

# ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
· НАУКА ·



ПРОБЛЕМЫ  
ТЕКТОНИКИ  
ЗЕМНОЙ  
КОРЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

PROBLEMS  
OF THE EARTH  
CRUST  
TECTONICS



PUBLISHING OFFICE  
«NAUKA»  
MOSCOW  
1981

# ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ



ИЗДАТЕЛЬСТВО  
«НАУКА»

МОСКВА  
1981



В сборнике рассмотрены актуальные аспекты теоретической и региональной тектоники. К ним относятся вопросы формирования и расчлененности оболочек земной коры, ранних этапов ее развития, тектоники океанов, рифтогенеза и др. В региональном плане с новых идейных позиций проведен тектонический анализ Центрального Казахстана, Енисейского края, Монголии, Западной Австралии и других областей. Значительное внимание уделено тектонике дна Черного моря.

Ответственные редакторы:

А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Responsible editors:

A. V. PEIVE, Yu. M. PUSHCHAROVSKY

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В Геологическом институте АН СССР сложилась традиция — время от времени публиковать сборники, посвященные интересным и значительным тектоническим проблемам. К их числу принадлежат такие книги, как «Проблемы теоретической и региональной тектоники» (1970 г.), «Тектоническое развитие земной коры и разломы» (1979 г.), «Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР» (1980 г.). Расходятся они чрезвычайно быстро, что свидетельствует о большой актуальности и несомненно интересных решениях рассматриваемых вопросов.

Хотим отметить, что в качестве авторов статей в таких книгах выступают как крупнейшие ученые, имена которых известны всей стране, так и молодые исследователи.

Предлагаемый сборник не является исключением в этом смысле. В нем приняли участие коллеги, сотрудники и ученики академика Александра Леонидовича Яншина, геолога необычайно многогранного, которому 28 марта 1981 г. исполняется 70 лет. К своему юбилею он пришел с исключительными достижениями в различных областях геологии, но прежде всего в тектонике. Александру Леонидовичу авторский коллектив и адресует эту книгу.

Содержание книги разнообразно. Большое внимание в Геологическом институте в последний период привлекла проблема тектонической расслоенности литосферы. Ее разработка, которая уже ведется, безусловно, раскроет многие новые стороны тектонического процесса на Земле, значительно более сложного, чем это предусматривается любой из существующих схем. В книге помещена статья, содержащая основные положения предлагаемой тектонической модели литосферы. Среди других работ общего характера читатель найдет статьи о геофизических разделах в литосфере, о рифтогенезе, строении и образовании океанических впадин, ранних этапах развития земной коры, формировании континентальной коры, наконец, вообще о теоретической тектонике.

Безусловно, привлечет внимание статья о трансгрессивном залегании соленосных формаций — явлении, о котором раньше

не было известно. Региональные статьи касаются тектонических проблем Монголии, Енисейского края, Севера СССР, Паннонского бассейна, Черного моря. Все они очень новы и по фактическому материалу, и по выводам. Особо следует сказать о проблеме формирования континентальной земной коры. Исследованиями Геологического института уже более 10 лет назад дано ее принципиальное решение. Было показано, что континентальная кора образуется в результате сложных структурно-вещественных преобразований коры океанического типа. Главным основанием для этого послужила аналогия в строении земной коры океанов и офиолитовых серий континентов, которые поэтому рассматриваются как фрагменты древних океанических структур. Отсюда был сделан логический вывод, что земная кора, по крайней мере в неогее, проходит в своем развитии три основные стадии — океаническую, переходную и континентальную. Во многих статьях сборника, как общего характера, так и региональных, затрагиваются те или иные стороны этой фундаментальной проблемы.

*А. В. Пейве, Ю. М. Пуцаровский*

## ГЕОЛОГИЯ РАЗДЕЛА МОХОРОВИЧИЧА

На рубеже XX в. философская доктрина фиксизма, господствовавшая в геологии до этого времени, перестала удовлетворять геологов. Структуру Средиземноморья и Центральной Европы, особенно Альп, трудно стало объяснять контракцией. Появились новые концепции о значительных горизонтальных перемещениях блоков земной коры и новые гипотезы о механизме их перемещения, в частности уже тогда возникли гипотезы о подкоровых течениях в мантии. Этими работами началась теперь уже почти столетняя история формирования философской доктрины мобилизма, в которой появилось множество разных концепций. Наиболее выдающейся из них была теория А. Вегенера о дрейфе континентов, опубликованная им в 1912 г.

В настоящее время разные варианты мобилистского объяснения геологических явлений хорошо разработаны, и возвращение геологии к доктрине фиксизма было бы равнозначно возвращению науки в докоперниковские времена. Ход развития геологии делает это невозможным. Вместе с тем бурное развитие и укрепление в наше время идей мобилизма никто, конечно, не считает завершившимся процессом.

Я хотел бы обратить внимание на открытые и изученные в последние годы новые явления, которые могут существенно пополнить и развить мобилизм в геологии, изменить или усовершенствовать многие положения концепции тектоники плит и по-новому объяснить дрейф континентов.

Земля по своим физическим свойствам расслоена на оболочки, или сферические плиты. Наблюдения над прохождением скорости продольных и поперечных сейсмических волн привели к открытию в 1909 г. сейсмологом Мохоровичичем раздела, который был затем назван его именем. Раздел Мохоровичича, или граница М, среди других известных ныне разделов земных оболочек выражен наиболее ясно, иногда в виде маломощной зоны, а иногда в виде четкой поверхности, разделяющей породы с резко различными скоростями сейсмических волн. Раздел М, ниже которого скорость продольных волн 8 км/с и больше, считается нижней границей земной коры. Она имеет глобальное распространение. Наблюдаются некоторые аномалии лишь в поясах континентальных и океанических гор, что можно связать с расплавленным или сильно разогретым состоянием нижней коры в корнях гор. Нужно отметить, однако, что многие геофизики считают аномальные по сейсмическим скоростям тела в корнях океанических гор мантийными диапирами.

К концу 70-х годов в результате драгирования коры современных океанов и изучения офиолитовых поясов континентов были получены новые данные, позволившие дать не только геофизическую, но и геологическую характеристику пород ниже и выше раздела М. В руках геологов оказались полные и, как выяснилось, довольно разнообразные раз-

резы горных пород коры современных океанов и сравнимые с ними разрезы пород из тектонических фрагментов океанической коры геологического прошлого, детально изученные в офиолитовых поясах континентов.

С подводных управляемых аппаратов в океанах геологи наблюдали раздел М в натуре, а на континентах картировали его на значительных площадях. Канадские геологи, например, закартировали обширный тектонический фрагмент раздела М нижнепалеозойского времени в Северных Аппалачах.

Стандартный обобщенный разрез офиолитовой ассоциации горных пород состоит внизу из комплекса тектонизированных гардбургитов, лерцолитов и дунитов. Малоизмененные породы этого комплекса по своим физическим свойствам соответствуют породам верхней мантии.

Выше лежит, как правило, менее тектонизированный габбровый комплекс, начинающийся полосчатой серией и завершающийся толщей параллельных даек. Габбровый комплекс по своим характеристикам соответствует третьему геофизическому слою. Границу Мохоровичича большинство геологов проводят по основанию полосчатого комплекса.

Завершается разрез офиолитовой ассоциации комплексом подушечных базальтов толеитового состава, верхняя часть которых в океанах изучается глубоководным бурением. Базальты соответствуют второму слою океанической коры, лежат в основании кремнистых, иногда относительно мелководных карбонатных отложений первого слоя.

Отдельные члены офиолитовой ассоциации часто разделены разломами, полные разрезы наблюдаются редко. Имеются разрезы, где базальты стратиграфически налегают прямо на серпентинизированные ультрабазиты. Разрезы офиолитовой ассоциации во многих поясах хорошо изучены и сопоставлены между собой [Колман, 1979; Ophiolites..., 1979].

В океанической и, по-видимому, в континентальной коре, особенно при тектоническом утонении последней, в зоне раздела Мохоровичича происходят мощные процессы гидротермальной переработки пород верхней части мантии и мафической части нижней коры (серпентинизация, цеолитизация, родингитизация и т. п.), что приводит к потере вязкости горных пород в этой зоне. Серпентинизацией затронуты все породы на глубинах, где температура не превышает 500—550° С. Если учесть, что в такие температурные условия могут попадать и глубинные массы (вплоть до астеносферы), поднятые в результате тектонических или магматических процессов, то роль серпентинизации в преобразовании мафических и ультрамафических пород приуменьшать не следует. Несерпентинизированных ультрабазитов в офиолитовых поясах мы практически не знаем. При более высоких ступенях регионального метаморфизма в перидотитах могут кристаллизоваться тальк, хлорит и карбонаты.

Серпентинизация перидотитов сопровождается резким изменением их физических свойств: плотность уменьшается с 3,3 у перидотитов до 2,55 у серпентинитов; скорость продольных сейсмических волн — с 8 до 5 км/с; понижается прочность; увеличивается пластичность пород [Асланян и др., 1976; Колман, 1979]. В результате этого при сравнительно низких напряжениях широко развиваются процессы пластического течения на разных глубинных уровнях. Тектоническое течение горных масс приводит к срыву и дисгармоничному смятию разных по физическим свой-

ствам пластин и плит, к скучиванию и диапиризму горных масс в одних зонах и к растеканию, спредингу — в других.

Гидротермальные изменения горных пород и процессы низкотемпературного метаморфизма в формирующейся океанической коре в зоне раздела Мохоровичича широко развиты и могут иметь не только тектоническое, но и очень важное металлогеническое значение. Данные по распределению стабильных изотопов свидетельствуют о том, что в нагретых горных массах офиолитов циркулировала морская вода, которая под давлением в сотни атмосфер и будучи сильно нагретой является весьма агрессивной средой и выщелачивает из формирующейся океанической коры не только тяжелые металлы — Fe, Ni, Cu и др., но также литофильные элементы — K, Mg и др. При низкой температуре возникают смектиты, а при более высокой — хлориты.

Эти рудоносные растворы служат источником для формирования широко распространенных металлоносных красноморского типа осадков, а также стратиформных сульфидных залежей в подушечных лавах второго слоя. Не исключено, что источником металлов для комплексных руд, отложенных в океанах в виде железо-марганцевых конкреций, являются подобные гидротермы.

В 1978 г. в Восточно-Тихоокеанском хребте на  $21^{\circ}$  с. ш. открыто современное рудообразование, которое может быть хорошей актуалистической моделью для рудообразования геологического прошлого. Согласно первой, очень краткой, информации [Abelson, 1979], здесь с подводных аппаратов обнаружен высокодебитный концентрированный рудный раствор с температурой  $400^{\circ}$  C, под давлением 250 атм, истекающий из подводного хребта на глубине 2500 м. Около выходов этих источников отлагаются массивные сульфидные руды, содержащие Fe, Zn, Pb, Cu, Ag, Au и Pt. Содержания элементов достаточны для разработки при условии суши. Гидротермальную переработку формирующейся молодой и современной океанической коры нужно учитывать при прогнозах поисков полезных ископаемых в отложениях океанической стадии развития континентальной коры фанерозоя и в более зрелой сиалической коре в виде продуктов регенерации месторождений с мантийным источником вещества.

В современных геологических моделях строения и развития литосферы большое значение придается астеносфере, т. е. слою пониженной вязкости материала верхней мантии, обнаруженному на разной глубине под океанами и континентами. Предполагается, что в астеносфере происходит частичное плавление горных пород и что ее реологические свойства определяют возможность конвективных течений в мантии, вызывающих дрейф литосферных плит. Астеносфера, таким образом, рассматривается в качестве крупнейшей неоднородности в мантии Земли, регулирующей и определяющей происхождение и развитие главнейших геологических явлений — магматизма и движений в земной коре. Хотя конвекция как механизм перемещения литосферных плит многими исследователями подвергается критике, но существование самой астеносферы нельзя отрицать, как нельзя отрицать и того, что геологические явления, совершающиеся в ней, связаны с длительно протекающим глобальным цепным процессом нарушения и восстановления устойчивости в верхних оболочках Земли.

Наилучшей, на наш взгляд, моделью развития тектонических и магматических процессов в литосфере является тектоника плит, но она в

связи с быстрым прогрессом наших знаний о строении литосферы нуждается теперь в известных поправках. Прежде всего стало ясно, что по своим физическим и реологическим свойствам литосфера представляет собой весьма сложное образование. В коре и в верхней мантии также обнаружены многочисленные неоднородности. Особенно четко геологически и геофизически они выражены в зоне перехода кора — мантия близ поверхности М. Хотя эти неоднородности по сравнению с астеносферой меньше по своим масштабам, но сами по себе они имеют, по-видимому, большое значение для понимания геологического строения верхних оболочек Земли. Очевидно, они должны свидетельствовать о еще большей тектонической и магматической мобильности вещества, слагающего литосферу, чем это предполагается концепцией тектоники плит.

Последняя исходит, как известно, из чрезвычайно упрощенной предпосылки о жесткости, твердости и реологической однородности гигантских литосферных плит на всю их мощность. Согласно этой концепции, кора и мантия Земли и отдельные их части имеют прочные механические связи между собой и континенты как бы «впаяны» в мантию. В свое время такие представления послужили основанием для отрицания многими, если не большинством, учеными теории дрейфа континентов в понимании Вегенера, т. е. путем срыва сиалической коры с мантийного основания. Очевидно, мы можем предполагать, что не только литосфера как целое движется и дислоцируется дисгармонично по отношению к астеносфере, но и внутрилитосферные коровые и мантийные плиты и пластины сминаются дисгармонично, образуя в конечном счете очень сложную внутреннюю тектоническую структуру литосферы в целом. Во время крупных тектонических фаз, одновременно охватывающих по глубине всю литосферу, а не только кору, а по латерали, по-видимому, всю Землю, происходит дифференциальное перемещение плит и пластин и их скупивание в одном месте, растяжение и растекание — в другом. При этом в литосфере формируются новые крупные неоднородности или «аномальные» тела меньшего масштаба, определяющие специфику ее развития, и прежде всего магматизма. Наиболее крупные аномальные тела в результате дисгармоничного тектонического перетекания материала возникают ниже или выше той или иной зоны пониженной вязкости. В мантийных «аномальных» зонах и телах, если они находятся в подходящих для этого условиях температуры и давления, возникают базальтовые магмы, а в «аномальных» телах коры формируются гранитоидные магмы.

Естественно, что когда коровый и мантийный магматизм синхронны, т. е. связаны с одной и той же глобальной тектонической фазой, что является обычной закономерностью, они разобщены пространственно. В общем случае мантийный базальтоидный магматизм возникает в зонах скупивания ультрамафитового и мафитового материала, а коровый — в зонах скупивания сиалического материала.

Зоны скупивания меланократовых мантийных пород возникают и формируются в тех местах, где выпележающая континентальная или океаническая кора подвергается тектонической деструкции, утонению и растяжению (грабены, рифты, авлакогены и др.), а зоны скупивания сиалических коровых масс представлены складчато-надвиговыми хребтами, имеющими обычно «корни» гор. Широкие и весьма протяженные сиалические орогены типа Гималайско-Альпийского или Западно-Американского, так же как и сходные по масштабам мафические орогены молодых срединно-

океанических хребтов, вряд ли можно объяснить без горизонтального тектонического скупивания горных масс. Естественно, что эти явления сами по себе указывают на дисгармоничный характер деформаций. В связи с этим обращает на себя внимание глобальная закономерность, заключающаяся в том, что амплитуда рельефа поверхности М в несколько раз больше амплитуды рельефа поверхности консолидированной земной коры. Это свидетельствует о большей мобильности, пластичности и текучести мантийных масс по сравнению с коровыми. В последнее время появляются работы, в которых делается попытка показать, что плиты, сложенные тяжелыми меланократовыми породами, перемещаются в несколько раз быстрее более легких сиалических плит, хотя те и другие движутся в одном и том же направлении. Это неизбежно приводит к срыву и дисгармоничному смятию таких разнородных плит. При этом разница в величинах перемещения или, лучше сказать, тектонического течения горных масс в мантийных и коровых плитах за единицу времени может достигать значительных величин.

Есть немало данных, что, помимо явления глубинной астеносферной субдукции, сиалическая кора континентов на больших пространствах сорвана с симатической оболочки близ поверхности М. Наиболее изученным примером в этом отношении является западный край Северо-Американского континента, где континентальная кора перекрывает океаническую и скользит по ней, погребая под собой и осадочные образования мезозойско-кайнозойского возраста. Это явление можно назвать подкоровой субдукцией. В более крупном плане срыв континентов по своему основанию подтверждается явлением дискордантности структур океанической и континентальной коры, на что мы уже обращали внимание раньше.

Рассмотрим проблему зон срыва более подробно.

Наиболее распространенным типом нарушений, подтверждающих концепцию тектонической расслоенности литосферы, являются сорванные покровы, установленные сейчас практически во всех складчатых сооружениях мира. Срыв при этом может происходить в литосфере на любом уровне в зависимости от физических свойств геологического разреза литосферы.

Лучше всего изучены обширные аллохтонные пластины, сложенные в основном осадочными породами. Это чехольные сорванные покровы, которые формируются в результате срыва чехла с фундамента и расслоения шарьрируемой толщи на дифференцированно смещаемые элементы. Для них характерны дисгармоничные дислокации, возникающие при полойном течении вещества. Чехольные аллохтоны описаны во всех складчатых сооружениях Альпийского пояса, во многих частях Тихоокеанского кольца, в Аппалачско-Скандинавском складчатом поясе, на Урале и в Тянь-Шане, а также в некоторых других регионах. Амплитуда сорванных чехольных покровов невелика. Она обычно не превышает первые десятки километров, хотя местами оценивается величиной более ста километров. Анализ структуры некоторых хорошо вскрытых складчатых сооружений показывает, что покровы чехла являются поверхностным отражением глубинных деформаций.

В хорошо изученных и глубоко вскрытых складчатых сооружениях, таких, как Альпы, Памир, Кавказ, Гималаи и другие, наряду с покровами чехла присутствуют аллохтонные массы, сложенные породами гранито-гнейсового и ультрабазито-габбрового комплексов. Это коровые и

мантийные покровы. Примерами коровых покровов могут быть покровы Восточных Альп, Мармарошский и Гетский покровы в Карпатах, Пелатонийский в Динаридах, Битлисский и Аланья в Тавре, покровы Высоких Гималаев и др.

Коровые шарьяжные пластины нередко тектонически залегают одна на другой, иногда тектонически переслаиваются сильно смятым чехлом или тектонитами чехла и мантии. Иногда эти, казалось бы монолитные, коровые глыбы сами оказываются тектонически расслоенными.

Глубинные шарьяжи, в которых участвует океаническая кора, мы называем мантийными. Офиолитовые альпинотипные аллохтоны, которые, несомненно, относятся к океанической коре, хорошо изучены на островных дугах Тихого и Атлантического океанов и в молодых складчатых сооружениях, обрамляющих эти океаны (Корякия, Камчатка, Сахалин, Япония, Филиппины, Новая Каледония, Новая Гвинея, Куба и ряд других районов).

Гораздо лучше изучены офиолитовые аллохтоны на континентах. Они подробно описаны сотрудниками Геологического института на Урале, Кавказе, в Тянь-Шане, на Памире, в Корякии, на Кубе.

Большинство наших ученых, изучающих офиолиты, провели маршрутные исследования в офиолитовых поясах Альп, в Апеннинах, Карпатах, Тавре, Загросе, Центральном Иране, Калифорнии, Аппалачах, Монголии и в ряде других складчатых сооружений мира. Нашими и зарубежными геологами за последние 10 лет были заново описаны почти все офиолитовые пояса континентов и островных дуг, а также частично офиолиты дна океанов. Геологи, изучившие эти образования и доказавшие их аллохтонное залегание в земной коре континентов, единодушно признают в этих породах океаническую кору геологического прошлого, потому что разрезы ее и по составу, и по тектонике, и по стратификации весьма сходны с разрезами коры современных океанов.

Глубинные зоны срыва происходили в верхней мантии на разных уровнях: и близ поверхности Мохоровичича, и глубже, в основании дунит-гарцбургитового комплекса, и на любой другой глубине. В случае срыва близ поверхности Мохоровичича разрез аллохтона начинается обычно с полосчатого комплекса, а нижний элемент (гарцбургиты) отсутствует.

Рассмотренный в этой статье материал свидетельствует о том, что формирование структур с корой океанического типа происходит в процессе срывов на границе коры и мантии, т. е. на более высоких уровнях, чем астеносфера.

