геологического процесса, конечно, нельзя.

Резюмируя, приходится признать, что построение научно обоснованного синтеза истории земной коры, как целого, является еще делом будущего.

Его разработке должно предшествовать несравненно более глубокое знание действительной структурной эволюции сиаль и свойств глубоких горизонтов Земли, чем то, каким мы располагаем в настоящий момент. Последнее обстоятельство — знание глубоких горизонтов Земли — является особенно существенным. Чем далее идет исследование истории земной коры, тем яснее становится, что процессы, которые мы наблюдаем в сиалической оболочке, являются отражением процессов, совершающихся в глубинах Земли. А что там действительно идут серьезные изменения в веществе — доказывает обнаружение так называемых глубокофокусных землетрясений с центром на глубинах до 720 *км* (Зондский архипелаг). Эти интрателлурические изменения в веществе в прошлые геологические периоды, очевидно, и были в первую очередь движущими силами разнообразных тектонических процессов в поверхностных частях Земли. Знание их — необходимая предпосылка к успешному созданию теории историко-геологического процесса. Постичь же эти интрателлурические изменения можно лишь путем дальнейшего фактического изучения глубин нашей планеты точными геофизическими методами. Путь создания научной теории историко-геологического процесса, таким образом, еще длинен и тернист.

Благородная задача молодых поколений геологов, к которым обращена эта книга, — уйти в действительном познании истории Земли дальше, чем это удалось их предшественникам.

СПИСОК ГЛАВНЕЙШЕЙ ЛИТЕРАТУРЫ[1]

1. Арган Е. Тектоника Азии, 1935.
2. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. I, 1941.
3. Архангельский А. Д. Обзор геологического строения Европейской России, т. II, 1918 — 1923.
4. Архангельский А. Д. и др. Краткий очерк геологического строения и геологического развития территории Союза ССР, 1937.
5. Архангельский А. Д. и Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря, 1937.
6. Борисяк А. А. Курс исторической геологии, 1934.
7. Борисяк А. А. Курс палеонтологии, 1912.
8. Борисяк А. А. Теория геосинклиналей. Изв. Геол. ком., № 1, 1924.
9. Бубнов С. Геология Европы, т. II, 1935.
10. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов, 1923.
11. Гутенберг Б. Строение Земли, 1935.
12. Джоли Д. История поверхности Земли, 1929.
13. Динер. Основы биостратиграфии, 1933.
14. Кассин Н. Г. Краткий геологический очерк северо-восточного Казахстана. Труды Всесоюзн. геолого-разв. объединения, т. 165, 1931.
15. Коровин М. К. Историческая геология, 1941.
16. Криштофович А. Н. Очерк геологии Дальневосточного края, 1933.
17. Криштофович А. Н. Курс палеоботаники, 1941.
18. Криштофович А. Н. Ботанические провинции в верхнем палеозое. Изв. АН, сер. геол., № 1, 1938.
19. Кропоткин П. и Шаталов Е. Очерк геологии северо-востока СССР, 1937.
20. Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И. Петрографические провинции Союза, 1935.
21. Личков Б. Перемещения континентов и климаты прошлого, 1932.
22. Личков Б. Геосинклинали и великие наземные аллювиальные равнины, Изв. АН, № 7, 1932.
23. Мазарович А. Н. Историческая геология, 3-е изд., 1938.
24. Мензбир М. А. Очерк истории фауны Европейской части СССР, 1934.
25. Милановский Е. Очерк теории геосинклиналей в ее современном состоянии. Бюлл. Моск. о-ва исп. прир., № 4, 1929.
26. Милановский Е. Проблема происхождения лика Земли в современной геологии. Научное слово, № 78, 1930.
27. Мирчинк Г. Ф. Курс исторической геологии, вып. I, 1935.
28. Михайловский Г. П. Историческая геология, т. I, 1913.
29. Наливкин Д. В. Очерк геологии Туркестана, 1924.
30. Наливкин Д. В. Учение о фациях, 1932.
31. Нестурх. Предки человека, 1934.
32. Обручев В. А. Геологический очерк Сибири, 1926.
33. Обручев В. А. Геология Сибири, т. I—III, 1935.
34. Обручев В. А. Происхождение гор и рудных месторождений, 1932.
35. Обручев В. А. Новые течения в тектонике. Изв. Геол. ком., № 3, 1926.
36. Осборн. Человек древнего века, 1926.
37. Павлов А. П. Представления о времени в истории, археологии и геологии, 1926.
38. Павлов А. П. Очерк истории геологических знаний. 1916.

[1] Указываются лишь руководства и книги общего значения.