Предлагаемая нами концепция глобальной структурной расслоенности литосферы основана на признании большой роли разного типа физико-химических неоднородностей в литосфере, которые и определяют течение геологических процессов в ней и ее внутреннюю структуру. Особо важное значение мы придаем структурной дисгармонии между корой и мантией, приводящей к большому пространственному перераспределению материала литосферы. Это может по-новому объяснить дрейф континентов и многие явления магматической деятельности и металлогении. В частности, представляется невозможным удовлетворительно объяснить необычное разнообразие магматических и металлогенических явлений, синхронных дрейфу их литосферы на континентах, если последняя перемещается как единая плита. Эта проблема ждет еще своей разработки в целях поисков более рациональных ответов на вопрос о связи магма-

тизма и металлогении с тектоническими движениями, формирующими внутреннюю глубинную структуру литосферы.

О большой текучести и ползучести мантийных перидотитов, изученных теперь тонкими петроструктурными методами в тектонических фрагментах как коры континентов, так и коры современных океанов, свидетельствуют многофазные тектонические их деформации в различных условиях температуры и давления еще в глубинных мантийных условиях. Выясняется, что все альпинотипные перидотиты тектонизированы. Экспериментальные данные [Лучицкий и др., 1967] также свидетельствуют о том, что вязкость перидотитов при сравнительно невысоком давлении и температуре вполне сравнима с вязкостью мраморов в тех же условиях. Эти деформации свидетельствуют о большой подвижности материала мантии.

Современные концепции мобилизма должны учитывать эти явления, приводящие к формированию гораздо более «пластичной» и «мобильной» тектоники земной коры и верхней части мантии, чем это представляется в концепциях тектоники жестких, излишне геометризованных плит. Это приведет к дальнейшему развитию и укреплению мобилистской философской доктрины в геологии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Асланян А. Т., Аратюнян А. В., Воларович М. П., Левыкин А. И. Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и спрединговых структур литосферы.— Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1976, № 5, с. 3—12.
- Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
- Лучицкий И. В., Громин В. И., Ужаков Г. Д. Эксперименты по деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур. Новосибирск: Наука, 1967. 72 с.
- Abelson Ph. New opportunities for geologist.— Episodes, 1979, N 4, p. 25—27.
- Ophiolites of the Canadian Appalachians and Soviet Urals.— Mem. Univ. Newfoundland, 1979, Rept N 8, 165 p.

## О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОКЕАНОВ В СВЯЗИ С ИХ ТЕКТОНИЧЕСКИМ РАЙОНИРОВАНИЕМ

Тектоническое районирование дна океанов столь же необходимо, как и тектоническое районирование континентов. Оно позволяет выявить структурные области, существенно отличающиеся одна от другой геологической историей и происхождением. Мы далеко продвинулись в понимании структуры континентальных блоков Земли прежде всего благодаря их тектоническому районированию, ярко отраженному на обзорных геологических картах. Такие карты составлены для всех материков нашей планеты. Они, и это очень важно подчеркнуть, дали новый импульс не только развитию теоретических идей, главным образом в плане понимания закономерностей формирования платформ и складчатых областей, но и построениям, касающимся размещения в земной коре и происхождения различных полезных ископаемых. В геологии всегда было так, что каждая серьезная тектоническая идея плодотворно сказывалась на развитии исследований прикладного характера.

Форсированное изучение геологии океанов началось после второй мировой войны. Если иметь в виду фактические сведения, то за истекшие десятилетия сделано немало. Это прежде всего относится к выяснению всех основных черт рельефа Мирового океана, позволившему, в частности, типизировать структурные формы; к проведению глубоководного бурения, давшего богатые материалы для развития всех геологических дисциплин; к сбору данных о вещественном составе пород второго и третьего слоев коры и верхней мантии океанов; к получению обширных сведений о геофизических полях различного рода.

Осмысливание получаемых фактических сведений шло под обычным историко-геологическим углом зрения до тех пор, пока не распространилась гипотеза тектоники литосферных плит. Эта гипотеза, как хорошо известно, нацелена на создание универсального для литосферы механизма движений. Проблемы типизации тектонических форм, их геологической эволюции, естественных пространственных ассоциаций и соответственно тектонического районирования гипотезой литосферных плит по существу не затрагиваются. Вместе с тем изучение тектонических движений в океанах показывает, что они многообразны. Сводовые воздымания в океанической коре можно проиллюстрировать краевыми океаническими валами и отдельными валообразными поднятиями в центральных частях океанов. Некоторые поднятия, такие, как Гавайское, представляют собой сводово-вулканические формы.

Значительные опускания участков океанского дна доказаны разрезами глубоководных скважин. Во всех океанах существует много фактов, свидетельствующих о распространении на огромных глубинах меловых или кайнозойских осадков, отлагавшихся в заведомо мелководных условиях. Однако автор уже касался тектонического значения этого факта в одной из недавних публикаций.

Крупные горстовые формы иллюстрируются Восточно-Индоеокеанским поднятием (хребет  $90^\circ$ ). Оно тоже было описано. Большие вертикальные движения по разломам с амплитудой в несколько километров доказаны в разломе Оуэн, где имеется стена, сложенная гипербазитами мантии, высотой 3 км. Сходная картина имеется в районе банки Горридж к западу от Португалии. Можно привести и другие примеры. На дне океанов установлены многочисленные приразломные рвы, или щели (иногда их называют желобами). Это, например, глубоководные впадины Оби или Диамантина в Индийском океане и ряд других. В некоторых случаях выявляются формы, имеющие рифтовую природу, что доказано, например, в Галапагосском районе. Это локальные рифты.

Все больше появляется данных, свидетельствующих о горизонтальном движении пластин в литосфере океанов, приводящем к сжатию и тектоническому скучиванию пород в одних местах и растяжению в других. Здесь нужно сделать небольшое отступление.

В Геологическом институте под руководством А. В. Пейве в самое последнее время начало разрабатываться новое и, на мой взгляд, чрезвычайно перспективное направление — изучение тектонической расслоенности литосферы. Как показали исследования последних лет, мантийные породы фундамента океанов, а также мантийные породы, находящиеся на континентах в виде фрагментов глубинных тектонических структур, подвержены разнотипным многостадийным деформациям, в том числе пластическим, происходившим в подкорковых условиях на разных уровнях. Это свидетельствует о большой тектонической мобильности и текучести материала глубинных слоев литосферы, что приводит к ее тектонической расслоенности. Латеральное перемещение внутрилитосферных масс имеет различную скорость, что вызывает деформации, скучивание и растяжение глубинных слоев. Изучение глубинных процессов и неоднородностей — это, несомненно, тот путь, по которому пойдет геология в ближайшие десятилетия. Многослойная тектоническая модель литосферы позволяет по-новому объяснять многие геологические явления.

Во время экспедиций 24-го и 23-го рейсов нис «Дмитрий Менделеев», организованных ИО и ГИН АН СССР, основательно исследовалось поднятия Шатского и Хесса в Тихом океане, где мощность океанической коры увеличена втрое по сравнению с абиссальными впадинами. С очень большой долей вероятности можно считать, что такое увеличение произошло за счет тектонического скучивания глубинных масс. В сторону впадин кора утоняется. Наиболее тонкая кора отмечается в центральных частях котловин. Это участки оттока, растяжения глубинных масс.

С помощью модели литосферной расслоенности можно объяснить отсутствие вулканизма в разломе Сан-Андреас и в субширотных разломах-гигантах на северо-востоке Тихого океана. Они располагаются в самой верхней части литосферы, проникая на глубину не более 20 км, где лежат «поверхности релаксации», т. е. находится другой тектонический ярус. В то же время протяженные зоны проницаемости, находящиеся в основании линейных вулканических хребтов, расположенных на западе Тихого океана (таких, как Императорское поднятие, поднятия Лайн, Табуан, Кука и др.), имеют глубокое заложение, что свидетельствует о тектонической многоярусности литосферы.

Существуют и сложнейшие движения, порождаемые тектонической деструкцией на океанических окраинах. Их результат — появление мик-

роконтинентов, расположенных иногда очень далеко от материков, с одной стороны, и образование вторичных океанических впадин — с другой.

Сейчас можно считать доказанным, что в пределах ложа океанов происходят крупные блоковые и сводовые воздымания и опускания, сложные движения, связанные с образованием и развитием мировой рифтовой системы, локальное рифтообразование, вертикальные и сдвиговые смещения по разломам, горизонтальные движения пластин, приводящие к сжатию и тектоническому скучиванию пород в одних местах и растяжению в других, раздробление коры, раздвигание ее блоков, образование зон проницаемости и т. д. Все эти процессы порождают разнообразные структурные формы. Поскольку строение земной коры в океанских областях обладает особым характером, то и тектонические формы здесь специфичны. Наглядно это иллюстрируется их очень крупными размерами.

Как уже давно установлено, основные формы рельефа океанского дна адекватны тектоническим формам. Поэтому тектоническое районирование океанов естественно основывать на структурно-морфологическом подходе, учитывая, конечно, и особенности строения земной коры. Исключительно важную роль в становлении такого подхода сыграла работа А. Л. Яншина «Тектоническое строение Евразии» [1965].

Районирование по такому принципу требует прежде всего обособления мировой рифтовой системы, где сосредоточены весьма активные тектонические и сопровождающие их магматические и сейсмические процессы. Для обозначения отдельных звеньев этой системы необходима тектоническая терминология. По аналогии с континентами эти звенья можно называть подвижными океаническими поясами. Главные структурные формы таких поясов — срединные океанические хребты. Это огромные сводообразные тектоно-магматические структуры, осложненные в гребневой полосе рифтогенезом. Процесс рифтогенеза — свидетельство растяжения коры, но он может сопровождаться сжатием ее в соседних зонах. Получаются очень сложные геодинамические соотношения. Большие осложнения в тектонику подвижных поясов вносят поперечные разломы, структурная история которых только начинает раскрываться.

Выделение мировой системы подвижных океанических поясов вызывает необходимость номенклатуры для остальных частей ложа океанов. Автор называет их талассогенами. Они простираются до материковых склонов или глубоководных желобов. Талассогены разнообразны по своему строению и распадаются на отдельные структурные области, районы или зоны. Например, Тихоокеанский талассоген, лежащий к северу от Восточно-Тихоокеанского поднятия, состоит из трех тектонически различных областей: Северо-Западной, наиболее сложной по тектоническому рельефу, Северо-Восточной, отличающейся развитием субширотных разломов-гигантов, и Южной, наиболее простой по строению. Три тектонически очень разных талассогена выделяются в Индийском океане. Они различаются по типам и особенностям распространения микроконтинентов, особенностям строения глубоких впадин и другим признакам. Эти талассогены могут быть подразделены на отдельные структурные районы. Талассогены Атлантики также неодинаковы. Особенно большие различия имеются между тектоническими областями, лежащими к северу и югу от экваториальной полосы.

Вообще следует подчеркнуть, что по мере изучения геологии океанов тектоническое строение талассогенов представляется все более сложным.

при этом каждый океан обладает особым структурным планом. Особенно большое различие имеется между строением дна Тихого океана (с тяготеющей к нему Австрало-Антарктической областью) и других океанов.

Опыт геологии как науки, накопленный за все время ее существования, учит, что специфика геологического строения того или иного участка земной поверхности определяется особенностями его геологической истории. Тектоническое районирование земной коры прямо подводит к этой проблеме и, в частности, к проблеме происхождения океанов, которая, по мнению автора, еще далека от своего решения.

В настоящее время можно считать установленным, что Атлантический океан имеет вторичное происхождение и образовался в результате расхождения расколотых материковых глыб. Данные глубоководного бурения свидетельствуют, что процесс этот начался на юге в позднем мезозое, откуда распространился на север, охватив субарктическую Атлантику и Западную Арктику в конце мела — начале палеогена.

В этих северных областях океан узок, и здесь особенно много фрагментов континентальной коры. Как можно думать, это следствие относительной молодости океанообразования в этом районе. В то же время основные структурные отличия между Южной и Северной Атлантикой, о которых упоминалось выше, обусловлены тем, что в первом случае океан образовался в результате раскалывания древней сialической глыбы Гондваны, а во втором — океан возник на месте раннепалеозойского океанического бассейна (пра-Атлантики), закрывшегося в более позднее палеозойское время. На этом примере хорошо видна целесообразность тектонического районирования океанов по структурно-морфологическим особенностям с точки зрения анализа генетических проблем.

Что касается Индийского океана, то фрагменты континентальных структур, выявленные в его западной и восточной частях, а также новообразованные глубоководные впадины (это доказано бурением), выраженные в рельефе дна абиссальными равнинами, дают основание считать, что в происхождении и этих частей Мирового океана большое значение имели процессы раздробления и расхождения материковых глыб, т. е. процессы тектонической деструкции. Это подтверждается, в частности, разъединением Австралии и Антарктиды.

Совершенно иная картина имеет место в Тихом океане. По площади этот океан лишь немногим уступает всем другим океанам Земли, вместе взятым. Таким образом, это колоссальный массив океанической коры. Фрагментов континентальной коры в нем нет (если не считать Новозеландского плато). Выше говорилось о расчленении ложа океана на крупные тектонические области. Хотя в них распространены тектонические элементы лишь позднемезозойского и кайнозойского возраста, тем не менее в каждой области можно различить явления разрушения старых структур и образования новых. Вообще имеется много доказательств тектонической подвижности океанского дна. Тем самым констатируется тектоническое саморазвитие океанической коры: структурный план меняется, а тип коры остается тем же океаническим.

Мы пока не обладаем техническими средствами для проникновения в кору океанов на большую глубину. Но тем не менее бурение установило, что среди базальтов второго слоя встречаются осадочные породы. Весьма вероятно, что среди метаморфических пород третьего слоя также будут найдены первично осадочные отложения. Драгированием разлома Элта-

нин (24-й рейс нис «Академик Курчатов») они уже были подняты. Это (данные Г. Л. Кашинцева) кремнистые осадочные породы, залегающие среди амфиболитовых сланцев, возникших при метаморфизме океанических базальтов. Их возраст неизвестен.

Если принять во внимание строение периферии Тихого океана, где по всему кольцу обнаруживаются докембрийские, палеозойские и более поздние океанические геосинклинали, то в совокупности со всеми другими особенностями естественно сделать вывод о большой древности Тихоокеанской впадины. Это тем более так, что никаких следов распространения континентальных масс в геологическом прошлом на дне Тихого океана не обнаружено. Древность Тихого океана можно объяснить теорией тектонической асимметрии Земли, Луны и планет земной группы, которая находит сейчас новое подтверждение в геохимических исследованиях инопланетного вещества.

Тектонически Земля разделяется на два почти равновеликих по площади сегмента — Индо-Атлантический и Тихоокеанский. В первом из них сосредоточена подавляющая часть континентальных структур Земли, и здесь распространены молодые океаны. Именно в этом сегменте шло формирование континентальных масс, происходило их раскалывание и перемещение. Все основное, что известно геологам о 4-миллиардной истории Земли, относится к Индо-Атлантическому сегменту. Наоборот, в Тихоокеанском сегменте не было континентов; здесь постоянно существовала океаническая область, развивающаяся особым, пока еще очень мало познанным путем. В этом и состоит главная тектоническая асимметрия Земли. Следует добавить, что эта асимметрия подчеркивается распространением на океанском дне полей железо-марганцевых конкреций. Огромные площади они занимают в Тихом океане и слабо развиты в Атлантике. Налицо планетарная геохимическая неоднородность.

Тихоокеанский сегмент включает в себя не только ложе океана, но и окаймляющий его Тихоокеанский тектонический пояс. Этот пояс объединяет структурные зоны периферии окружающих океан материков — горные складчатые сооружения и сложные структурные комплексы островных дуг. Изучение континентальной окраины востока Азии показывает, что здесь более 1,5 млрд. лет (а дальше неизвестно) существовала полоса океанических структур — краевых морей, островных дуг, глубоководных желобов. Некоторые из таких структур превратились в континент, а часть их находится в составе постоянно меняющейся свое строение подвижной зоны, отвечающей обширной области современного формирования континентальной коры. Общеизвестны вулканические, магматические и сейсмические особенности Тихоокеанского пояса. Все это находит свое объяснение, если понимать Тихоокеанский тектонический пояс как отражение в структуре планеты сложных глубинных процессов взаимодействия двух разнородных ее сегментов. Дрейф континентов дальше зоны взаимодействия не происходил, он сдерживался глубинной тихоокеанской неоднородностью с ее особым геодинамическим режимом.

Последовательный анализ ведет к тому, что главную тектоническую асимметрию Земли нужно рассматривать как отражение первичной неоднородности в строении и развитии планеты, возникшей в период ее аккреции. Это положение получило фундаментальную поддержку в виде данных сравнительной планетологии. Облет Луны в 1965 г. показал, что она тектонически асимметрична и, как Земля, делится на два основных

сегмента. В то же время, по общему признанию, Луна фиксирует очень раннюю стадию развития Земли, когда еще не было гранитно-метаморфического слоя. Космоснимки Меркурия, столь же малоразвитой планеты относительно Земли, как и Луна, также свидетельствуют о его структурной асимметрии. Доказана тектоническая асимметрия Марса, выражающаяся в различном строении его северного и южного полушарий. На этой планете очень вероятно присутствие местами магматических пород среднего состава, а может быть, и типа гранитоидов. Перечень планет земной группы заканчивается Венерой. О ее тектонике данных пока мало, но по ряду свидетельств это тектонически живая планета, наиболее близкая к Земле. Структурная асимметрия здесь более чем вероятна.

Таким образом, планеты земной группы характеризуются глобальными латеральными неоднородностями. Вместе с тем они находятся на весьма разных стадиях развития. Поэтому правомерно считать, что структурные неоднородности — это присущее планетам свойство, проявляющееся на любых стадиях их развития. Естественно предполагать, что оно является результатом первичных неоднородностей, возникших при образовании планет из протопланетной материи. Тектоническая асимметрия отражает крупнейшую первичную неоднородность их недр. Однако еще не ясно, каким образом эта неоднородность определяет различный геодинамический режим в разных сегментах планет. Будущие исследования несомненно приведут к какой-то гипотезе на этот счет. Изложенные здесь представления об асимметрии в той или иной мере имеют своими истоками идеи В. И. Вернадского, а затем Н. С. Шатского.

Что касается проблемы неоднородностей, то тектонические построения в самые последние годы получают поддержку со стороны геохимических исследований. Выявление и анализ изотопных аномалий в веществе метеоритов приводят геохимиков к заключению, что материал протосолнечного облака, из которого образовалась солнечная система, из-за неполного перемешивания продуктов одного или нескольких сверхновых взрывов был изотопно неоднороден [Simonds, 1979]. Более того, делается вывод, что этот материал обладал крупными неоднородностями химического состава и что и то и другое было унаследовано от предшествующих звездных процессов, при которых соответствующие элементы синтезировались. Поэтому конденсация планет происходила из гетерогенной туманности, представляющей собой, возможно, остаток разрушенной сверхновой [Ballard et al., 1978].

Идею о первичной геохимической неоднородности планет недавно широко аргументировал В. Л. Барсуков в своем сообщении о новейших результатах геохимических исследований инопланетного вещества<sup>1</sup>. Всем этим гипотезам несомненно принадлежит большое будущее.

## ЛИТЕРАТУРА

- Япшин А. Л. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—35.  
Ballard R. V., Oliver L. L., Downing R. G., Manuel O. K. Nucleogenetic heterogeneities in chemical and isotopic abundances of the elements. — Meteoritics, 1978, vol. 13, N 4, p. 387—391.  
Simonds C. H. Planetology. — Geotimes, 1979, vol. 24, N 1, p. 42—43.

<sup>1</sup> Доклад на заседании Секции наук о Земле АН СССР 18 декабря 1979 г.

## ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ

В настоящей статье речь идет не о той современной концепции глобального тектогенеза, которая известна под названием «новая глобальная тектоника», или «тектоника плит», а о глобальной тектонике вообще, противопоставляемой региональной, зональной и локальной (детальной) тектонике. Глобальная тектоника рассматривает структурные элементы земной коры (литосферы) начиная с уровня, различного на картах примерно масштаба 1 : 40 000 000 и крупнее, т. е. имеющих по наибольшему измерению не менее 1000 км. Эти структурные элементы заведомо относятся по своей глубинности к категории «общекоровых» (В. В. Белоусов), или глубинных, охватывая всю кору, до поверхности Мохо включительно, или даже литосферу. Структурные элементы земной коры должны непременно изучаться не в отдельности, а в совокупности, в целях выявления закономерностей действительно глобального масштаба.