39. Павлов А. П. О некоторых факторах вымирания животных в прошедшие геологические эпохи. Сов. пробл. естествознания, кн. 17, 1924.
40. Страхов Н. М. Задачи и методы исторической геологии, 1932.
41. Страхов Н. М. Тектонические идеи Шухерта. Бюлл. Моск. о-ва исп. прир., № I, 1930.
42. Страхов Н. М. Закономерности орогенических процессов в освещении H. Srille. Бюлл. Моск. о-ва исп. прир., № 3—4, 1932.
43. Сьюорд. Века и растения, 1936.
44. Тетяев М. Основы геотектоники, 1940.
45. Штауб Р. Механизм движений земной коры, 1938.
46. Blackwelder E. Geology of North America, 1915.
47. Born A. Das Aufbau der Erde, 1925.
48. Bubnoff S. v. Geologie von Europa. Bd. I--II (I том переведен на русский язык), 1926 — 1930.
49. Chamberlin and Salisbury. Geology, 1906.
50. Coleman. The ice-ages. 1925.
51. David W. Explanatory notes to accompany a new geological map of the common wealth of Australia. Sydney, 1932.
52. Gert H. Geologie von Südamerika. I, II, 1932.
53. Gignoux E. Traitè de la geologie stratigraphique, 2-е изд., 1936.
54. Grabau A. Migration of geosinclines. Bull. Geol. Assoc. of China, No. 4, 1924.
55. Grabau A. Hystorical geology, 1927.
56. Grabau A. Stratigraphy of China. I — II, 1924 — 1929.
57. Hennig E. Die alte Kerne. Africa, 1936.
58. Houchin. Geology of South Australia. 1929.
59. Kayser E. Handbuch der Geologie, Bd. I — III.
60. Kober L. Der Bau der Erde, 2 Aufl., 1928.
61. Kossmat F. Grundzüge der Palaeogeographie, 1934.
62. Krenkel E. Geologie von Africa, Bd. I — III, 1930 — 1935.
63. Salomon W. Grundzüge der Geologie, Bd. II, 1927.
64. Schaffer F. Lehrbuch der Geologie, Bd. I—II, 1924.
65. Schuchert and Dunbar. Textbook of geology, vol. II, 1933.
66. Staub K. Der Bewegungmechanismus der Erde. 1928.
67. Stille H. Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
68. Wadia D. Geology of India, 1935.
69. Walther L. Einleitung in Geologie als historische Wissenschaft, 1893—1894.
70. Zittel K. v. Geschichte der Geologie und Paläontologie, 1899.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Глава I. **История земной коры в девонский период** 3

1. Органический мир девонского периода и руководящие ископаемые 3
2. Геосинклинальная зона Западной Европы 10
3. Урало-Тяньшанская геосинклинальная область . . . 14
4. Казахстано-Алтайская геосинклинальная область и Саяно-Байкальские каледониды 17
5. Геосинклинальные участки юго-востока Азии и Австралии 19
6. Общие черты девонской истории геосинклиналей Старого Света 21
7. Русская платформа 21
8. Сибирская и Китайская платформы 25
9. Гондванская глыба 25
10. Северная Америка 26
11. Общие черты девонской палеогеографии и истории земной коры 29

Глава II. **История земной коры в каменноугольный период** . 32

1. Органический мир и руководящие ископаемые каменноугольной системы 32
2. Западноевропейская геосинклинальная зона . . . 45
3. Урало-Тяньшанская геосинклинальная область . . . 49
4. Казахская степь, Алтай и Салаиро-Саянская область . 52
5. Гималаи, Китай, Индо-Китай 56
6. Геосинклиналь Восточной Австралии 58
7. Общая схема каменноугольной истории геосинклинальных зон Евразии и Австралии 59
8. Русская платформа 60
9. Сибирская и Китайская платформы 66
10. Гондванская глыба 67
11. Северная Америка 71
12. Андийская геосинклиналь 75
13. Общий характер палеогеографии и движений земной коры за каменноугольный период 76

Глава III. **История земной коры в пермский период** . . . 78

1. Органический мир пермского периода 78
2. Западноевропейская геосинклинальная зона 88
3. Урало-Сибирская геосинклинальная зона 91
4. Юго-восток Азии 96
5. Восточная Австралия 97
6. Общий характер пермской истории геосинклиналей Евразии 98
7. Русская платформа 99
8. Сибирская платформа 103
9. Китайская платформа 105
10. Гондванская глыба 105
11. Северная Америка 108
12. Общие черты истории земной коры в пермский период 110
13. Смена органических форм в конце пермского периода и возможные причины ее 112

Стр.