Возникновение понимаемой таким образом глобальной тектоники следует связывать, очевидно, с именем Л. Эли де Бомона [Elie de Beaumont, 1852], с его «Заметками о горных системах», в которых намечается распределение горных систем на поверхности Земли и делается попытка связать системы одного направления с определенными эпохами тектонических деформаций. Работа Бомона открывает первый этап в изучении глобальной тектоники, охватывающий вторую половину XIX в. Заключают этот этап труды А. П. Карпинского, Э. Зюсса и Э. Ога. «Лик Земли» Зюсса — первый и пока не превзойденный синтез всех данных о строении материков Земли. Работа Э. Ога о геосинклиналях и континентах положила начало разделению земной коры на эти фундаментальные категории.

Второй этап разработки проблем глобальной тектоники начинает знаменитый труд А. Вегенера [Wegener, 1915] «Происхождение материков и океанов», в котором океанам впервые придается в структуре Земли такое же значение, как и материкам, и предлагается принципиально совершенно иная, чем у Зюсса, трактовка их происхождения — раздвижение континентальной коры вместо ее обрушения. Этот этап охватывает период от 40-х до 50-х годов нашего века; к нему относятся несколько крупных обобщений как фиксистского [Kober, 1926; Архангельский, 1941; Мазарович, 1951—1952], так и мобилистского [Staub, 1928; Kraus, 1951] направления. Все эти попытки глобального синтеза имеют общий, неизбежный для своего времени недостаток: они опираются исключительно на данные по континентам, поскольку геология океанов оставалась до начала 60-х годов практически неизученной.

Только с 60-х годов появляется возможность рассуждать о подлинно глобальной тектонике, охватывающей и континенты и океаны, и, следовательно, начинается новый, третий этап развития этого важнейшего направления теоретической геотектоники [Яншин, 1979]. Отнюдь не

случайно этот этап проходит под знаком возрождения идей мобилизма, приобретших форму концепции «новой глобальной тектоники» (в действительности предвосхищенной работами А. Вегенера, Э. Аргана, Р. Штауба, А. Дю Тойта, А. Холмса, Э. Крауса и их единомышленников), или «тектоники плит». Наряду с этой, наиболее популярной и, на мой взгляд, наиболее обоснованной (несмотря на очевидные недостатки, см. В. Е. Хаин [1978, 1979]), моделью глобального тектогенеза продолжают развиваться и другие модели — глубинной дифференциации [Белоусов, 1976], глубинной дифференциации и геондаций [Bemmelem, 1972], расширения Земли [Carey, 1976], из которых только модель В. В. Белоусова является строго фиксистой, а в остальных двух формирование океанических впадин рассматривается, как и в тектонике плит, с позиций раздвига континентальной коры. Некоторые элементы этих альтернативных тектонике плит концепций заслуживают внимания, хотя в целом они, повторяю, значительно уступают в своей полноте и убедительности тектонике плит. К этому вопросу я еще вернусь ниже, а пока предложу обратиться к более подробному анализу предмета глобальной тектоники в различных ее аспектах.

Как и в геологии в целом [Косыгин, Соловьев, 1969], в глобальной тектонике следует различать три главных аспекта — статический, динамический и исторический (ретроспективный); к ним можно добавить четвертый аспект — генетический (глобальная геодинамика).

Статический аспект глобальной тектоники заключается в изучении главнейших, планетарного масштаба черт современной структуры земной коры (литосферы) и в их сопоставлении с глобальными геофизическими полями. При этом могут быть намечены три или четыре уровня глобальных площадных тектонических структур и разграничивающих их линейных швов — элементов глобальной регматической сети. Первый уровень составляет система основных литосферных плит и их дивергентных (мировая океанская рифтовая система), конвергентных (система зон Вадати—Заварицкого—Беньофа) и трансформных границ. Второй уровень образуют континенты и океаны: их границы частично совпадают с границами литосферных плит, частично же проходят внутри последних — в случае пассивных окраин континентов. Третий уровень образуют кратоны — древние ядра континентов и подвижные, геосинклинально-орогенные пояса. Опять же границы континентов и кратонов могут совпадать (примером может служить Африка); эти совпадающие границы в общем отвечают краевым швам кратонов (платформ в понимании Н. С. Шатского). В качестве структур четвертого уровня, переходного к региональным структурам литосферы, можно рассматривать субплиты, выделенные в пределах основных литосферных плит и разграниченные либо трансформными разломами (в океанах, например, разломами-гигантами восточной части Тихого океана), либо континентальными рифтовыми системами (например, Аравийско-Африканской или Байкальской), а также микроплиты, отвечающие микроконтинентам в современных океанах (например, Хаттон-Рокколл в Северной Атлантике) или срединным массивам в складчатых геосинклинальных поясах (например, Индосинийский, Колымский массивы).

Все эти структурные элементы находят свое отражение в глобальных геофизических полях, наиболее четко фиксируемых наблюдениями с искусственных спутников Земли. Таковы гравитационное поле; магнит-

ное поле, положительные аномалии которого, как теперь выясняется, отвечают выступам фундамента кратонов и крупных срединных массивов; поле теплового потока, коррелирующееся с изменениями мощности литосферы; поле аномалий геоида, отражающих, в частности, крупные разломы Тихого океана, например разлом Мендосино [Crough, 1979]; поле сейсмической активности Земли, в котором зоны резко повышенной плотности очагов позволяют наметить границы литосферных плит, а также субплит и микроплит.

К числу структурных элементов глобального или субглобального масштаба относятся еще глобальные кольцевые структуры типа выявленных в пределах Украинского щита О. Б. Гинтовым [1973], диаметром 350—450 км. Еще более крупной структурой такого рода может являться, например, материк Антарктиды (без Антарктического полуострова) или Канадская впадина Северного Ледовитого океана. Представляет огромный научный интерес проблема пространственных и временных соотношений кольцевых структур с линейными, доминирующими в современном структурном плане литосферы. Мнение об исключительной древности крупных кольцевых структур является, видимо, упрощением; что касается глубинности, то кольцевые структуры в общем, очевидно, носят более глубинный характер, чем линейные. В целом, повторяю, проблема мало разработана, так как только успехи космогеологии заставили геологов по-настоящему обратить внимание на кольцевые структуры.

Еще одна важнейшая проблема, относящаяся к глобальному структурному плану Земли, — проблема его диссимметрии. Последняя выражается прежде всего в противоположности континентального и океанского (Тихоокеанского) полушарий, отмеченной уже А. Д. Архангельским и В. И. Вернадским, но привлекавшей особое внимание в последние годы в связи с обнаружением сходной диссимметрии на Луне и других планетах земной группы [Пущаровский, 1978; Хаин, 1975]. Наблюдается также диссимметрия между северной, занятой океаном, и южной, занятой материком, полярными областями Земли.

Второй аспект глобальной тектоники — динамический (кинематический) — состоит в выявлении современных движений и вообще современной эндогенной активности верхних оболочек твердой Земли. Геодезической и геофизической информации принадлежит в этом деле значение не меньшее, и даже намного большее, чем собственно геологической. Так, направление относительных смещений литосферных плит определяется на основании динамических параметров очагов землетрясений, а скорость этих смещений — по расстоянию между линейными магнитными аномалиями молодого возраста по обе стороны срединно-океанских рифтов. Точные геодезические измерения с помощью лазерных приборов раскрытия рифтов на севере Исландии и в Аффаре, совпавшего с крупными трещинными извержениями и землетрясениями, по существу впервые наглядно подтвердили реальность расширения рифтовых зон [Tarantola et al., 1979; Björnsson et al., 1979].

Большой интерес представляет изучение распределения современных напряжений в земной коре как с помощью специальных приборов, устанавливаемых в горных выработках (у нас на Кольском полуострове), так и путем косвенных наблюдений, например, над искажением круглого сечения стволов буровых скважин на нефтяных месторождениях [Bell, Gough, 1979]. Несмотря на некоторую противоречивость, эти дан-

ные указывают на повсеместное, очевидно за исключением рифтовых зон, преобладание сжимающих напряжений, что подтверждается и определением динамических параметров очагов так называемых внутриплитных землетрясений, например, в пределах Южной Америки [Mendiguren, Richter, 1978] или района моря Беллинсгаузена [Okol, 1980].

К числу проявлений современной геодинамики относятся также вулканические извержения с их глубинными, мантийными и промежуточными коровыми очагами.

Рассматривая динамический аспект современной глобальной тектоники, необходимо учитывать, что тектонические движения существенно иначе реализуются в хрупкой верхней оболочке Земли — литосфере и в подстилающей ее высокопластичной астеносфере. В астеносфере мы имеем дело с пластическим течением вещества. Поэтому если движения литосферы можно изображать векторами, то движения астеносферы — скорее линиями течения. При этом не исключено, что на отдельных участках течение в астеносфере носит не ламинарный, а турбулентный, спиралеобразный характер, как это уже предполагалось для Китая Ли Сыгуаном, а для альпийской Европы — Г. Вундерлихом и А. Кэрром. Что касается литосферы, то в ее кинематике большое значение ныне справедливо придается тектонической расслоенности (А. В. Пейве).

Исторический аспект глобальной тектоники включает анализ нескольких крупных вопросов, давно обсуждаемых в литературе, но только теперь приближающихся к своему решению.

Одним из этих вопросов является проблема так называемых колебательных движений, выделенных еще в прошлом веке А. Д. Озерским и А. П. Карпинским, — движений, считающихся ответственными за геократические изменения уровня океана, трансгрессии и регрессии. В середине нашего века среди этих движений стали различать две принципиально различные категории. Первая выделялась соответственно под названиями собственно колебательных и волновых движений (Н. Б. Вассоевич, В. Е. Хаин), общих колебаний и волнообразных колебаний (В. В. Белоусов), эпейрогенических и диктиогенических движений (С. Н. Бубнов). Вторая категория выражается в осушении и поднятии одних крупных участков земной поверхности и затоплении и погружении других, смежных (например, антеклиз и синеклиз континентальных платформ). Она имеет своей явной причиной крупные волнообразные деформации континентальной коры, природа которых еще не вполне ясна (в океанах причины более или менее соизмеримых поднятий и опусканий, вероятно, различны).

Что же касается общих колебаний или собственно колебательных движений, то их реальность, утверждавшаяся А. В. Грабау [Grabau, 1936], Дж. Умбгрове [Umbgrove, 1947], а также автором [Хайн, 1939], долгое время оставалась под сомнением [Яншин, 1973], пока необходимые доказательства не дало изучение океанов методами геофизики, точнее, ее нового направления — сейсмостратиграфии [Vail et al., 1977]. Эта новая информация показала всеобщность стратиграфических перерывов (регрессий) и трансгрессий на окраинах континентов. К такому же выводу приводит сопоставление разрезов наиболее стабильных блоков литосферы — континентальных платформ, проведенное для Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской, Южно-Американской и Африканской платформ [Сычева-Михайлова, 1978 и др.; Hallam, 1977;

Petters, 1979; Sloss, 1972; Soares et al., 1978]. Это сходство разрезов проявляется, несмотря на определенные различия в конкретном выражении отдельных подразделений, — различия, которые справедливо отмечал А. Л. Яншин [1973].

Таким образом, подтверждается существование единого ритма колебаний уровня Мирового океана [Максимов и др., 1977]. Это было установлено уже моими с А. Б. Роновым и сотрудниками измерениями площади распространения моря на территории современных материков для отдельных геологических периодов и эпох фанерозоя [Ронов и др., 1976]. Начиная с работ Дж. Д. Хейса, В. К. Питмена и П. Рона [Hays, Pitman, 1973; Rona, 1973] наиболее вероятной причиной этих эвстатических, геократических (в отличие от гляциоэвстатических) колебаний считается изменение объема впадин океанов, связанное с ростом или деградацией срединно-океанских хребтов, зависящими, в свою очередь, от скорости разрастания (спрединга) дна океанов. С уменьшением этой скорости возрастает темп погружения дна океанов, увеличивается емкость океанских впадин, а на континентах отмечается регрессия моря. Увеличение скорости спрединга влечет за собой уменьшение емкости океанских впадин и трансгрессию моря. Иначе говоря, в глобальном масштабе оправдывается «закон Ога»: трансгрессиям на материках соответствуют регрессии (вернее, обмеления) в океанах и геосинклиналях (эвгеосинклиналях), и наоборот. Что же касается континентальных блоков, включая их окраины — миогеосинклинали, то применительно к ним справедлив «закон Архангельского» об одновременности трансгрессий и регрессий. Дополнительной причиной осушения континентальных блоков может служить, по мнению А. Хэллема, увеличение их мощности в процессе субдукции вдоль континентальных окраин, но оно может проявляться лишь в эпохи орогенеза, за которыми наступает пенепленизация.

Аналогичным образом — в пользу признания их глобального значения — решается в настоящее время и вопрос об эпохах тектогенеза. Глобальность этих эпох обосновывается ныне материалом не только по континентам, но и по океанам, где их проявлением служит эпизодичность и изменение скорости спрединга, а также, и в особенности, перестройка плана расположения осей спрединга, с отмиранием одних осей и появлением новых.

То обстоятельство, что эпохи усиления сжатия на континентах и их окраинах совпадают, по всей видимости (это еще подлежит проверке), не с эпохами усиления, а скорее с эпохами приостановки спрединга, наводит на мысль, разделяемую в настоящее время многими, о том, что имеет место общая пульсация объема Земли. Эта пульсация и может обуславливать определенную цикличность, даже ритмичность тектонических и вообще эндогенных процессов. Такая пульсация может вызываться периодическим накоплением в глубоких недрах планеты тепла и его выделением в верхних оболочках, где оно расходуется на плавление и подъем расплавленного вещества (магматизм) и на тектонические деформации. В геодинамических концепциях, которые непосредственно связывают тектогенез с той или иной формой конвекции в мантии Земли (см. ниже), циклы тектонической и вообще эндогенной активности Земли определяются временем, в течение которого конвективные течения, зарождающиеся на границе ядра и мантии, достигают основания литосферы (или замыкаются в полную конвективную ячейку).

К историческому аспекту глобальной тектоники относится и важнейший вопрос об основных этапах развития земной коры, имеющих планетарное значение, и о разделяющих их переломных эпохах. Накопление эмпирических данных все более уверенно указывает на существование таких эпох (рубежей), как: 1) начало образования протоконтинентальной коры — «серых гнейсов» на рубеже 3,8 млрд. лет; 2) образование «настоящей», испытавшей К-метасоматоз и гранитизацию континентальной коры — 2,8—2,5 млрд. лет назад; 3) становление суперконтинента Пангеи — 1—1,7 млрд. лет; 4) дробление Пангеи I и заложение геосинклинальных поясов неогей — 1,4—1,3 млрд. лет; 5) образование Пангеи II — 0,3 млрд. лет; 6) дробление Пангеи II и образование современных океанов — начиная с 0,2 млрд. лет тому назад. В этой последовательности событий обращает на себя внимание чередование эпох коагуляции и дисперсии суперконтинентов, определяющее мегацикличность в развитии земной коры (литосферы).

Еще одной, практически пока совершенно неразработанной стороной исторического аспекта глобальной тектоники является периодическое изменение общего структурного плана Земли. Выражается оно, в частности, в том, что в каждую конкретную эпоху тектоно-магматической активности эта активность не проявляется повсеместно, а сосредоточивается в отдельных зонах, в расположении которых намечается преобладание определенной ориентировки. На это обстоятельство указывал еще Э. де Бомон, а недавно его подтвердил В. В. Белоусов [1978], при этом, не приняв в расчет, что современное положение складчатых систем относительно географических координат может весьма существенно отличаться от первоначального. К явлениям той же категории относится установленное в океанах для позднего мезозоя и кайнозоя отмирание одних осей спрединга и появление других, а также изменение в направлении движения литосферных плит в связи с перемещением полюсов раскрытия. Причины всех этих перестроек нам пока неизвестны, но весьма вероятно, что они протекали с определенной упорядоченностью, что не было «блуждания» плит по типу броуновского движения, а происходили какие-то циклические изменения. О последнем говорит повторное раскрытие океанов (Атлантического, Тетиса) вдоль примерно тождественных направлений, а также сосредоточение континентальных масс то в северном, то в южном полушарии Земли [Городницкий и др., 1978].

Четвертым аспектом глобальной тектоники является генетический аспект, или глобальная геодинамика. Полная разработка этого аспекта выходит за пределы геотектоники и даже собственно геологии и в значительной степени относится к области геофизики, но любая геофизическая модель должна соответствовать закономерностям, эмпирически установленным глобальной тектоникой в трех ее предыдущих аспектах. Прогресс наших знаний физики твердой Земли привел к тому, что большая часть современных моделей тектогенеза сходится в некоторых основных положениях. Это касается прежде всего констатации того, что наша планета Земля представляет собой тепловую машину, хотя природа основного источника тепла, возбуждающего эту машину, остается спорной. Современные оценки [Геофизика океана, 1979] показывают, что этим источником не могло быть радиогенное тепло и что основное значение принадлежит теплу, выделяемому при гравитационной дифференциации мантийного вещества. Выдвигается также гипотеза о существо-

ном выделении тепла при экзотермических реакциях, протекающих при взаимодействии вещества мантии и ядра [Кусков, Хитаров, 1977].

Следующим является вопрос о том, что служит «приводными ремнями», соединяющими глубинный генератор тепла с основной областью магматизма и тектогенеза — тектоносферой и ее наиболее активной частью — астеносферой. Вопрос этот решается в плане различных типов и механизмов подъема глубинного вещества и тепла (или только последнего) сквозь мантию к основанию литосферы. Сюда относятся: тепловая конвекция (С. К. Рапкорн), термогравитационная (тепловая и плотностная) конвекция (О. Г. Сорохтин, С. А. Ушаков), химико-плотностная конвекция (Е. В. Артюшков), а также конвекция только верхнемантийная, только нижнемантийная (плюс адвекция в верхней мантии, Е. В. Артюшков), общемантийная, двухступенчатая (М. Рихтер). С точки зрения автора наиболее вероятными являются представления о двухступенчатой тепловой и одновременно химико-плотностной конвекции, но решающее слово здесь должно принадлежать геофизикам. Наименее вероятен, на мой взгляд, чисто адвективный механизм, т. е. без какого бы то ни было растекания легкого вещества в стороны, не говоря уже о существовании замкнутых конвективных ячеек. Такого рода адвекция исключает сколько-нибудь значительные горизонтальные смещения литосферы. Кроме того, если бы на всем протяжении истории Земли действовал только этот механизм, то наращивание коры должно было бы иметь место в неизмеримо больших масштабах, чем оно происходило в действительности, и не наблюдался бы обратный процесс (деструкция). Возможно, однако, что полная конвекция является эпизодической, осуществляясь лишь после накопления достаточного количества глубинного тепла и приводя к распаду суперконтинентов и новообразованию океанов.

Определенная, хотя и сугубо вспомогательная роль в функционировании «машины Земля» должна принадлежать ротационному фактору. Изменения фигуры и объема Земли, скорее всего, протекают сопряженно, несмотря на обусловленность разными причинами благодаря явлению резонанса. Эти изменения, очевидно, и ответственны за возникновение глобальной сети разломов и ее периодическое обновление, а также за приспособление к изменяющемуся расположению литосферных плит. Весьма любопытна закономерная ориентировка разломов и рифтов в полярных областях Земли — радиальная и концентрическая относительно полюсов, как это впервые отметил П. С. Воронов [1961], с раскрытием рифтов в направлении от полюсов, как теперь наглядно выявляется для Антарктиды (данные Г. Э. Грикурова). Эту закономерность логичнее всего связывать с увеличением сферичности Земли при уменьшении скорости ее вращения. Подтверждением правильности такого объяснения может служить общее новейшее поднятие побережий континентов и островов в полярных областях, уже давно обратившее на себя внимание.

Итак, перед глобальной тектоникой стоит ряд ответственных вопросов, от решения которых в значительной мере зависит создание общей теории Земли. Каковы же пути решения этих вопросов? Прежде всего, на мой взгляд, использование всех возможностей традиционной геологии в сочетании с применением новых методов, пришедших из геофизики и геохимии (например, изотопные исследования), в первую очередь для объективного и полного восстановления картины эволюции структуры (и вещественного состава) земной коры (литосферы).

Далее это опять-таки возможно более глубокое и полное сопоставление современной структуры и современных движений и напряжений в земной коре (литосфере) с геофизическими полями, с картиной распределения плотности, вязкости, электропроводности, теплового потока, флюидного потока, в частности газового «дыхания» Земли, изменения мощности литосферы и астеносферы, выделения сейсмической энергии.

Немаловажная роль в изучении глобальной тектоники несомненно должна принадлежать эксперименту, касающемуся как минеральных равновесий на разных глубинах, позволяющих более уверенно судить о наличии физических и химических границ в мантии, так и реологических свойств вещества на больших глубинах.

Исследование Земли из космоса предоставляет наилучшие возможности объективного выявления подлинно глобальных черт структуры Земли, установления их глубинности, картирования геофизических полей. Наконец, неопределимое значение имеют сравнительно-планетологические исследования, проливающие свет на возможный характер ранних стадий развития Земли. Необходимо, однако, учитывать различия в путях эволюции отдельных планет и специфику развития нашей планеты.

Неизмеримо обогатившийся в последние десятилетия арсенал инструментов познания строения и истории Земли и других планет земной группы дает все основания рассчитывать в относительно близком будущем на замену умозрительных построений в области глобальной тектоники все более обоснованными и конкретными моделями.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков К. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.; Л.: Гостехиздат, 1941, т. 1. 376 с.
- Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
- Белоусов В. В. Эндегенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
- Воронов П. С. О зависимости морфоструктурного плана Арктики и Антарктики от ротационных сил Земли.— Геогр. сб., 1961, № 15, с. 138—150.
- Геофизика океана. Т. II. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.
- Гинтов О. Б. Кольцевые структуры докембрия Украины.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 65—74.
- Городницкий А. М., Мирлин Е. Г., Зоненшайн Л. П. Реконструкции положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
- Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Статистические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 6, с. 9—17.
- Кусков О. Л., Хитаров Н. И. Тепловые эффекты химических реакций с участием углерода при сверхвысоких давлениях.— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 1, с. 122—124.
- Мазарович А. Н. Основы региональной геологии материков. М.: Изд-во МГУ, ч. 1, 1952. 348 с.; ч. 2, 1952. 140 с.
- Максимов С. П., Кушин П. Я., Сардонников Н. М. Цикличность геологических процессов и проблема нефтегазоносности. М.: Недра, 1977. 280 с.
- Пуцаровский Ю. М. Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии.— Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 4, с. 903—905.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е., Балуховский А. Н., Сеславинский К. Б. Изменение распространности, объемов и скоростей накопления осадочных и вулканогенных отложений в фанерозое.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 12, с. 5—12.
- Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 182 с.
- Сычева-Михайлова А. М. К вопросу о периодичности колебательных движений Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 69—83.
- Ушаков С. А. Строение и развитие Земли. М.: ВИНТИ, 1974. 269 с. (Итоги науки и техн. Сер. Физика Земли; Т. 1).

- Хаин В. Е. Осцилляционный ритм Земной коры.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1939, т. 17, вып. 1, с. 56—82.
- Хаин В. Е. Глобальная тектоника.— В кн.: Будущее науки. М.: Знание, 1975, вып. 8, с. 174—186.
- Хаин В. Е. От тектоники плит к более общей теории глобального тектогенеза.— Геотектоника, 1978, № 3, с. 3—25.
- Хаин В. Е. Тектоника плит и пути дальнейшего развития теории глобального тектогенеза.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 4, с. 3—15.
- Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 2, с. 9—44.
- Яншин А. Л. Развитие геологии и ее современные особенности.— В кн.: Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск: Наука, 1979, с. 16—32.
- Bell J. S., Gough D. I. Northeast-southwest compressive stress in Alberta: evidence from oil wells.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 45, p. 475—482.
- Bemmelen R. W. van. Geodynamic models, an evaluation and a synthesis. Amsterdam: Elsevier, 1972. 267 p.
- Björnsson A., Johnsen G., Sigurdsson S. et al. Rifting of the plate boundary in North Iceland 1975—1978.— J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B6, p. 3029—3038.
- Carey S. W. The expanding earth. Amsterdam: Elsevier, 1976. 488 p.
- Crough S. Th. Geoid anomalies across fracture zones and the thickness of the lithosphere.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 44, N 2, p. 224—230.
- Elie de Beaumont L. Notices sur les systèmes de montagnes. P., 1852, vol. 1. 528 p.; vol. 2. 539 p.; vol. 3. 572 p.
- Grabau A. W. Oscillation or pulsation.— In: Intern. Geol. Congr.: Repts of the XVI session. Wash., 1936, Repts 1, p. 533—539.
- Hallam A. Secular changes in marine inundation of USSR and North America through the Phanerozoic.— Nature, 1977, vol. 269, p. 769—772.
- Haug E. Les geosynclinaux et les aires continentales.— Bull. Soc. géol. France. Sér. 3, 1900, t. 28, p. 617—711.
- Hays J. D., Pitman W. C. Lithospheric plate motion, sea level changes and climatic and ecological consequences.— Nature, 1973, vol. 246, p. 18—22.
- Kober L. Der Bau der Erde. B.: Borntraeger, 1924. 324 S.
- Kraus E. Die Entwicklungsgeschichte der Kontinente und Ozeane. B.: Akad.-Verl., 1951. 588 S.
- Mendiguren J. A., Richter F. M. On the origin of compressional intraplate stresses in South America.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1978, vol. 16, p. 318—326.
- Okal E. The Bellingshausen Sea earthquake of February 5, 1977: evidence for ridge-generated compression in the Antarctic plate.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1980, vol. 46, p. 306—310.
- Petterson S. W. West African stratigraphic sequences.— Geology, 1979, vol. 7, N 11, p. 528—531.
- Rona P. Relations between rates of sediment accumulation on continental shelves, sea-floor spreading, and eustasy inferred from the Central North Atlantic.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, p. 2852—2871.
- Sloss L. L. Synchronicity of Phanerozoic tectono-sedimentary events of the North American craton and the Russian Platform.— In: Intern. Geol. Congr., XXIV session. Montreal, 1972, Sec. 6, p. 24—32.
- Soares P. C., Landim P. M. B., Fulfaro V. J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 2, p. 181—191.
- Staub R. Bewegungsmechanismus der Erde. B.: Borntraeger, 1928. 270 S.
- Suess E. Das Antlitz der Erde. Prag: Tempsky; Leipzig: Freytag, 1885, Bd. 1. 778 S.; 1889, Bd. 2. 703 S.; 1901, Bd. 3/1, 508 S.; 1909, Bd. 3/2. 789 S.
- Tarantola A., Ruegg J. C., Lepine J. C. Geodetic evidence for rifting in Afar: a brittle-elastic model of the behaviour of the lithosphere.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 45, p. 435—444.
- Umbgrove J. F. H. The pulse of the earth. The Hague: Nijhoff, 1947. 357 p.
- Vail P. R., Mitchum R. M. Jr., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Pt 5. Global cycles of relative changes of sea level.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. and Geol., 1977, vol. 26, p. 83—97.
- Wegener A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig: Vieweg, 1915. 135 S.

## ВРЕМЯ ОБРАЗОВАНИЯ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА ПО ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Рассмотрим характер распределения континентальных и прибрежно-морских отложений по обе стороны от Атлантического океана и, что особенно важно, состав заключенных в них остатков животных и растений. Коснемся данных, полученных в результате глубоководного бурения в Атлантике. Вспомним, что одним из главных доводов, выдвигавшихся Вегенером в пользу отделения Африки от Южной Америки, было сходство животного и растительного мира этих двух континентов в геологическом прошлом. К настоящему времени по этому вопросу накопилось много интересных данных, опубликованных главным образом за рубежом. В литературе, изданной в нашей стране, они освещены сравнительно слабо.

Естественно, что причины, вызвавшие дрейф континентов, а также и сам механизм дрейфа, следствием которого и явилось, как нам представляется, появление Атлантического океана, не могут быть выяснены на основании палеогеографических и палеонтологических данных. Однако последние позволяют устанавливать время появления отдельных бассейнов, возникших вслед за раздвижением континентов, а также связи, существовавшие между ними. Как будет показано ниже, северная и южная части Атлантики образовались неодновременно. Вначале мы изложим данные для ее северной части и только затем перейдем к южной.

В области Северной Атлантики обращает на себя внимание близкий состав каменноугольных и раннепермских флор восточных районов США и Западной Европы, особенно Великобритании. Это по существу единая лепидофито-каламитовая флора с кордаитами и очень характерными птеридоспермами (*Alethopteris*, *Callipteris*, *Neuropteris*, *Odontopteris* и др.). Общими являются все роды и подавляющее большинство видов. Вряд ли такое удивительное сходство могло возникнуть, если бы Северную Америку отделяло от Западной Европы сколько-нибудь широкое водное пространство. Недавно английские палеоботаники [Chaloner, Lacey, 1973] подтвердили это сходство, объяснив его отсутствием Атлантики в позднем палеозое.

Не наблюдаются на противоположных берегах Северной Атлантики и морские отложения триаса. Породы нижнего и верхнего триаса Западной Европы (кроме области Тетиса) имеют лагунное или континентальное происхождение. Мелководные морские отложения среднего триаса (раковинный известняк) распространены только в Центральной Европе, выклиниваясь к западу от Рейна.

В области Тетиса море достигало в среднем триасе лишь северной окраины Пиренейского полуострова. В раннем и позднем триасе оно не простиралось западнее Роны. С севера море в виде узкого залива проникало вдоль восточного берега Гренландии до залива Скорсби. Полный

разрез морских отложений нижнего и среднего триаса известен только далеко на севере, в районе Земли Пири и на Шпицбергене. Верхний триас восточной части Северной Америки, Гренландии, Центральной и Северо-Западной Европы представлен исключительно континентальными отложениями [Hallam, 1971].

Сравнение систематического состава монографически описанных рэтских и раннейейасовых флор Восточной Гренландии (залив Скорсби), Южной Швеции и ФРГ показывает, что из 53 основных видов пять не было встречено в Гренландии и только один вид, известный из этого района, отсутствует в Европе [Вахрамеев и др., 1970]. Такое поразительное сходство, скорее всего, свидетельствует о сухопутной связи Гренландии и Северо-Западной Европы. Все это наряду с отсутствием триаса в осадочном чехле, покрывающем базальтовое ложе Атлантики, дает нам основание считать, что в течение этого периода Атлантический океан еще не существовал.

Южнее области распространения угленосных отложений рэта и нижнего лейаса, формировавшихся в Восточной Гренландии и на юге Скандинавии, находилось эпиконтинентальное море, покрывавшее Британские острова, Северо-Западную и частично Центральную Европу. Восточнее оно соединялось с океаном Тетис. Начиная с середины ранней юры Европа отделилась от Гренландии нешироким морским проливом, заложившимся на континентальной коре. О его существовании в средней юре свидетельствуют также материалы скв. 111, пробуренной б/с «Гломар Челленджер» на краю Ньюфаундлендского шельфа и вскрывшей под отложениями сеномана песчаники и сланцы байоса. О небольшой ширине эпиконтинентального бассейна, возникшего между Гренландией и Северо-Западной Европой [Хэллем, 1978], свидетельствует близкое сходство двусторок этого возраста, известных из Гренландии, с Северного Урала и из Средней Сибири [Захаров, 1970]. Число общих видов достигает 50%. Еще большее сходство отмечается в составе аммонитов раннего кимериджа и средневожжского подъяруса Восточной Гренландии и Северного Урала. Состав их почти тождествен [Басов и др., 1972]. Несомненное появление океанической коры в пределах южной части Северной Атлантики устанавливается по нескольким глубоководным скважинам, пробуренным к востоку от Багамских островов (скв. 99—101) и северо-западнее Бермуд (скв. 105) и вскрывшим морские, преимущественно карбонатные отложения различных ярусов верхней юры, вплоть до оксфорда. В скв. 105 под известняками этого яруса были обнаружены базальты океанического ложа.

Центральный участок Атлантического океана, имевший в юре незначительную ширину, соединялся на востоке с Тетисом, а на западе через Центральную Америку с Тихим океаном, на что указывает близкий состав юрских аммонитов [Хэллем, 1978].

В раннем мелу ширина южной части Северной Атлантики продолжала возрастать, о чем свидетельствуют глубоководные скважины, вскрывшие морские нижнемеловые отложения к юго-западу от Пиренейского полуострова (скв. 135, 136), у островов Зеленого Мыса (скв. 137, 138), к западу от Сенегала (скв. 139—141), а также у берегов Южной Америки восточнее устья рек Амазонки и Ориноко (скв. 142, 143). При этом скв. 135 и 143, пройдя нижнемеловые отложения, вошли в подстилающие базальты. Эти данные показывают, что на юге Северной

Атлантики в эту эпоху уже существовал бассейн, основание которого слагала океаническая кора.

Однако ширина Атлантики в поздней юре и мелу была значительно меньше современной и увеличивалась постепенно. Известно, что глубоководные скважины вскрыли меловые отложения лишь по обоим сторонам срединного хребта в зонах, располагающихся вдоль берегов противоположных континентов, тогда как при приближении к срединному подводному Атлантическому хребту базальты океанического ложа перекрываются все более и более молодыми отложениями (от эоцена до плиоцена).

Процесс расширения центральной части Атлантического океана на протяжении мелового периода вызвал изменение состава рудистов и герматипных шестилучевых кораллов и степени их эндемичности [Coates, 1972]. Как известно, эти организмы являлись обитателями исключительно тропического пояса, вдоль которого и происходило их расселение. В раннем мелу, вплоть до апта, существовал единственный центр их эндемизма, располагавшийся в западной части Тетиса (запад современного Средиземноморья). В этом районе 62% всех известных родов рудистов и 34% кораллов были эндемиками. В области современного Карибского бассейна эндемиков среди этих организмов не было.

Лишь в апте в Карибском бассейне появляется второй центр эндемизма рассматриваемых организмов. При этом на протяжении от апта до маастрихта в Карибском бассейне количество эндемичных родов рудистов возрастает до 25%, а герматипных кораллов — до 12%. Сохраняет свое значение и центр эндемизма в Западном Средиземноморье.

Появление второго центра эндемизма и его постепенное усиление на протяжении поздне меловой эпохи можно объяснить расширением центральной части Атлантики, вызвавшим постепенное отдаление Карибского бассейна от Западного Средиземноморья и затруднившим миграцию рудистов и кораллов между этими районами.

Сравнение раннемеловых флор США и Западной Европы указывает на значительную близость их систематического состава. Широким распространением в раннемеловую эпоху на упомянутых территориях пользовались цикадоидеи, представители одних и тех же родов панпоротников, в том числе древовидных форм, принадлежащих к роду *Tempskya*. Ряд общих видов отмечен и среди альбских покрытосеменных Атлантического побережья США и Западного Казахстана.

Скорее всего, миграция проходила через южную оконечность Гренландии, Британские острова и Скандинавию, располагавшиеся в позднеюрскую — раннемеловую эпохи в зоне теплого, возможно субтропического, климата. Проливы, разделяющие эти участки суши, вряд ли были широкими. К этому времени уже появились птицы, переносившие в своих желудках семена растений, споры же способны транспортироваться ветром. На небольшую ширину центральной части Атлантики указывает и значительное сходство поздне меловых флор, нашедшее свое отражение в общности систематического состава пыльцы покрытосеменных. Она известна из верхнемеловых отложений восточной части США и Западной Европы [Заклинская, 1977; Stanley, 1970] и представлена одними и теми же родами (*Oculipollis*, *Trudopollis*, *Nudopollis*, *Plicapollis* и др.), объединяемыми в стемму *Normapollis*.

Перейдем к Южной Атлантике, т. е. к той части, которая расположена ныне южнее 5—10° с. ш. Известно, что верхнекаменноугольные и перм-

ские отложения Южной Африки, Бразилии и Аргентины представлены угленосными толщами, в основании которых развиты материковые ледниковые отложения. Эти факты давно привели многочисленных исследователей южного полушария к выводу, что в позднем палеозое Южная Америка и Африка (вероятно, кроме ее северной части) являлись частями единого континента Гондваны [Дю Тойт, 1957]. Об этом свидетельствует и необычайная однородность глоссоптериевой флоры умеренного облика, произраставшей на этом континенте [Plumstead, 1962] и резко отличавшейся от тропической флоры еврамерийского типа, занимавшей Северную Америку, большую часть Евразии (кроме Индии и Сибири) и США. Эти данные, широко известные в геологической литературе, не подтверждают существования Южной Атлантики в позднем палеозое.

С наступлением триаса глоссоптериевая флора сменилась дикродиетивой, такой же однородной для всей Гондваны, как и ее предшественница. Кроме того, и это, пожалуй, важнее, мы не обнаруживаем на берегах Южной Атлантики (ни в Африке, ни в Южной Америке) морских триасовых отложений, которые должны были бы где-либо сохраниться, если бы между этими материками существовал морской бассейн. Не сохранились здесь и морские отложения юры. Исключением является лишь южная оконечность Южной Америки, куда проникали трансгрессии, шедшие со стороны Тихого океана.

А. Хэллем [Hallam, 1973] приводит интересные данные о распространении юрской двустворки *Weyla* (сем. пектинид), подтверждающие отсутствие в юрский период Южной Атлантики. *Weyla* известна из юрских отложений Тихоокеанского побережья от Орегона до Чили. Кроме того, ее местонахождения установлены на Мадагаскаре и в Восточной Африке, а редкие находки этого моллюска обнаружены в юре Пакистана и Марокко. Ясно, что если бы Южная Атлантика существовала, то *Weyla* неминуемо бы мигрировала в этом бассейне, расселившись вдоль шельфовых зон. Приведенные же факты показывают, что миграционный путь этой двустворки шел вокруг Южной Америки и Африки, составлявших в то время единый материк, и далее вдоль восточного берега Африки в Тетис.

Некоторые из глубоководных скважин, пробуренных б/с «Гломар Челленджер» по широтному профилю, проходящему несколько южнее южного тропика (скв. 14—22), вскрыли под отложениями морского верхнего мела базальты океанического ложа.

На противоположных берегах Южной Атлантики, в прибрежной части Северо-Восточной Бразилии (южнее Пернамбуку) и в Габоне, распространены континентальные отложения неокома и апта. Они слагают отдельные участки, отделенные от внутренней части континентов разломами. Остракоды, содержащиеся в континентальных отложениях Бразилии и Габона, обнаруживают значительное число общих форм, указывающих на некогда существовавшую связь, а может быть, и на единство этих пресноводных бассейнов, осадки которых сейчас расположены по обеим сторонам Южной Атлантики.

Р. А. Реймент и Е. А. Тейт [Reyment, Tait, 1972] предполагают, что в результате возникновения рифтовой зоны, отделившей Африку от Южной Америки, образовалась цепочка грабенных, занятых озерами, в которых и начали формироваться континентальные отложения неокома. Эти авторы сравнивают ее с современной рифтовой зоной Восточной Африки, также занятой крупнейшими озерами (Ньяса, Танганьика и др.). Море

существовало в то время только на юге, о чем свидетельствуют морские отложения валанжина, известные на южной оконечности Африки и Южной Америки.

Вверх по разрезу отложения неокома сменяются толщей эвапоритов, относимых к апту, залежки которых установлены по обоим берегам Южной Атлантики, где они слагают узкие участки, протягивающиеся вдоль береговой зоны [Wardlaw, Nicholls, 1972]. Солевой состав этих залежек оказался одинаковым (галит, силвинит, карналлит), причем как в Бразилии (Сержише), так и в Конго в них обнаружен тахигидрит ( $\text{CaCl}_2$ ) — минерал, редко встречающийся в эвапоритах. В соляных залежах установлена примесь одних и тех же элементов (В, F, Br, Ba, Mn, Sr, Z, Ru, Cu, Pb). Примерно одинаковая концентрация их придает дополнительное сходство соленосным толщам Африки и Бразилии. Это сходство легко объясняется существованием единого узкого полузамкнутого бассейна с повышенной соленостью, отделявшего Южную Америку от Африки, который выклинивался к северу, где связь между этими континентами еще не была нарушена, и соединялся на юге с нормальным морским бассейном. Есть все основания полагать, что в апте северо-восточный угол Бразилии непосредственно примыкал к Западной Африке.

Недавно [Buffetaut, Taquet, 1979] на северо-востоке Республики Нигер в свите Элрхаз (местонахождение Гадуфауа), относимой к позднему апту, помимо ранее известных отсюда гигантских крокодилов (*Sarcosuchus*), был обнаружен другой, мелкий короткорылый вид этого пресмыкающегося, определенный как *Araripesuchus* sp. Близкий вид этого же рода — *A. gomesi* известен из апта (Формация Сантана) Восточной Бразилии (Баия), там же найдены и гигантские крокодилы из рода *Sarcosuchus*.

Особенности анатомии мелких крокодилов рода *Araripesuchus* указывают на невозможность пересечения ими сколько-нибудь широкого морского бассейна. Найденные в Нигере пресноводные рыбы также оказались близкородственными рыбам из разновозрастных отложений Бразилии.

Сравнение пыльцы из подсолевой серии Кокобич Северо-Западного Габона и Конго, имеющей неоком-раннеаптский возраст, с пыльцой из разновозрастных отложений восточной части Бразилии (Сержише — Алагоас — Реконкаво) указывает на почти полное тождество их состава [Doyle et al., 1977].