Глава IV. **Основные черты герцинского тектонического этапа истории земной коры** 113
1. Основные черты герцинских деформаций в геосинклинальных зонах 113
2. Структурные изменения платформ в герцинский тектонический этап 119
3. Схема герцинских движений земной коры 123
4. Об особенностях физико-географической обстановки герцинского тектонического этапа 125
5. Некоторые особенности осадконакопления герцинского тектонического этапа 129

Глава V. **История земной коры в триасовый период** . . . 132
1. Органический мир триасового периода 132
2. Средиземноморская орогеническая зона 137
3. Евразийская глыба 146
4. Восточносибирская зона 149
5. Полярный бассейн 150
6. Гондванская глыба 150
7. Северная и Южная Америка 152
8. Общие черты триасовой палеогеографии и истории земной коры 156

Глава VI. **История земной коры в юрский период** . . . 158
1. Органический мир и руководящие ископаемые . . . 158
2. Средиземноморская орогеническая зона 168
3. Евразийская глыба 177
4. Восточносибирская геосинклинальная зона 189
5. Юрское полярное море 191
6. Гондванская глыба 191
7. Северная Америка и Андийская зона 193
8. Общие черты юрской палеогеографии и истории земной коры 197

Глава VII. **История земной коры в меловой период** . . . 199
1. Органический мир мелового периода 199
2. Средиземноморская орогеническая зона 207
3. Евразийская глыба 215
4. Восточносибирская орогеническая зона и прилежащие к ней участки 224
5. Гондванская глыба 225
6. Северная Америка 227
7. Андийская геосинклиналь 232
8. Общие черты меловой истории земной коры 233
9. К вопросу о вымирании органических форм в конце мелового периода 234

Глава VIII. **История земной коры в палеогеновую эпоху** . . 236
1. Органический мир палеогеновой эпохи 236
2. Средиземноморская орогеническая зона 240
3. Евразийская глыба 249
4. Восточноазиатская геосинклинальная зона 256
5. Гондванская глыба 256
6. Северная Америка и Анды 258
7. Общие черты палеогеографии и истории земной коры в палеогеновую эпоху 259

Глава IX. **История земной коры в неогеновую эпоху** . . . 261
1. Органический мир неогеновой эпохи 261
2. Миоцен западной части Средиземноморской орогенической зоны 265
3. Плиоцен западной части Средиземноморской орогенической зоны 277

Стр.

4. Неоген восточной половины Средиземноморской орогенической зоны 285
5. Общие черты развития Средиземноморской орогенической зоны в неогеновую эпоху 288
6. История Евразийской глыбы в течение неогена . . 289
7. Неоген Восточноазиатской зоны 290
8. Неоген Гондванской глыбы 291
9. Неоген Северной Америки и Андийских цепей . . . 291
10. Общие черты неогеновой палеогеографии и истории земной коры 292

Глава X. **История земной коры в четвертичный период** . . 294

1. История четвертичных оледенений северной части Европы 295
2. История Северной Азии в четвертичный период . . 307
3. Оледенение Северной Америки 309
4. Общая характеристика истории северной околополярной области Земли в четвертичный период 310
5. История горных областей северного полушария . . . 311
6. Основные процессы четвертичного периода на площади внеледниковых равнин 312
7. История Средиземного, Черного и Каспийского морей в четвертичный период 315
8. Общие черты истории континентов южного полушария в четвертичный период 321

Глава XI. **Эволюция земной коры за альпийский тектонический этап** 322

1. Строение областей альпийской складчатости . . . 322
2. Деформация герцинских складчатых структур в альпийский тектонический этап 331
3. Альпийская тектоника платформ 335
4. Особенности альпийского тектогенеза сравнительно с тектогенезом предшествующих этапов 338
5. Общий ход геотектогенеза в течение альпийского этапа . 338
6. Об особенностях физико-географической обстановки в альпийский этап 342

Глава XII. **Некоторые закономерности тектогенеза и литогенеза истории земной коры** 348

1. Об общем ходе и закономерностях складкообразования в истории сиаль 348
2. О процессах превращения геосинклинальной области в складчатую область 354
3. Об отражении тектонической эволюции сиаль в литогенезе 362

Глава XIII. **Проблема восстановления истории земной коры, как целого, и опыты ее решения в современной геологии** . . 374

1. Геосинклинальная теория (Э. Зюсс, Э. Ог, Л. Кобер, А. Д. Архангельский, М. М. Тетяев) 374
2. Теория постоянства океанических впадин и континентальных массивов (Ч. Шухерт, У. Уиллис, Д. Дэна) . . 377
3. Теория плавания континентов А. Вегенера 379
4. Теория Дж. Джоли 382
5. Теория плавания континентов Р. Штауба 385
6. Некоторые замечания по поводу изложенных теорий 387

Редактор *А. В. Пейве* Техредактор *А. И. Красновская*

Сдано в набор 8/VIII 1947 г. Подписано в печать 4/X 1948 г.
Формат 70×92¹/₁₆ Объем 24¾ + 10 карт. Уч. изд. л. 32,3
А08598. Тираж 15000. Зак. 353. Цена 17 р. 50 к. Карты 9 р. 50 к.

Набрано в 1-й типографии Госгеолиздата, 2-я Мещанская ул., д. 97.
Отпечатано в тип. Металлургиздата, Москва, Цветной б., 30. Зак. 920

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
33	1 снизу	4—Cordaites	4—Calamites
117, подпись к рис. 38	1 снизу	λ-граниты	γ-граниты
	7 снизу	D_1^O	D_1^P

Зак. 920. Страхов, ч. II.

8563