Сходство усиливается одинаковой последовательностью спорово-пыльцевых комплексов, сменяющих один другой во времени, и появлением различных форм на одном и том же стратиграфическом уровне. Так, пыльца голосеменных *Dicheiropollis etruscus* в обоих упомянутых регионах, ныне разделенных Атлантическим океаном, найдена в низах мелового разреза.

На уровне, определяемом по острокодам как начало баррема, встречается однородная пыльца покрытосеменных *Liliacidites* и *Clavatipollenites*, распространяющаяся выше по разрезу. Такой же состав спор и пыльцы обнаружен И. З. Котовой [Kotova, 1978] в разновозрастных морских отложениях Марокканской впадины (скв. 370) и впадины Зеленого Мыса (скв. 367), расположенных в центральной, более древней части Атлантического океана, в пределах которой уже с начала раннего мела, а, возможно, местами и с юры на базальтах океанической коры отлагались морские осадки.

Единство состава наземных раннемеловых флор Бразилии и Аргентины, с одной стороны, и Западной и Северной Африки — с другой, входящих в единую палеофлористическую провинцию, подчеркивается значительным преобладанием (50—80%) в палинологических комплексах этого возраста пыльцы *Classopollis*, принадлежащей вымершему семейству хвойных *Cheirolepidiaceae*. Именно эти хвойные определяли облик раннемеловой растительности, произраставшей в поясе жаркого аридного или семиаридного климата [Вахрамеев, 1970], который был особенно характерен для крупного континента, объединявшего Африку и Южную Америку.

После формирования соленосной толщи и небольшого размыва, наблюдающегося в ее кровле, произошла новая трансгрессия, начало которой связано с ранним и средним альбом. Отложения этой трансгрессии, содержащие аммонитов из родов *Dauvilleceras* и *Oxytropidoceras*, известны как на восточном берегу Бразилии (Пернамбуку), так и в Экваториальной Африке (Камерун). Море постепенно достигло Восточной Нигерии, разрез меловых отложений которой начинается со среднего альба, и, таким образом, в альбском веке между Бразилией и Африкой впервые появляется морской бассейн нормальной солености.

На протяжении позднего альба и сеномана трансгрессия продолжала развиваться, о чем говорит присутствие отложений этого возраста в Восточной Бразилии, Экваториальной Африке и Нигерии. Аммонитовая фауна Южной Атлантики в это время была достаточно однородной, вместе с тем она значительно отличалась по своему составу от одновозрастной фауны Марокко. Так, из 64 видов, известных из верхнего альба Марокко (27 видов) и прибрежных районов Бразилии, Нигерии и Габона (37 видов), только один вид был общим [Reyment, Tait, 1972]. Это указывает на то, что в альбе Южная Атлантика еще не имела соединения с Северной. Сравнение видового состава аммонитов, известных, с одной стороны, из самых низов турона Нигерии и Бразилии (Пернамбуку), а с другой — из одновозрастных отложений Тринидада и Марокко, также не обнаруживает заметного сходства.

По мнению Р. Реймента, связь между Северной и Южной Атлантикой устанавливается только в конце раннего турона, о чем свидетельствует быстрый обмен видами, приведший к значительному сходству систематического состава аммонитов, обнаруженных как в Перу, Колумбии, Тринидаде и Марокко, так и в Нигерии, Камеруне и Бразилии (Сержипе). Широкое распространение в туронском веке получают представители родов *Mammites*, *Kamerunoceras*, *Benueites*, *Hoplitoides*, *Neoptichites* и др. Достаточно сказать, что из 26 видов, известных в Нигерии, Габоне, Бразилии (22 вида) и Марокко (17 видов), половина (т. е. 13 видов) являются общими.

Не исключено, что пролив между наиболее сближенными участками Бразилии и Западной Африки мог возникнуть и в альбском веке, отмеченном, как мы указывали выше, трансгрессией. Но вряд ли ширина этого пролива была достаточной для осуществления значительной миграции морских беспозвоночных.

В туроне возник широкий, но недолго существовавший пролив, проходящий через Сахару и соединивший Южную Атлантику с Тетисом, о чем свидетельствуют находки в Сахаре аммонитов из семейства *Vasosceratidae*, распространенных как в Западной Африке, так и в Тетисе.

Хотя в позднемеловую эпоху Африка окончательно отделилась от Южной Америки, состав пыльцы покрытосеменных, изученных из верхнемеловых прибрежно-морских отложений Бразилии и Западной Африки, остается очень близким [Muller, 1970]. Такое сходство легко объясняется единством происхождения этой группы таксонов покрытосеменных, возникшей во второй половине раннемеловой эпохи на тогда еще едином материке.

Однако дальнейшее постепенное расширение Атлантического океана, ставшего со временем почти непреодолимой преградой для миграции растений, и изоляция флор Африки и Южной Америки привели к их значительной дифференциации и возникновению не только семейств, но и целых порядков покрытосеменных, ограниченных в своем распространении лишь одним из этих материков. Ныне флоры Южной Америки и флоры Африки рассматриваются в ранге самостоятельных флористических царств, именуемых неотропическим и палеотропическим. На крайнем же юге Африки выделяется еще одно царство — Капское.

Наиболее поздно сформировавшийся участок океанической коры Атлантического океана располагается в его северной части — в районе Гренландии, Исландии и Шпицбергена. Пролив между Гренландией и Скандинавией, соединявший Арктический бассейн с Атлантикой и появившийся в плинсбахе, первоначально возник на континентальной коре. Лишь значительно позднее, в эоценовое или даже в послеоценовое время, по мере расширения Атлантики здесь сформировалась базальтовая океаническая кора.

Исследование особенностей миграции млекопитающих, обитавших в палеогене по обоим берегам Атлантики, привело М. Маккенну [McKenna, 1972] к убеждению, что в начале палеогена этот пролив временами исчезал. По мнению этого исследователя, миграция млекопитающих между северо-востоком Северной Америки и Европой осуществлялась вдоль суши, связывавшей о-в Элсмир, Гренландию, Шпицберген и область Баренцева моря. Распад этой суши на отдельные участки и окончательное соединение Арктического и Атлантического бассейнов полностью завершились к концу раннего эоцена. Это время, указываемое М. Маккенной на основании изучения расселения млекопитающих, довольно хорошо совпадает со временем возникновения в этом районе Атлантики океанической коры, установленной глубоководным бурением (38-й рейс б/с «Гломар Челленджер»).

Появление и постепенное расширение Атлантического океана и одновременное сужение Тетиса, вызванное дрейфом Африки и Индостана на север, привели к значительной перестройке миграционных путей животных и растений и зоогеографических и фитогеографических областей [Gordon, 1974; Hallam, 1971; Scheibnerova, 1972; и др.].

В юре основным миграционным путем был океан Тетис, постепенно расширившийся к востоку и слившийся там с Тихим океаном, а на западе соединявшийся с ним же в районе современной Центральной Америки. Южной Атлантики в это время не существовало, Центральная Атлантика являлась как бы звеном Тетиса. Основным центром эволюции морских беспозвоночных был Тетис [Gordon, 1974], вдоль которого и происходило их расселение.

Климатическая зональность, едва улавливаемая в начале юрского периода, но ставшая отчетливой в начале поздней юры, имела широтную

ориентировку. Для этой эпохи, как и для раннего мела, отчетливо выделяется бореальная и тропическая (тетисовая) области. Нотальная (антибореальная) область по аммонитам и белемнитам не выделяется. Материки южного полушария, и среди них Антарктида, находились на заметном удалении от Южного полюса, располагавшегося внутри океана. Свободное сообщение Тетиса и тропических вод Тихого океана с околополярными водами южного полушария позволяло тропическим организмам проникать далеко на юг, расселяясь в шельфовой зоне, окружавшей южные оконечности континентов.

К югу от распространения цикламминово-павотинидового комплекса фораминифер, связанного с Тетисом, по фораминиферам [Басов и др., 1972; Scheibnerova, 1972] устанавливается присутствие подозарицидово-эпистоминидового комплекса, аналогичного комплексу, существовавшему в северном полушарии (Западная Европа севернее Тетиса и Канада). Тем самым распределение фораминифер обнаруживает для юры признаки биполярности.

Раскрытие Южной Атлантики и ее соединение с Северной, приведшие к образованию меридионально ориентированного Атлантического океана, и одновременное сужение Тетиса постепенно вызвали закрытие широтного морского пути вдоль северного тропика и удаление Северной Америки от Европы и Южной Америки от Африки. Вследствие указанных процессов в конце мела — начале палеогена возникли Атлантическая и Индо-Европейская зоогеографические области [Scheibnerova, 1972] и произошла перестройка широтного плана в расположении суши и моря, существовавшего в юрский период, на меридиональный, сохранившийся до настоящего времени.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Басов В. А., Вахрамеев В. А., Крымгольц Г. Я. и др. Проблема перемещения материков в юрском и меловом периодах по палеобиографическим данным.— В кн.: Палеонтология. М.: Наука, 1972, с. 104—113. (МГК. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 7).
- Вахрамеев В. А. Закономерности распространения и палеоэкология мезозойских хвойных Cheirolepidiaceae.— Палеонтол. журн., 1970, № 1, с. 19—34.
- Вахрамеев В. А., Добрускина И. А., Заклинская Е. Д., Мейен С. В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фито-география этого времени. М.: Наука, 1970. 424 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 208).
- Дью Тойт А. Геология Южной Африки. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 488 с.
- Заклинская Е. Д. Покрытосеменные по палинологическим данным.— В кн.: Развитие флор на границе мезозоя и кайнозоя. М.: Наука, 1977, с. 66—119.
- Захаров В. А. Позднеюрские и раннемеловые двусторчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. Ч. 2 (Сем. Astartidae). М.: Наука, 1970. 143 с.
- Хэллем А. Юрский период. Л.: Недра, 1978. 272 с.
- Buffetaut E., Taquet P. An early Cretaceous terrestrial crocodylian and the opening of the South Atlantic.— Nature, 1979, vol. 280, p. 486—487.
- Chaloner W. G., Lacey W. S. Distribution of Late Palaeozoic floras.— In: Organisms and continents through time: Spec. pap. Palaeontology, 1973, N 12, p. 271—290.
- Coates A. G. Cretaceous Tethyan coral-rudist biogeography related to the evolution of the Atlantic ocean.— In: Organisms and continents through time: Spec. pap. Palaeontology, 1972, N 12, p. 169—174.
- Doyle A., Biens P., Doerenkamp A., Jardine S. Angiosperm pollen from the Pre-Albian Lower Cretaceous of Equatorial Africa.— Bull. Cent. rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitane. 1977, vol. 1, N 2, p. 451—473.

- Gordon W. A. Physical controls on marine biotic distribution in the Jurassic period.— Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec. Publ., 1974, N 21, p. 136—147.
- Hallam A. Mesozoic geology and the opening of the North Atlantic.— J. Geol., 1971, vol. 79, N 2, p. 129—157.
- Hallam A. Distributional patterns in contemporary terrestrial and marine animals.— In: Organisms and continents through time. Spec. pap. Palaeontology, 1973, N 12, p. 93—106.
- Kotova I. Z. Spores and pollen from Cretaceous deposits of the Eastern North Atlantic ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg. 41, Sites 367 and 370.— In: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1978, vol. 41, p. 841—881.
- McKenna M. C. Eocene final separation of the Eurasian and Greenland.— North American landmasses.— In: Intern. Geol. Congr. XXIV session. Sect. 7. Paleontology. Montreal, 1972, p. 275—281.
- Muller J. Palynological evidence on early differentiation of angiosperms.— Biol. Revs Cambridge Phil. Soc., 1970, vol. 45, N 3, p. 417—450.
- Plumstead E. P. Fossil floras of Antarctica.— In: Trans-Antarctic Expedition 1955—1958. L., 1962. 154 p. (Sci. Rept., N 9, Geol. 2).
- Reyment R. A., Tait E. A. Faunal evidence for the origin of the South Atlantic.— In: Intern. Geol. Congr., XXIV session. Sect. 7. Paleontology. Montreal, 1972, p. 316—323.
- Scheibnerova V. Foraminifera and their Mesozoic Biogeoprovinces.— In: Intern. Geol. Congr., XXIV session. Sect. 7, Paleontology. Montreal, 1972, p. 331—388.
- Stanley E. A. The stratigraphical, biogeographical, paleontological and evolutionary significance of the fossil pollen group Triprojectacites.— Bull. Georgia Acad. Sci., 1970, vol. 28, p. 1—44.
- Wardlaw N., Nicholls C. Cretaceous Evaporites of Brazil and West Africa and their bearing on the theory of continent separation.— In: Intern. Geol. Congr., XXIV session. Sect. 6. Stratigraphy and Sedimentology. Montreal, 1972, p. 43—57.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ РИФТОГЕНЕЗА И ИХ МЕСТО В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Исследования последнего десятилетия показали, что рифтогенез, играющий огромную роль в позднекайнозойской истории Земли, не представляет собой явления, специфического для новейшего этапа ее развития, как это казалось раньше. Напротив, процессы, сходные или близкие по своему характеру к современному рифтогенезу, в том или ином масштабе неоднократно протекали в геологическом прошлом — в мезозое, палеозое, позднем протерозое, а глубокие исторические корни рифтообразования уходят в еще более ранние этапы жизни нашей планеты, вплоть до раннего протерозоя и даже архея. Следовательно, геосинклинальный процесс не являлся единственным ведущим процессом, необратимо и глубоко преобразующим структуру земной коры, как это казалось еще недавно, но дополнялся и сложно сочетался в ходе развития Земли с существенно отличным от него рифтообразовательным процессом.

Под рифтовыми зонами мы понимаем полосовидные в плане тектонические зоны протяженностью во многие сотни и даже тысячи километров, в которых происходит (или преобладает) горизонтальное расширение земной коры в направлении, приблизительно поперечном их простиранию, сопровождаемое подъемом нагретого глубинного мантийного материала. Этот процесс, называемый рифтогенезом, проявляется в утонении земной коры и литосферы подобных зон, в возникновении и дальнейшем расширении и углублении рифтов, т. е. рассекающих всю кору или по крайней мере ее верхнюю часть глубоких линейных грабенов, ограниченных взаимопараллельными нормальными сбросами, или раздвиговых полостей, заполняемых поднимающимся снизу глубинным материалом, либо даже в полном разрыве сплошности земной коры, ранее существовавшей в пределах рифтовой зоны, и в образовании в полосе ее раскрытия новой коры океанического характера.

В современном структурном плане Земли рифтовые зоны, часто объединяемые одна с другой в грандиозные рифтовые пояса и в совокупности образующие мировую рифтовую систему, сложно сочетаются с другим, резко отличным типом подвижных зон — геосинклинальными или, точнее, геосинклинально-орогенными поясами. Они имеют примерно равную общую протяженность и как бы взаимно «уравновешивают» один другой, как области литосферы с преобладанием противоположных кинематических тенденций: в рифтовых поясах и зонах господствует горизонтальное расширение (спрединг) и подъем глубинного вещества, а в геосинклинальных поясах в целом преобладает погружение («засасывание») литосферы, мощная аккумуляция материала в образующихся при этом глубоких прогибах и, по крайней мере на некоторых стадиях их развития, происходит значительное горизонтальное сокращение земной коры, резко деформирующее строение ее верхних горизонтов, в которых

возникают структуры сжатия — линейные складки, надвиги, тектонические покровы и пр.

В отличие от учения о геосинклиналях, имеющего более чем столетнюю историю, учение о рифтогенезе стало разрабатываться лишь после открытия мировой рифтовой системы, т. е. в течение последних 20—25 лет, а интерес к возможным древним аналогам современных рифтовых зон — палеорифтовым структурам пробудился еще позднее, и лишь в последнее десятилетие их изучение стало привлекать возрастающее внимание. Объективная причина слабой разработанности и спорности проблем истории рифтогенеза и его роли в геологическом прошлом заключается в больших методических трудностях подобных исследований. В отличие от геосинклинального процесса, конструктивного по своей сути, рифтогенез, как деструктивный процесс, если проявляется длительно и в большом масштабе (как, например, в океанах), то приводит к разобщению и взаимному удалению блоков коры, ранее непосредственно соприкасавшихся или приближенных один к другому, и к постепенному стиранию следов их былой связи. Лишь в тех случаях, когда развитие палеорифтовых зон происходило сравнительно вяло или приостанавливалось на относительно ранних стадиях и когда взаимосвязь отдельных структурных элементов этих зон полностью не утрачивалась (что наиболее типично для внутриконтинентальных рифтовых зон), изучение их строения дает возможность для достаточно обоснованных историко-геологических реконструкций, для выявления некоторых закономерностей развития палеорифтовых зон и эволюции рифтогенеза в истории Земли.

Из сказанного вытекает важность изучения внутриконтинентальных палеорифтовых зон как главного источника достоверной информации о древнем рифтогенезе и вместе с тем ее неизбежная неполнота, вынуждающая судить об этом процессе в целом, главным образом по относительно слабым его проявлениям. В последнее время, по мере того как в подходе к рифтогенезу наряду со структурно-морфологическим и кинематическим стал все более выделяться исторический аспект, в работах ряда исследователей (в частности, сторонников концепции тектоники плит) появляется тенденция рассматривать рифтогенез не только как процесс, противоположный и комплементарный по отношению к одновременно с ним протекающему в настоящее время (и, вероятно, происходившему в геологическом прошлом) геосинклинальному процессу, но и как наиболее раннюю стадию эволюции геосинклинального пояса, т. е. как стадию его заложения, раздробления фундамента и начала растяжения, приводившего в дальнейшем к возникновению («раскрытию») океанического бассейна.

Далее предполагается его «закрытие», т. е. сближение и коллизия литосферных плит, образующих раму геосинклинального пояса, вплоть до его превращения в рубец («сутуру») между этими плитами [Burke, 1977]. Действительно, тектоническая обстановка, вероятно существовавшая на начальной стадии геосинклинального «цикла» (а иногда также и на некоторых других его стадиях, в частности на позднеорогенной), насколько можно о ней судить для геосинклинальных областей геологического прошлого, характеризовалась преобладанием горизонтального поперечного растяжения и, следовательно, обладала некоторым сходством с тектонической обстановкой, существующей при рифтообразовании, поэтому подобные стадии развития геосинклинальных областей можно

называть рифтоподобными. Однако сравнительное изучение ряда более или менее типичных мезозойско-кайнозойских рифтовых зон показывает, что рифтообразование не представляло собой короткий эпизод в их истории, но протекало длительно, сложно, многофазно и нередко, после более или менее продолжительных пауз, возобновлялось, причем эти зоны устойчиво сохраняли свою рифтовую специфику и не проявляли тенденций к превращению в геосинклинальные области. Дорифтовое развитие кайнозойских эпиплатформенных рифтовых зон протекало в условиях своеобразного тектоно-магматического режима, что позволяет говорить о «предопределенности» рифтогенеза [Милановский, 1976; Разваляев, 1979].

Вместе с тем в обсуждаемых представлениях о взаимосвязях и взаимопереходах рифтогенеза и геосинклинального развития не только в пространстве, но и во времени есть несомненное «рациональное зерно». Как будет показано ниже, относительная роль рифтогенеза, т. е., иначе говоря, роль явлений горизонтального растяжения, на протяжении истории Земли не оставалась постоянной, то значительно усиливаясь, то снижаясь, а некоторые черты строения и развития рифтовых зон и общий «стиль» рифтогенеза как геологического процесса претерпевали со временем определенные изменения. В частности, в рифтовых зонах геологического прошлого наряду с преобладавшей в них тенденцией растяжения мы наблюдаем также эпизодические проявления сжатия, и чем древнее палеорифтовые зоны, тем относительная роль этих явлений становится все более значительной. В глубоком геологическом прошлом, в особенности в протерозое, рифтогенез был более тесно связан и более близок по своему характеру с одновременно с ним протекавшим геосинклинальным процессом, чем в фанерозое и особенно в мезозое-кайнозое, когда эти процессы приобрели почти прогивоположный, «антагонистический» характер, а тектонические процессы, протекавшие в архее, совмещали в себе элементы как геосинклинального, так и рифтового процесса и поэтому не могут быть сведены ни к одному из них. Таким образом, различия этих процессов в самые ранние эпохи геологического развития Земли по существу «стираются» [Милановский, 1975].

В геологической истории Земли в настоящее время можно наметить пять основных этапов развития рифтогенеза или близких к нему процессов: катархейско-архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский, палеозойский и мезозойско-кайнозойский. Эти этапы отличаются специфическими чертами пространственного распространения, строения и развития свойственных им рифтоподобных или рифтовых структур. Первый, третий и пятый этапы были ознаменованы особенно интенсивными проявлениями процессов раздробления и растяжения земной коры, приводившими к возникновению новых генераций и новых типов рифтоподобных и рифтовых структур. Эти эпохи коренного обновления тектонической структуры Земли отвечают так называемым  $\alpha$ -регенерациям, по терминологии Г. Штилле [1964], а начинающиеся ими мегациклы тектонической истории Земли соответствуют протогою, дейтерогою и неогю этого исследователя. Ниже мы постараемся кратко проследить особенности проявлений рифтоподобных и рифтовых процессов в каждом из этих основных этапов, представив их на фоне общей тектонической эволюции Земли. Основное внимание мы уделим древним платформам, эпигеосинклинальным складчатым поясам и молодым впадинам Атланти-

ческого, Индийского и Арктического океанов, являвшимся главными аренами интересующих нас процессов, и умышленно оставим вне нашего рассмотрения Тихоокеанскую область Земли, о древней истории и докайнозойских проявлениях рифтогенеза в которой имеется пока очень мало данных.

*Катархей и архей.* Характер тектонического развития и структурного расчленения Земли на самых ранних этапах геологической истории — в катархее (древнее 3,5 млрд. лет) и архее (3,5—2,6 млрд. лет), несмотря на значительные успехи, достигнутые в последнее время в изучении раннего докембрия, остается недостаточно ясным и вызывает острые дискуссии. К числу наиболее спорных проблем относится характер «первичной» коры, возникшей к началу архея, в частности, в пределах нынешних древних платформ, а также масштаб и «стиль» горизонтальных движений, имевших место в эти наиболее ранние эпохи развития Земли. Еще недавно многие исследователи считали (а некоторые еще продолжают считать), что древнейшими известными нам образованиями в земной коре являются комплексы преимущественно основных архейских метавулканических пород, слагающие «зеленокаменные ядра» континентов [Павловский, Марков, 1963; и др.], а генеральной тенденцией в эволюции земной коры во всей истории Земли является последовательное преобразование коры океанического типа в мощную и сложнопостроенную кору континентального типа.

Однако в последние годы на разных платформах обнаружены несомненно более древние, чем архейские образования «зеленокаменных поясов», катархейские комплексы так называемых «серых гнейсов» гранодиоритового (тоналитового, трондьемитового) состава, метаморфизм которых датируется 3,6—3,9 млрд. лет. Высказываются предположения, что эти «серые гнейсы» отвечают верхней части (или, вернее, средней, с учетом того, что самая верхняя часть уничтожена денудацией) коры протоконтинентального типа, уже существовавшей, по крайней мере в пределах древних платформ, к началу архея. В связи с тем что величина теплового потока в эту эпоху в несколько раз превышала современные ее значения, астеносфера, очевидно, была выражена более отчетливо, ее кровля располагалась на относительно небольшой глубине, а «прогретая» кора повсеместно характеризовалась повышенной проницаемостью для глубинных флюидов и магматических расплавов и способностью к деформациям (пермобильностью). Разумеется, эти свойства могли несколько изменяться как во времени, так и на площади в связи с вариациями в интенсивности выделения глубинного тепла. Типичные структуры рифтового, так же как и геосинклинального, типа в катархее и архее неизвестны, однако некоторые типы тектонических структур этого возраста имеют определенное отношение к проблеме рифтогенеза. Это уже упоминавшиеся «зеленокаменные пояса», или, лучше сказать, «зеленокаменные зоны» архея и чарнокит-гранулитовые пояса.

В пределах щитов, а в последнее время и в фундаменте плит некоторых древних платформ различаются два основных типа архейских тектонических структур. Во-первых, это приблизительно изометричные овальные или угловатые в плане гнейсовые массивы размерами во многие сотни километров в поперечнике (складчатые овалы, «кратоны», «поля» и т. п.). Во-вторых, это обрамляющие или разделяющие гнейсовые массивы довольно широкие и весьма протяженные линейные складчатые

пояса («межи»), в строении которых принимают значительное участие разнообразные исключительно глубоко метаморфизованные (в гранулитовой фации) породы — гиперстеновые (чарнокитовые) гранулиты, образовавшиеся, по-видимому, за счет основных магматических пород, высокоглиноземистые и графитовые гнейсы, железистые кварциты, а также тела гипербазитов, анортозитов, гиперстеновых гранитов (чарнокитов). Но наряду с глубоко метаморфизованными породами для этих поясов характерно присутствие слабо метаморфизованных образований (вплоть до зеленосланцевой фации), возникших в результате многократного наложения метаморфических преобразований диафторического (ретроградного) типа. Радиологические исследования дают для подобных поясов большой разброс датировок — от раннего архея до протерозоя и даже фанерозоя. Длина чарнокит-гранулитовых поясов измеряется многими сотнями и даже первыми тысячами километров, ширина их составляет от нескольких десятков до одной-двух сотен километров.

Чарнокит-гранулитовые пояса весьма широко распространены в пределах континентов Гондваны [Долгинов и др., 1973]. Они приурочиваются главным образом к периферическим зонам древних платформ, пограничным с впадинами Индийского и Атлантического океанов, однако некоторые, более узкие пояса вдаются в глубь этих платформ, разделяя архейские гнейсовые массивы. Аналогичное краевое положение занимают крупнейшие чарнокит-гранулитовые пояса и на северных платформах — Северо-Американской и Сибирской (Гренвилльский, Становой пояса). Недавно К. О. Кратц с соавторами [1979] показали широкое развитие чарнокит-гранулитовых поясов («межей») в фундаменте Русской плиты, где они разделяют многочисленные архейские гнейсовые массивы («поля»), образуя довольно сложную сеть. Характернейшей чертой внутренней структуры «межей», согласно К. О. Кратцу с коллегами, является четко выраженная линейность, обусловленная неоднократной сменой режимов сжатия и растяжения.

Древнейшие меланократовые ортогнейсовые образования чарнокит-гранулитовых поясов, скорее всего, в общем отвечают наиболее глубоким «горизонтам» разреза протоконтинентальной коры древних платформ; в пределах гнейсовых массивов они обнажаются более локально, а в основном распространены выше лежащие, относительно более лейкократовые, существенно парагнейсовые комплексы. Чарнокит-гранулитовые пояса, по-видимому, обособились от разделяющих их блоков (гнейсовых массивов) уже в катархее или к началу раннего архея, обозначив тем самым наиболее древнюю латеральную неоднородность земной коры континентов и создав ее древнейший структурный рисунок. Можно полагать, что первоначально эти пояса проявились как зоны, обладавшие повышенной проницаемостью для проникновения по ним магматических дериватов основного и ультраосновного состава, и что в их пределах преимущественно концентрировались деформации растяжения, связанного с некоторым общим расширением поверхности протоконтинентальной коры древних платформ или, возможно, всей поверхности Земли (?). В дальнейшем чарнокит-гранулитовые пояса, напротив, подвергались сильному сжатию, приводившему к интенсивным линейным складчатым, надвиговым и даже покровным (?) деформациям [Долгинов, 1979], к «выдавливанию» и выведению на поверхность наиболее глубинных и глубоко метаморфизованных образований.

Некоторые исследователи [Хаин, 1969; Долгинов и др., 1973; и др.] обратили внимание на то, что чарнокит-гранулитовые пояса впоследствии, нередко неоднократно — в позднем архее, раннем и позднем протерозое, а иногда и в фанерозое, становились ареной процессов тектономагматической активизации («метаморфической регенерации» по В. Е. Хаину [1969], «диашихзиса» по М. А. Семихатову [1974] и Ч. Б. Борукаеву с соавторами [1977], «тектонотермальной переработки» по Н. А. Божко [1975] и т. п.). Таковы, например, Мозамбикский, Восточно-Гатский, Западно-Австралийский, Восточно-Бразильский, Гренивильский, Становой пояса и др. Эти же пояса послужили также ложем многих позднепротерозойских и фанерозойских рифтовых зон, в основном последующих простираения древнейших (катархейских и раннеархейских) структур их фундамента. Так, большинство рифейско-палеозойских авлакогенов Восточно-Европейской платформы в основном наследуют положение чарнокит-гранулитовых «межей» в ее субстрате [Кратц и др., 1979], мезозойские и кайнозойские внутриконтинентальные грабены Восточно-Африканской рифтовой системы приурочены к Мозамбикскому поясу, а мезозойские периконтинентальные рифтовые зоны гондванских материков, в основном определившие контуры впадин Индийского и южной части Атлантического океана, — к целой серии чарнокит-гранулитовых поясов, переживавших впоследствии тектономагматическую активизацию.

Заложение геосинклинальных поясов неогей в позднем протерозое и их частичная регенерация в палеозое и мезозое, по-видимому, также в основном происходили вдоль рассматриваемых древних линейных зон, хотя эти пояса, как еще более широкие и протяженные структуры, вероятно, могли захватывать и поглощать по нескольку соседних «межей» вместе с разделяющими их «полями», что отражается во внутренней гетерогенности строения фанерозойских складчатых поясов.

Необычайная «живучесть» и способность к неоднократным регенерациям, в ходе которых они подвергались попеременным деформациям растяжения и сжатия, повторному прогреву и метаморфизму, наряду со значительными размерами чарнокит-гранулитовых поясов явно свидетельствуют о большой глубине заложения этих структур, корни которых, несомненно, уходят в мантию Земли. В отличие от этих поясов древние гнейсовые массивы («овалы», «кратоны», «щиты») утратили свою тектономагматическую активность и приобрели значительную «жесткость» гораздо раньше, в основном, вероятно, уже в конце архея, и в последующее время выступали как относительно однородные, слабопроницаемые «консолидированные» геоблоки, лишь в редких случаях рассекавшиеся прямолинейными глубокими разломами или узкими грабенами.

Однако в течение архея многие из этих массивов (хотя далеко не все и далеко не одновременно) подвергались дроблению и горизонтальному растяжению, сопровождавшемуся мощными извержениями преимущественно основной и отчасти ультраосновной (толеитовые базальты и коматииты), а в дальнейшем также средней и кислой магмы (андезиты, дациты и риолиты); эти процессы приводили к возникновению на их теле многочисленных так называемых зеленокаменных поясов. Учитывая гораздо меньшие размеры последних по сравнению с чарнокит-гранулитовыми поясами, лучше называть их зеленокаменными зонами. Они пред-

ставляют собой сравнительно короткие (первые сотни или даже десятки километров) и узкие (десятки километров или даже километры), обычно несколько изгибающиеся в плане зоны синклинального строения, выполненные относительно слабо метаморфизованными (как правило, в зеленокаменной фации) толщами лав (преимущественно субаквальных) и широкластолитов, а также подчиненных им кремнистых (включая железистые кварциты) и терригенных образований, в том числе базальных и внутриформационных конгломератов, заключающих обломки древних гнейсов, происходящих из смежных зон. Некоторые из зеленокаменных зон относятся к раннему архею (на Трансваальском и Танганьикском массивах Восточной Африки), и, может быть, даже к верхам катархея (в Западной Гренландии), но большая их часть принадлежит к позднему архею (на Канадском, Индостанском, Западно-Австралийском щитах и в Родезийском массиве Юго-Восточной Африки и пр.).

Зеленокаменные зоны обычно многократно чередуются с полосами гнейсов, в значительной степени впоследствии ремобилизованных и замещенных гранито-гнейсовыми куполами и гранитоидными диапирами, при своем внедрении нередко деформировавшими или прорывавшими краевые части зеленокаменных зон. Некоторые же массивы аналогичных гранитоидов целиком внедрялись в последние. На этом основании некоторые исследователи считают «первичные» вулканогенно-осадочные формации зеленокаменных зон древнейшими образованиями подобных областей (например, А. Гликсон [1980]). Однако присутствие в разрезах зеленокаменных зон, начиная с их базальных слоев, обломков гнейсов, а также обнаружение в пределах чередующихся с зеленокаменными зонами гранито-гнейсовых зон реликтов комплекса серых тоналитовых гнейсов с возрастом метаморфизма до 3,6—3,9 млрд. лет<sup>1</sup> все более убеждают в большей древности гнейсового комплекса, представляющего фундамент зеленокаменных зон [Барагар, Мак-Глин, 1977; Уиндли, 1980; Gee, 1979, и др.].

В каждом архейском массиве зеленокаменные зоны имеют более или менее близкую, хотя и не очень выдержанную ориентировку (в связи с дугообразными, извилистыми или расщепляющимися контурами многих из них), однако на разных щитах и даже на разных массивах в пределах одного щита простираения этих зон могут существенно различаться. Заложение и формирование зеленокаменных зон многие исследователи обоснованно связывают с раздроблением и растяжением сравнительно тонкой в то время литосферы гнейсовых массивов, приводившими к образованию в их пределах многочисленных линейных рифтоподобных структур [Синицин, 1979; Грачев, Федоровский, 1980; Windley, 1973; и др.]. Этот процесс происходил, очевидно, в обстановке возрастающего прогрева верхов мантии, а затем и коры и подъема кровли астеносферы, сопровождавшегося мощными излияниями сперва основных и ультраосновных (мантийных) расплавов, а затем также и более кислых продуктов плавления протоконтинентальной коры, и завершался гранитизацией гнейсового субстрата и подъемом гранитоидных диапиров главным

<sup>1</sup> Так, например, в провинции Сьюперior на Канадском щите древнейшие гнейсовые комплексы датируются цифрами 3,8—3,75 млрд. лет и около 3 млрд. лет, а вулканы зеленокаменных зон в этом же регионе — 2,8—2,7 млрд. лет [Марков, Щербак, 1979].

образом между зеленокаменными зонами, которые в связи с этим приобрели синклиналичную или синклинорную структуру.

Ранние стадии этого процесса, очевидно, можно рассматривать как своеобразный рассредоточенный рифтогенез и сравнивать их с формированием системы взаимопараллельных линейных грабен и горстов в кайнозойской Провинции Бассейнов и Хребтов в Кордильерах или в раннемезозойской рифтовой системе Западной Сибири. Однако масштаб дальнейшего растяжения в зеленокаменных зонах архея оценивается различными авторами весьма по-разному. Одни считают, что растяжение могло приводить к полному разрыву и раздвигу блоков протоконтинентальной коры и образованию между ними впадин с корой океанического типа, возможно напоминавших современные глубоководные впадины окраинных морей в тылу островных дуг [Берк и др., 1980]. Другие полагают, что амплитуда раздвига не превышала 80—100 км, т. е. масштаба межконтинентального рифта типа Красного моря [Синицин, 1979], или что под зеленокаменными зонами протоконтинентальная кора подвергалась лишь утонению и раздроблению с возникновением «щелей», служивших каналами для подъема мантийных магм. По-разному трактуются масштаб и причины последующего сжатия зеленокаменных зон. Одни исследователи предполагают, что эти зоны подвергались весьма значительному поперечному сокращению с возникновением систем относительно пологих чешуйчатых надвигов [Новикова, 1975; Берк и др., 1980], и сравнивают завершающие стадии развития зеленокаменных зон с эволюцией островных дуг. Другие считают, что последующее сжатие приводит к формированию более или менее сильно сжатой симметричной или асимметричной синклиналичной структуры, которая может быть осложнена надвигами, зонами меланжа и пр. [Синицин, 1979]. Наконец, третья группа авторов полагает, что зеленокаменные зоны являются древними аналогами фанерозойских рифтов и формировались в условиях растяжения, а синклиналичная или синклинорная структура зеленокаменных зон обусловлена не общим поперечным сжатием, а их смятием, вызванным увеличением объема (как бы «разбуханием») смежных с ними гнейсовых зон вследствие поздних процессов гранитизации, подъема гранито-гнейсовых куполов и гранитоидных диапиров, затронувших гнейсовые зоны в большей степени, чем зеленокаменные «рифты» [Грачев, Федоровский, 1980].

Итак, зеленокаменные зоны архея представляют собой своеобразные линейные структуры, возникшие в результате горизонтального растяжения, впоследствии сменившегося сжатием (природа которого остается спорной). Линейность и предполагаемый кинематический режим в некоторой мере сближают их с чарнокит-гранулитовыми поясами. Вместе с тем эти типы архейских структур резко различаются многими своими чертами. Если чарнокит-гранулитовые пояса — сильно приподнятые и глубоко эродированные структуры, то зеленокаменные зоны, напротив, представляют собой глубокие (до 10 км и более) прогибы. Гранулитовые пояса на порядок превышают их по своим размерам, резко превосходят их по степени метаморфизма пород и выделяются «предрасположенностью» к неоднократной последующей тектоно-магматической регенерации. Архейские зеленокаменные зоны, напротив, завершив «цикл» своего развития, в большинстве случаев крепко спаиваются со смежными гранито-гнейсовыми зонами, образуя «жесткие» массивы. Если послед-

ние и подвергаются впоследствии раздроблению, то оно часто происходит по новым направлениям, секущим зеленокаменные зоны (например, Великая дайка на Родезийском архейском массиве).

Вопрос о возрастных соотношениях этих двух типов древнейших линейных структур континентов сложен и однозначно пока не решен, а имеющиеся фактические данные на первый взгляд дают основания для противоречивых выводов. Гораздо более высокий метаморфизм пород чарнокит-гранулитовых поясов позволяет предполагать, что они являются более древними, но эти различия отчасти можно объяснить их последующим поднятием и более глубоким срезом. Абсолютные датировки пород зеленокаменных зон достоверно свидетельствуют об их ранне- или позднеархейском возрасте, тогда как в чарнокит-гранулитовых поясах наблюдается широкий разброс датировок и лишь единичные цифры указывают на архей (и в исключительных случаях — на катархей). Однако эти радиогеологические данные интерпретируются как результат неоднократного «омоложения» чарнокитовых поясов и не исключают большей древности последних.

Структурные соотношения на первый взгляд, казалось бы, дают возможность считать зеленокаменные зоны более древними, чем чарнокит-гранулитовые пояса. Во-первых, густота сети и небольшие размеры зеленокаменных зон свидетельствуют о том, что литосфера во время их формирования была наиболее тонкой и сильно прогретой (особенно на завершающей стадии их развития). Это на основании общей тенденции в термической эволюции Земли может указывать на относительную древность зеленокаменных зон. Во-вторых, то, что зеленокаменные зоны размещаются внутри массивов, которые обрамляются и разделяются чарнокит-гранулитовыми поясами, как будто может указывать на их наложенный по отношению к внутренней структуре гнейсовых массивов характер. Однако по поводу этих аргументов следует заметить, что термическая эволюция Земли могла носить более сложный, возвратно-поступательный характер. Тот факт, что архейские зеленокаменные зоны на разных массивах даже в пределах одних и тех же платформ разновозрастны и распространены на них далеко не равномерно, показывает, что аномально высокий термический режим недр, свойственный зеленокаменным зонам в эпохи их активного развития, существовал на территориях древних платформ не повсеместно и не одновременно, а как бы «блуждал», последовательно распространяясь на одни их области и «щадя» другие. Зеленокаменные зоны внутри ряда массивов простираются либо параллельно обрамляющим их гранулитовым поясам, либо кулисообразно, как бы отщепляясь от их края под острым углом; это позволяет предположить, что «раскрытие» подобных зон могло происходить при раздвиговых или раздвиго-сдвиговых деформациях вдоль обрамляющих поясов. Вполне вероятно, что первоначально зеленокаменные зоны существовали как на массивах, так и в пределах гранулитовых поясов, но в последних они плохо распознаются вследствие их глубокой последующей денудации и наложенного метаморфизма.

Учитывая все сказанное, мы склоняемся к мнению исследователей, считающих, что чарнокит-гранулитовые пояса по времени своего заложения древнее архейских зеленокаменных зон и обособились еще в катархее или по крайней мере к началу архея [Долгинов и др., 1973; Кратц и др., 1979; и др.]. Их заложение было связано с расчленением

протоконтинентальной гнейсовой (тоналитовой) коры, после некоторого охлаждения и консолидации последней, системой швов (шовных зон), возникших в связи с некоторым расширением площади нынешних древних платформ и, скорее всего, обусловленных наиболее ранними импульсами общего увеличения объема планеты. Пока «первичная» литосфера Земли оставалась относительно мощной, возникла сравнительно крупная редкая сеть подобных швов или шовных зон, по которым внедрялись или достигали поверхности отдельные порции основной и ультраосновной магмы. В дальнейшем вследствие по крайней мере двукратно происходившего (в раннем и среднем архее) повышения термического режима во внешней оболочке Земли в отдельных районах нынешних континентов кровля астеносферы существенно поднималась. Растяжение в такие эпохи охватывало не только шовные зоны между массивами, но и отдельные гнейсовые массивы, которые начинали дробиться и расплываться, распадаясь на мелкие горсто- и грабенообразные блоки. Последние заливались потоками лав, выплавлявшихся сперва из верхней мантии, а затем и из коры, а позднее прогрев гнейсового фундамента приводил к широкому развитию гранитизации и гранитоидного плутонизма.

Когда термический режим в коре начинал снижаться, кора гнейсовых массивов остывала и реконсолидировалась, а мелкие зеленокаменные зоны, «сцементированные» гранитоидными инъекциями, залечивались. Расширение сменялось общим сжатием, которое сперва проявлялось повсеместно, в том числе внутри гнейсовых массивов, а затем в основном сосредоточивалось в разделявших их шовных зонах (гранулитовых поясах), которые подвергались сжатию, раздавливанию, надвиганию на смежные массивы, выжиманию кверху и, как следствие, глубокой эрозии. При новом усилении разогрева недр возобновлялось растяжение шовных зон, они подвергались диафторезу, и т. д. В итоге нескольких повторных циклов усиленного прогрева и охлаждения, растяжения и сжатия внешних оболочек Земли сформировалась сеть глубоких «живучих» шовных зон («межей») и разделяющих их гнейсовых массивов с изометричным структурным рисунком («полей»), которые лишь в отдельных древнем метаморфическом доколе эпохи наибольшего прогревания коры (причем повсеместно) подвергались раздроблению, «расползанию», становясь ареной рассредоточенного рифтогенеза и сначала мантийного, а потом корового магматизма, и вскоре вновь охлаждались и консолидировались.

Таким образом, зеленокаменные зоны архейских гнейсовых массивов, возникшие в фазы их наибольшего растяжения и прогрева, могут рассматриваться как недолговечные проявления своеобразного рассеянного рифтообразования; чарнокит-гранулитовые же пояса, хотя они и не сохранили в своем древнем метаморфическом доколе явных признаков архейских рифтоподобных структур, тем не менее, по-видимому, являлись долгоживущими линейными зонами термической и магматической проницаемости, в пределах которых неоднократно чередовались деформации растяжения и сжатия. Сохранив эти свои особенности в последующее время, они в значительной мере предопределили локализацию протерозойских и фанерозойских рифтовых и геосинклинальных структур.

*Ранний протерозой.* К началу раннего протерозоя (2,6—1,65 млрд. лет) после отмирания позднеархейских зеленокаменных зон в пределах контуров современных древних платформ сложились обширные относи-

тельно консолидированные области — протоплатформы (или «щитовые массивы» по Ч. Б. Борукаеву с соавторами [1977]). Они явились ядрами будущих древних платформ, а в некоторых случаях (Сибирская, Восточно-Европейская протоплатформы) почти не уступали им по размеру. В основном протоплатформы испытывали в раннем протерозое поднятие, и лишь на отдельных их участках происходили опускания (подчас весьма значительные) и формировались древнейшие платформенные чехлы [Муратов, 1979]. Между протоплатформами в раннем протерозое развивались протогеосинклинальные области — гораздо более широкие и протяженные, чем зеленокаменные зоны архея, но более узкие и короткие, чем геосинклинальные пояса рифея и фанерозоя. Они (во всяком случае их доступные наблюдению участки) были почти целиком заложены на архейском протоконтинентальном фундаменте, о чем свидетельствует отсутствие в их разрезах, за редкими исключениями (например, Байкало-Патомская зона), типичной офиолитовой ассоциации и наличие выступов архейского основания в их пределах. Крупнейшие геосинклинальные пояса неогей — Урало-Монгольский, Северо-Атлантический, Средиземноморский и другие — в раннем протерозое как самостоятельные тектонические элементы планетарного масштаба, по-видимому, еще не сформировались, и на их месте, возможно, существовали как протоплатформы, так и протогеосинклинальные зоны (частично, может быть, с корой океанического типа?).

В середине и конце раннего протерозоя протогеосинклинальные области подверглись складчатым деформациям, метаморфизму (амфиболитовой или зеленосланцевой ступени) и гранитоидному плутонизму и прекратили существование. Спаявшись со смежными протоплатформенными массивами, они образовали вместе с ними огромные консолидированные структуры, не только не уступавшие по размерам современным древним платформам, но, по-видимому, объединявшие даже по нескольку платформ, а возможно, и все современные континенты в единый, хотя и весьма гетерогенный по своему внутреннему строению консолидированный блок (так называемая альгомская консолидация по Г. Штилле [1964]).

Тектонические деформации внутри протоплатформенных областей с относительно «жестким» архейским метаморфическим фундаментом в основном носили глыбовый характер, но в сравнительно узких повных зонах происходили значительные погружения, и чехол в них подвергался подчас интенсивному смятию и метаморфизму. Тепловой режим раннепротерозойских протоплатформ в среднем существенно уступал таковому архейских гнейсовых массивов, но превосходил термический режим рифейских и фанерозойских платформ; однако он был подвержен существенным колебаниям как во времени, так и на площади, и в некоторых сильно прогретых зонах протоплатформ происходили весьма мощные излияния основных, ультраосновных (мантийных) и более кислых вулканических продуктов корового происхождения, а также внедрения интрузивных тел ультраосновного, основного и кислого состава, достигавших подчас огромных размеров.

В пределах протоплатформ мы встречаем наиболее древние раннепротерозойские рифтоподобные линейные структуры растяжения; чтобы подчеркнуть своеобразие этой генерации рифтоподобных структур, мы будем называть их проторифтовыми. По своей распространенности на

площади и, по-видимому, по суммарному масштабу растяжения они резко уступают зеленокаменным поясам архея, но обычно превосходят их по своей протяженности. Вероятно, это указывает на возросшую толщину и степень консолидированности коры протоплатформ по сравнению с архейскими гнейсовыми массивами. Возникновение проторифтовых зон на протоплатформах приблизительно совпадало во времени с заложением протогеосинклинальных областей и генетически, вероятно, было сопряжено с ним, представляя как бы ослабленное, побочное проявление единого глобального процесса регенерации. Среди раннепротерозойских проторифтовых зон различаются две группы: первая, более «примитивная», представлена проторифтами, которые подверглись лишь некоторым деформациям растяжения, во второй же группе, с более длительным и сложным развитием, последние сменились впоследствии деформациями сжатия.

К первой группе принадлежит так называемая Великая дайка, прорывающая архейские зеленокаменные зоны и гнейсовые комплексы Родезийского массива и полиметаморфический пояс Лимпопо в Юго-Восточной Африке. Эта гигантская «дайка» протягивается в северо-северо-восточном направлении на 675 км при средней ширине 5—10 км приблизительно параллельно западному краю Мозамбикского чарнокит-гранулитового пояса, неоднократно переживавшего тектоно-магматическую регенерацию. «Дайка» представляет собой в действительности сложное псевдостратифицированное интрузивное тело, приуроченное к щелеобразной раздвиговой зоне в кристаллическом фундаменте. В поперечном сечении в современном срезе оно имеет синклиналиеобразную форму лополита. Сверху вниз лополит сложен габбро-норитами (с ксенолитами архейских пород), частично серпентинизированными пироксенитами и перидотитами. Книзу, по геофизическим данным, лополит переходит в крутое дайкообразное тело — абиссолит. Параллельно Великой дайке простираются мелкие дайкообразные тела базитов. По-видимому, она маркирует вскрытую эрозией глубокую корневую часть линейной грабенообразной впадины, верхняя, уничтоженная эрозией часть которой первоначально заполнялась вулканитами основного и ультраосновного состава. Возраст Великой дайки  $2530 \pm 30$  млн. лет [Allsopp, 1965].

На ее простирации в 200 км южнее, уже в пределах другого, Трансваальского архейского массива, находится огромный лополит Бушвелд, сложенный породами, сходными с породами Великой дайки (норитами, габбро и частично гипербазитами), и более поздними гранитоидами, но более молодой ( $1950 \pm 50$  млн. лет); еще далее к юго-западу в пределах того же массива располагается обширная глубокая впадина, выполненная нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, в том числе базальтами, дацитами и кислыми лавами системы Вентерсдорп ( $2250—2300$  млн. лет).

Таким образом, Юго-Восточную Африку пересекает раннепротерозойская зона слабого растяжения и пронизанности, вдоль которой как бы «блуждали» периодически происходившие вспышки интрузивного и эффузивного магматизма. Северным продолжением этой зоны, возможно, является рой даек в районе оз. Эяси (2500 млн. лет), пересекающий Танганьикский архейский массив [Mc Connell, 1979]. В целом эту зону общей протяженностью более 3000 км Мак Коннел рассматривает как раннепротерозойский пояс проторифтовых дислокаций, северная часть

которого спустя 2 млрд. лет была унаследована кайнозойскими рифтовыми зонами Афро-Аравийского рифтового пояса — Кенийской, Эфиопской и др. [Mc Connell, 1979]. Следует отметить резко дискордантный характер Великой дайки и проторифтовой системы в целом по отношению к пересекаемым ею частным субширотным архейским структурам субстрата.

Другая группа раннепротерозойских проторифтовых структур представлена узкими асимметричными грабен-синклинальными впадинами, подвергшимися в конце своего развития некоторому сжатию. Эти структуры на Сибирской и Восточно-Европейской платформах были описаны под названиями геосинклинальных трогов [Федоровский, Лейтес, 1968; Грачев, Федоровский, 1970] или палеоавлакогенов [Лейтес и др., 1970], а близкие к ним, но несколько более крупные и сложные по своему внутреннему строению структуры нередко описываются как «интракратонные складчатые зоны». Среди этих структур, в свою очередь, различаются палеоавлакогены, или «троги», выполненные либо вулканогенными и вулканогенно-осадочными, либо осадочными образованиями (в том числе нередко формацией джеспилитов).

Наиболее характерными примерами первых могут служить впадины Печенга и Имандра-Варзуга в северо-западной части Балтийского щита, на Кольском полуострове, сложенные преимущественно мощными покровами базальтов с резко подчиненными им вулканитами ультраосновного (базальтовые коматиты) и более кислого (андезито-базальты, андезиты, дациты) состава, а также чередующимися с ними толщами терригенных и карбонатных пород [Скуфьин, 1980]. Этот комплекс мощностью более 10 км пронизан пластовыми телами базитов и гипербазитов. Он выполняет цепочку узких асимметричных пришовных синклиналей общей протяженностью до 600 км, ограниченных с юга системой взбросо-надвигов. Трогообразный Печенга-Имандра-Варзугский прогиб был приурочен к зоне древнего глубинного магмоподводящего шва, прерывистое растяжение которого в раннем протерозое контролировало режим вулканической деятельности. На первых стадиях в составе вулканитов заметное место занимали продукты среднего и умеренно кислого состава (что, вероятно, указывает на определенную роль коры в генерации магматических расплавов), а на более поздних стадиях подавляющую роль среди эффузивных и интрузивных образований приобрели мантийные продукты основного и частично ультраосновного состава. Формирование зоны завершилось некоторым сжатием и надвиганием на нее более южного блока; южное принадвиговое крыло Печенгской структуры подверглось резко повышенному метаморфизму, а непосредственно южнее возникли гранито-гнейсовые купола.

По мнению А. Ф. Грачева и В. С. Федоровского [1980], к тому же типу структур можно отнести примерно одновозрастный Печенгскому Лабрадорский трог в Канаде, а также многочисленные более мелкие «троги», раздробившие при своем заложении древний архейский гнейсовый фундамент Алданского щита<sup>1</sup>. К числу «палеоавлакогенов» с нижнепротерозойским терригенно-кремнистым выполнением принадлежат узкие шовные прогибы Восточно-Европейской платформы, известные на

<sup>1</sup> Хотя эти авторы предположительно считают трог Алданского щита не раннепротерозойскими, а позднеархейскими.

Украинском щите и в Воронежском массиве и заполненные соответственно криворожской и курской джеспилитовыми сериями. Своеобразие этих раннепротерозойских структур состоит в том, что они наследуют позицию архейских зеленокаменных (метабазитовых) зон, которые в других регионах обычно отмирают к концу архея. Их необычная «живучесть», возможно, была связана с повторным приоткрыванием субмеридиональных разломов при возобновлении сдвигов смещений вдоль древних швов, обрамляющих Воронежский и Украинский блоки.

Раннепротерозойские палеоавлакогены (или узкие интракратонные протогоэсинклинали) с существенно вулканогенным или осадочным заполнением известны и на других древних платформах, например на Индостанской (Сатпурская зона), Австралийской (зоны Ашбертон, Кинг-Лиополд, Холлс-Крик и др.) и др. Общими чертами раннепротерозойских авлакогенов, заметно отличающимися их от многих рифейских и фанерозойских авлакогенов, являются складчатая структура, обусловленная некоторым сжатием на завершающей стадии развития, и метаморфизм зеленосланцевой или, реже, амфиболитовой ступени.

*Поздний протерозой.* Поздний протерозой (1,65—0,6 млрд. лет) является одной из важнейших эпох в истории рифтогенеза. К раннему и среднему рифею относится отмеченная на всех континентах резкая активизация процессов раздробления и регенерации, которая привела к разрушению относительно жесткой структуры земной коры, возникшей в конце раннего протерозоя в результате альгомской консолидации [Штилле, 1964], и к заложению крупнейших геосинклинальных поясов неогей — Северо-Атлантического, Урало-Монгольского, Средиземноморского и др. Процесс раздробления, несомненно, сопровождался значительным горизонтальным растяжением тех зон, где он происходил, и поскольку протекал одновременно на огромных территориях самых различных регионов Земли, то был, вероятно, связан с возобновлением некоторого общего расширения планеты [Glikson, 1980].

Параллельно с заложением геосинклинальных поясов, обособивших и разобидивших древние платформы северного полушария (Северо-Американскую, Восточно-Европейскую, Сибирскую, Китайскую) и Гондванский суперконтинент (суперплатформу?), в пределах этих платформ, в свою очередь, возникали линейные грабенообразные структуры более мелкого масштаба, во многом сходные или приближающиеся по своим признакам к эпиплатформенным рифтовым зонам мезозоя и кайнозоя. Подобные структуры, впервые выявленные и описанные на Восточно-Европейской платформе Н. С. Шатским под названием авлакогенов [Шатский, Богданов, 1961], были впоследствии обнаружены или идентифицированы на других платформах Лавразийской и Гондванской групп [Милановский, 1979]. Авлакогены представляют собой грабенообразные впадины протяженностью от нескольких сот до тысячи и более километров, шириной в десятки—сотню километров и глубиной от 1—2 до 5—10 км и более. Как и кайнозойские рифты, в период своего заложения и погружения они ограничиваются и пересекаются нормальными сбросами и, несомненно, представляют собой структуры растяжения. Как правило, они наследуют древние линейные структуры в метаморфическом фундаменте платформ, в частности чарнокит-гранулитовые пояса катархейского или раннеархейского возраста, раннепротерозойские интракратонные складчатые зоны (палеоавлакогены, крупные тектонические

швы и пр.), и вместе с тем «избегают» древние гнейсовые массивы, в том числе те, к которым приурочены архейские зеленокаменные зоны. Заложение и погружение рифейских авлакогенов происходили на фоне воздымания смежных блоков фундамента и предшествовали формированию сплошного платформенного чехла, т. е. отвечали доплитной (или авлакогенной по А. А. Богданову [1964]) стадии развития древних платформ. Но в большинстве своем авлакогены формировались в пределах будущих плит, образуя нижний структурный этаж, и чехла и лишь незначительно были распространены в областях современных щитов.

Рифейские авлакогены отличаются разнообразной ориентировкой даже в пределах одной платформы. Так, на Восточно-Европейской платформе большинство их имеет северо-западное и северо-восточное простирание, но часть вытянута широтно или субмеридионально. Авлакогены разных простираний на этой платформе нередко почти непосредственно стыкуются один с другим, образуя в целом довольно сложную и густую сеть. Некоторые авлакогены, например Кьюиноу на Северо-Американской платформе, состоят из нескольких различно ориентированных «колен» и имеют, кроме главного «ствола», короткие боковые ответвления. Эти особенности структурного рисунка позволяют предполагать, что горизонтальное растяжение, сопровождавшее заложение и развитие рифейских авлакогенов, не было однонаправленным и локальным в каждом авлакогене, а происходило в различных направлениях и охватывало в той или иной степени всю территорию платформы.

По своему положению в тектоническом плане платформы авлакогены, как отметил А. А. Богданов [1966], принадлежат к трем типам. Это: 1) сквозные авлакогены, пересекающие платформу от края до края и делящие ее на две обычно неравные части; 2) вдающиеся в тело платформы со стороны обрамляющего геосинклинального пояса и слепо затухающие внутри нее (А. А. Богданов назвал их поперечными, но они могут вдаваться в платформу как поперек, так и косо к ее краю); 3) внутренние, не достигающие границ платформы и слепо затухающие на обоих своих концах. Самыми протяженными, глубокими и сложными являются, как правило, сквозные авлакогены, а внутренние, наоборот, относительно мелкими и просто построенными.

В ходе погружения авлакогены заполнялись в основном терригенными осадками — продуктами размыва архейских и отчасти нижнепротерозойских пород фундамента. Но в заполнении многих авлакогенов участвуют также вулканогенные образования, главным образом лавы и пирокластиты базальтового состава (в отличие от субщелочных и щелочных вулканитов, свойственных эпиплатформенным рифтовым зонам фанерозоя). Мощность и объемы базальтовых толщ в некоторых рифейских авлакогенах достигают огромных значений. Так, например, в авлакогене Кьюиноу [Halls, 1978] их мощность превышает 10 км, а объем доходит до 400 000 км<sup>3</sup>. Массовые базальтовые эффузии отвечают фазам наиболее интенсивного растяжения и синхронного ему проседания дна авлакогена. В некоторых авлакогенах присутствуют также значительные интрузии габброидов (например, Дулутский массив в авлакогене Кьюиноу) и щелочные массивы центрального типа (в Гардарской зоне Гренландии). Период погружения авлакогенов продолжается от 100—200 до 500 млн. и даже до 1 млрд. лет и, таким образом, может охватывать весь рифей или какую-либо его часть (чаще всего сред-

ний и поздний рифей). Во время заложения и проседания авлакогены, лишенные значительных проявлений вулканизма, по-видимому, напоминали эпиплатформенные рифтовые зоны щелевого типа, а авлакогены с мощными вулканическими проявлениями — рифтовые зоны сводо-вулканического типа [Милановский, 1976]. Развитие рифейских авлакогенов завершалось по-разному:

1) в простейшем случае в авлакогене прекращалось погружение (окончательно или временно), и он сохранял форму грабена;

2) зона, захваченная опусканием, в конце развития авлакогена начинала быстро расширяться, а скорость погружения, напротив, сильно замедлялась. В результате над грабеном возникала значительно более широкая и плоская впадина типа синеклизы (например, Балтийская синеклиза над системой среднерусских авлакогенов на Восточно-Европейской платформе);

3) внутри грабена возникало меньшее по ширине и длине внутреннее горстовое поднятие инверсионного характера, ограниченное взбросами или надвигами (например, в авлакогене Кьюиноу);

4) в ряде случаев толщи пород, выполняющие авлакоген, подвергались линейной складчатости, надвиговым и даже покровным деформациям (авлакогены Амадиес на Австралийской, Иркинневский на Сибирской, Тиманский на Восточно-Европейской платформах). Очевидно, в случаях 3) и 4) авлакогены в конце своего развития испытывали некоторое поперечное сжатие, и, следовательно, знак горизонтальных движений в них со временем менялся на обратный.

Инверсия знака тектонических движений и тем более складчато-надвиговые деформации в конце развития, как правило, наиболее часто и полно проявлялись в сквозных авлакогенах и на внешних участках вдающихся авлакогенов, служивших как бы ответвлениями соседних геосинклинальных областей, и происходили одновременно с деформациями сжатия в прилегающих зонах последних. Напротив, во внутренних авлакогенах и на участках «слепых» окончаний вдающихся авлакогенов инверсия проявлялась слабо или вообще не имела места.

Заложение большинства позднепротерозойских авлакогенов относится к раннему или среднему рифею; средний рифей является временем их наиболее интенсивного проседания и вулканической активности. Многие (но не все!) авлакогены продолжали погружение в позднем рифее, а некоторые были даже заложены или регенерированы в эту эпоху.

Прекращение погружения, иногда сопровождавшееся ростом внутренних горстообразных поднятий или складчатостью, в некоторых авлакогенах (например, Кьюиноу) относится к концу среднего рифея и отвечает Гренвильской или Дальсландской тектоно-магматической эпохе (около 1 млрд. лет тому назад). В ряде других авлакогенов аналогичные деформации относятся к венду — началу кембрия (650—550 млн. лет тому назад) и соответствуют времени завершения байкальского тектонического цикла в соседних геосинклинальных областях (например, авлакоген Амадиес на Австралийской, Тиманский — на Восточно-Европейской платформах и др.).

По своей структуре и истории развития некоторые наиболее крупные и развитые авлакогены напоминают в миниатюре на ранних стадиях своей эволюции геосинклинальные прогибы, а на поздних — образовавшиеся на их месте эпигеосинклинальные складчатые сооружения и по-

этому нередко именуется «интракратонными геосинклиналями» и «интракратонными складчатыми зонами».

В общем тектонические события, имевшие место на древних платформах в позднем протерозое — от заложения рифейских авлакогенов до их отмирания или инверсионных деформаций в них, по-видимому, представляют собой более слабые проявления тех же процессов, которые протекали в смежных с этими платформами геосинклинальных поясах, — общего умеренного горизонтального растяжения на ранних стадиях байкальского цикла и еще более слабого и несовместно выраженного сжатия на его завершающих стадиях. Как впервые показал Г. Штилле [1964], тектоническая регенерация, которая произошла между 1600—1300 млн. лет тому назад на огромных пространствах Земли и привела к возникновению геосинклинальных поясов неогей и разобленных ими древних платформ, явилась одним из важнейших переломных моментов в геологической истории Земли. Заложение многочисленных авлакогенов, рассекающих тела этих платформ, можно рассматривать как одно из частных, второстепенных по масштабу, но весьма характерных выражений этого планетарного процесса регенерации. Повсеместный характер деформации растяжения при заложении геосинклинальных поясов и авлакогенов в раннем и среднем рифее позволяет предполагать, что в эти эпохи происходило некоторое общее расширение Земли [Милановский, 1979; Glikson, 1980], а мощные проявления базальтового вулканизма в авлакогенах в среднем рифее, вероятно, могут указывать на то, что этот процесс сопровождался повышением теплового режима в верхах мантии, вплоть до появления под некоторыми участками платформ обширных магматических очагов.

*Палеозой.* Историю проявлений рифтогенеза на протяжении фанерозоя мы рассмотрим здесь очень кратко, так как она изучена значительно лучше и освещена, в частности, в других работах автора [Милановский, 1976 и др.]. В палеозое фиксируются три основные эпохи усиления рифтогенеза, следующие за главными периодами байкальской, каледонской и герцинской складчатости: кембрийская (наиболее слабо выраженная), девонская (проявленная наиболее широко и мощно) и пермская. В палеозое мы встречаемся с большим разнообразием тектонических обстановок рифтообразования по сравнению с поздним протерозоем.

Во-первых, это авлакогены древних платформ, которые после некоторой паузы в их развитии (в течение раннего палеозоя) регенерируются в среднем палеозое, главным образом в девоне (на Восточно-Европейской, Сибирской, Австралийской, Северо-Американской платформах и др.) и отчасти в перми (грабен Осло). При этом регенерировались (а в некоторых случаях, возможно, возникали вновь) авлакогены, расположенные в частях платформ, прилегающих к смежным с ними палеозойским (чаще всего герцинским) геосинклинальным поясам. Вулканизм, сопутствовавший регенерации авлакогенов, в отличие от рифея имел щелочно-базальтовый или щелочно-ультраосновной характер. Палеозойская стадия растяжения и локального глубокого погружения авлакогенов, как правило, была значительно более короткой, чем рифейская; после этой стадии многие из них вовлекались в общее погружение в составе обширных платформенных впадин типа синеклиз. Однако в период герцинской складчатости, а в некоторых случаях и после нее на протяжении мезозоя во многих авлакогенах имела место инверсия тек-

тонических движений; она выражалась в возникновении внутри авлакогенов валообразных поднятий в платформенном чехле или горстообразных выступов древнего метаморфического фундамента, а в некоторых случаях — в формировании на месте глубоких прогибов миниатюрных зон складчатого, складчато-надвигового (Донецкий бассейн, авлакогены Амадиес в Австралии, Угарта в Африке) и складчато-глыбового строения (зона Вичита в Северной Америке).

Во-вторых, в палеозое впервые возникают эпиорогенные рифтовые зоны и рифтовые системы. Наиболее древняя из них — вендско-раннекембрийская — формируется на месте байкалид в Байкало-Патомской области Сибири. В пределах Урало-Монгольского геосинклинального пояса при его частной регенерации в кембрии, вероятно, возник целый ряд зон рифтоподобных деформаций, но они были почти целиком «замаскированы» в ходе последующих тектонических процессов. Более молодая эпикаледонская, девонская генерация эпиорогенных рифтовых зон наиболее широко представлена в Северо-Атлантическом складчатом поясе (грабены Восточной Гренландии, Шпицбергена, Шотландии, Северных Аппалачей и др.). В тех же каледонских областях, где складчатые структуры имели не линейный, а более сложный, извилистый рисунок, возникли глыбовые зоны дробления, впадины неправильной формы, вулканические пояса и области и пр. (каледониды Казахстана, Северного Тянь-Шаня, Саяно-Минусинской области). Аналогичные глыбовые структуры растяжения формировались после герцинских складчатых деформаций в позднем палеозое (Центральная Европа, некоторые области Урало-Монгольского пояса и др.).

Наконец, к палеозою (главным образом к позднему палеозою) относится возникновение на некоторых гондванских платформах рифтовых зон, тяготеющих в отличие от северных платформ не к геосинклинальным поясам, а к периферии современной впадины Индийского океана и, по-видимому, связанных с начальными стадиями распада Гондваны. Наиболее ранними среди них являются среднепалеозойские грабены в западной и северо-западной частях Австралийской платформы, более поздними — позднепалеозойские, «гондванские» грабены на Индостанской и в юго-восточной части Африканской платформы, а также долготная Мозамбикская система грабенов, куда в перми впервые проникает море.

*Мезозой и кайнозой.* В мезозое сфера проявлений рифтогенеза продолжает расширяться, а их разнообразие и интенсивность резко возрастают. Одновременно с этим в раннем триасе начинается длительная эпоха интенсивного траппового магматизма, почти совершенно отсутствовавшего в палеозое, и на протяжении мезозоя и начала кайнозоя (до эоцена включительно) он «блуждает» по континентам Земли, последовательно захватывая Сибирскую, Африканскую, Антарктическую, Южно-Американскую, Индостанскую, Гренландскую платформы и прилегающие к ним складчатые области. С середины (?) юры фиксируются еще гораздо более мощные, количественно превосходящие трапповый вулканизм платформ в 15—20 раз базальтовые излияния во всех океанах (как в молодых, так и в древнем Тихом океане), которые продолжают до современности.

Мезозойские внутриконтинентальные эпиплатформенные рифтовые зоны в отличие от рифейских и палеозойских авлакогенов, структурно

и генетически сопряженных с геосинклинальными поясами, тяготеют к впадинам Атлантического и Индийского океанов, как бы «вливаясь» в них, и, несомненно, генетически связаны с их формированием.

В не меньшей степени со становлением молодых океанических впадин связаны многочисленные мезозойские периконтинентальные рифтовые зоны, прослеживаемые вдоль западных и восточных побережий Индии и Африки, восточных побережий Северной и Южной Америки и западного побережья Австралии. Значительная часть их наложена на краевые участки платформ, обособившихся при распаде суперконтинента Гондваны, но некоторая часть (на восточной периферии Северной Америки и др.) приурочена к палеозойским складчатым сооружениям и имеет эпиорогенный характер.

Наиболее грандиозные проявления рифтообразования в позднем мезозое и кайнозое, несомненно, имели место в пределах Атлантического, Индийского и Арктического океанов. Однако было бы, по-видимому, ошибкой связывать формирование этих гигантских впадин исключительно с внутриокеаническим типом рифтогенеза, т. е. с развитием срединно-океанических рифтовых хребтов, так как значительные части их ложа были сформированы в результате процессов опускания, раздробления и рассредоточенного рифтогенеза («расползания») и переработки земной коры, которые часто объединяются под общим названием «процессы деструкции» [Пуцаровский, 1978]. Роль этих процессов была особенно значительна в формировании ложа северной части Атлантического, восточной (большей) части Арктического, северо-восточной, северо-западной и юго-западной частей Индийского океана. Огромное развитие процессов деструкции, рифтогенеза, грандиозный мезозойско-кайнозойский вулканизм океанов, а также древних платформ и молодых складчатых областей (краевые вулканические пояса) позволяют предполагать, что мезозой-кайнозой в целом был эпохой значительного повышения термического режима в верхней части мантии (а эпизодически — и в земной коре) и общего, хотя и осложненного рядом частных пульсаций расширения Земли [Милановский, 1978], вероятно сравнимого по своему масштабу с аналогичными процессами, происходившими в позднем протерозе и архее.

Вместе с тем в течение мезозоя и кайнозоя продолжалось развитие Тихоокеанского и Средиземноморско-Индонезийского геосинклинальных поясов. Главным эпохам и фазам усиления деформаций сжатия в этих поясах соответствуют ослабление или временные паузы в развитии рифтогенеза и вулканизма в других регионах Земли, что, возможно, отражает наличие глобальных фаз сжатия. Напротив, во время чередующихся с ними «анорогенных» эпох в этих геосинклинальных, а позднее орогенических поясах наблюдаются признаки растяжения, в частности проявления эпиорогенного рифтогенеза и мощные вспышки вулканизма. Так, после завершения ларамийской складчатости в области Кордильер в позднем кайнозое возникли рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов, рифтовая зона Рио-Гранде, межконтинентальная рифтовая зона Калифорнийского залива, а также гирлянда эпиорогенных рифтовых впадин в Андах. По завершении интенсивных складчато-надвиговых и покровных деформаций в западной части Средиземноморского орогенического пояса в плиоцене—антропогене резко усиливаются процессы раздробления, растяжения и проседания многочисленных впадин. Эта же

эпоха была ознаменована активизацией процессов рифтогенеза и сопутствующего вулканизма в Африкано-Аравийском, Байкальском и других внутриконтинентальных кайнозойских рифтовых поясах и, по-видимому, во всех внутриокеанических рифтовых поясах и межконтинентальных рифтовых зонах. Можно полагать, что последние 4—5 млн. лет отвечают последней фазе некоторого общего расширения Земли.

*Заключение.* Как видно из изложенного, в истории Земли распознается ряд эпох, ознаменованных усилением процессов прогрева верхов мантии (вплоть до частичного или полного плавления), горизонтального расширения коры на обширных территориях или даже на всей поверхности планеты и возникновения и активного развития линейных (рифтоподобных или рифтовых) структур растяжения. Наличие таких эпох находит наиболее естественное объяснение с позиций гипотезы пульсаций объема Земли на фоне некоторого общего неравномерного расширения, происшедшего на протяжении ее геологической истории [Милановский, 1978]. Среди пяти главных мегаэпох расширения и активизации рифтогенеза особенно выделяются три мегаэпохи относительно наиболее интенсивного глобального растяжения — катархейско-архейская, позднепротерозойская и мезозойско-кайнозойская. Структуры растяжения, возникшие в каждую из этих мегаэпох, существенно различались по своим геометрическим параметрам, морфологическим особенностям, тектоническим парагенезам, формациям, термическому режиму, сопутствующему магматизму и метаморфизму и по особенностям последующего геологического развития, в том числе позднейших деформаций и пр.; эти различия последовательных генераций рифтовых и рифтоподобных структур отражают ход необратимой эволюции Земли и, в частности, изменения строения и свойств коры, подвергавшейся деструкции в различные эпохи ее истории.

Линейные структуры наиболее древней, катархейско-архейской мегаэпохи рифтогенеза, возникавшие на относительно маломощной подвижной протоконтинентальной коре, сочетали в себе признаки как рифтовых, так и геосинклинальных зон позднейшего геологического времени. Они закладывались в условиях возрастающего прогрева, магматической проницаемости, раздробления и горизонтального растяжения древнейшей коры, но их последующее развитие происходило в условиях смены (или неоднократного чередования) растяжения и сжатия и значительных изменений термического режима. Возможно, самыми ранними и вместе с тем наиболее «живучими» из этих древнейших линейных зон, которые впоследствии неоднократно испытывали регенерацию и во многом предопределили локализацию позднепротерозойских и фанерозойских рифтовых зон континентов и контуры «вторичных» океанических впадин, были зоны, выраженные в современной структуре Земли в виде чарнокит-гранулитовых поясов, образующих довольно крупную сеть в пределах древних платформ всех континентов. В моменты наиболее интенсивного, но более локально проявлявшегося горизонтального растяжения и прогрева архейской протоконтинентальная кора разбивалась весьма густой сетью более узких и коротких раздвиговых зон, сохранившихся ныне в виде так называемых зеленокаменных поясов или зон. Проторифтовые зоны раннепротерозойской мегаэпохи закладывались в процессе частичной деструкции относительно более прочной и зрелой коры, чем в архее; по-видимому, они были родственны одновозрастным им протогеосинклинальным прогибам, но отличались от них меньшими масштабами и меньшей ролью

(или даже отсутствием) проявлений последующего сжатия. Эта генерация проторифтовых структур в целом выявлена и изучена пока слабо.

Резкое усиление процесса рифтогенеза относится к позднему протерозою (риффею), когда на древних платформах (особенно лавразийских) возникли многочисленные континентальные рифтовые зоны — авлакогены. Они были тесно структурно и генетически связаны с заложенными одновременно с ними обширными геосинклинальными поясами неогена и в большинстве случаев являлись их ответвлениями, глубоко проникающими внутрь платформ. Формирование авлакогенов, как и геосинклинальных поясов, было обусловлено мощными процессами растяжения и деструкции континентальной коры, охватившими в той или иной мере разные участки поверхности Земли в рифее, и в ряде случаев завершилось, как и в геосинклинальных прогибах, деформациями сжатия.

Происходившая в начале и середине палеозоя частичная регенерация геосинклинальных поясов сопровождалась регенерацией ряда рифейских авлакогенов на древних платформах. К концу палеозоя растяжение и погружение в этих авлакогенах, как и в палеозойских геосинклиналях, прекратились и сменились сжатием, которое в некоторых из них периодически возобновлялось в течение мезозоя.

Параллельно с развитием эпиplatformенных рифтовых зон в начале и середине палеозоя впервые появляются наиболее ранние эпиорогенные рифтовые зоны; они возникают в пределах некоторых байкальских и каледонских складчатых областей в результате горизонтального растяжения, которому последние подверглись в кембрии и главным образом в девоне.

В палеозое же ощущаются первые проявления деструкции на отдельных участках суперконтинента (суперплатформы) Гондваны, приведшие в дальнейшем (в мезозое) к его окончательному распаду.

Огромного масштаба достигают проявления рифтогенеза и сопутствующего ему внегеосинклинального вулканизма в последнюю, мезозойско-кайнозойскую мегаэпоху развития Земли.

В отличие от протерозоя и палеозоя мезозойско-кайнозойский рифтогенез не был непосредственно связан с развитием геосинклинальных областей и поясов и не был подчинен ему как сопутствующее явление на обрамляющих их платформах. Напротив, он представлял собой процесс растяжения и деструкции коры, пространственно и генетически связанный с формированием «вторичных» океанических впадин. По отношению к развитию геосинклинальных поясов мезозойско-кайнозойский рифтогенез выступает как во многом противоположный по своим кинематическим тенденциям, «антагонистический» процесс. Эти процессы сложно сочетаются и в глобальном масштабе уравниваются один другой, причем во времени фазы усиления рифтогенеза чередуются с пароксизмами сжатия в геосинклинальных областях. В целом же мезозойско-кайнозойская мегаэпоха знаменуется преобладанием глобального расширения (и в том числе рифтогенеза) над проявлениями сжатия.

Таким образом, в ходе развития Земли рифтогенез как геологический процесс претерпевает сложную эволюцию. В архее развитие линейных тектонических зон совмещало в себе черты рифтового и геосинклинального процессов. В протерозое и палеозое континентальный рифтогенез представлял собой процесс, родственный и подчиненный геосинклинальному, а в последнюю, мезозойско-кайнозойскую мегаэпоху развития на-

шей планеты он приобрел огромное самостоятельное значение как одна из важнейших форм деструкции континентальных массивов и разрастания океанических впадин в ходе некоторого общего расширения Земли.

## ЛИТЕРАТУРА

- Барагар В. Р. А., Мак-Глин Дж. К. Раннеархейский фундамент на Канадском щите.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 163—177.
- Берк К., Дьюи Дж. Ф., Кидд У. С. Ф. Господство горизонтальных движений островодужных и микроконтинентальных столкновений в течение позднего пермобильного этапа.— В кн.: Ранняя эволюция Земли. М.: Мир, 1980, с. 123—143.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ.— Сов. геология, 1964, № 9, с. 3—28.
- Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1966, № 5, с. 46—66.
- Божко Н. А. Тектоно-термальная переработка докембрийского фундамента Гондваны.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 5, с. 17—30.
- Борукаев Ч. Б., Башарин А. К., Берзин Н. А. Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 264 с.
- Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария.— В кн.: Ранняя эволюция Земли. М.: Мир, 1980, с. 264—285.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов.— Сов. геология, 1970, № 12, с. 121—122.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги? — Геотектоника, 1980, с. 3—24.
- Долгинов Е. А. Тектоническое развитие Восточной Африки в архее и раннем протерозое.— Изв. вузов. Геол. и развед., 1979, № 2, с. 67—77.
- Долгинов Е. А., Моралев В. И., Поникарнов В. П. О типах раннедокембрийских структур.— Геотектоника, 1973, № 2, с. 8—19.
- Крагу К. О., Берковский А. Н., Бондаренко Л. П. и др. Основные проблемы геологического строения Русской плиты. Л.: Наука, 1979. 220 с.
- Лейтес А. М., Мурагов М. В., Федоровский В. С. Палеоавлакогены и их место в развитии древних платформ.— Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 6, с. 1355—1358.
- Марков М. С., Щербак Н. П. Архей южной части Канадского щита.— Геотектоника, 1979, № 9, с. 126—127.
- Милановский Е. Е. Рифтогенез и геосинклинальный процесс.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 4, с. 28—40.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
- Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсации и расширения Земли).— Геотектоника, 1978, № 6, с. 3—16.
- Милановский Е. Е. К проблеме происхождения и развития линейных структур платформ.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 6, с. 29—58.
- Мурагов М. В. Раннепротерозойский (афебский) этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования.— Геотектоника, 1979, № 2, с. 3—28.
- Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975, 152 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 265).
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры).— В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 9—53. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 93).
- Пушаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
- Разваляев А. В. Эндогенные процессы, предшествующие рифтогенезу.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 38—41.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя.— М.: Наука, 1974. 302 с.
- Синицин А. В. Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов.— Геотектоника, 1979, № 6, с. 3—19.
- Скуфьин П. К. Особенности вулканизма протерозойской Печенгской структуры.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, вып. 1, с. 120—131.
- Уиндли Б. Ф. Новые тектонические модели эволюции архейских континентов и океанов.— В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 115—122.

- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4, с. 46—61.
- Хаин В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблема новообразования океанических впадин.— Геотектоника, 1969, № 3, с. 31—38.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы. М-б 1 : 2 500 000.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 4, с. 3—25.
- Штилле Г. Тектоническое расчленение истории Земли.— В кн.: Г. Штилле. Избранные труды. М.: Мир, 1964, с. 344—394.
- Allsopp H. L. Rb-Sr and K-Ar age measurements on the Great Dyke of Southern Rhodesia.— J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 4, p. 977—984.
- Burke K. Aulacogens and continental breakup.— Ann. Rev. Earth and Planet. Sci., 1977, vol. 5, p. 311—396.
- Gee R. D. Structure and tectonic style of the Western Australian Shield.— Tectonophysics, 1979, vol. 59, p. 327—329.
- Glikson A. Y. Precambrian sial-sima relations: evidence for Earth expansion.— Tectonophysics, 1980, vol. 63, p. 193—234.
- Halls H. C. The late precambrian central North American rift system and a survey of recent geological and geophysical investigations.— In: Tectonics and geophysics of continental rifts. Ed. I. Ramberg, E.-R. Neumann. Dordrecht (Holland): D. Reidel Publ., 1978, p. 111—123.
- McConnell R. B. A precambrian origin for the protorift dislocation belt of Eastern Africa? — In: Geodynamic evolution of the Afro-Arabian rift belt.— In: Intern. Symp. Rome, 1979, Abstrs, p. 62—65.
- Windley B. F. Crustal development in Precambrian.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1973, vol. 273, N 1235, p. 321—341.

## ТРАНСГРЕССИВНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СОЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Принято считать, что соленосные отложения регрессивны: формируются на фоне общей регрессии, завершают седиментационные циклы, и после их накопления следуют поднятия и размывы. Однако уже В. Крумбейн [Krumbein, 1951] и позднее Н. М. Страхов [1962] писали о трансгрессивном залегании соленосных толщ на подстилающих породах и о их накоплении не только на фоне регрессии, но и на фоне трансгрессии, а также при стабильном стоянии бассейнов. Поэтому «...весьма важно, не следуя в данном вопросе устоявшимся традициям, для возможно большего количества случаев достоверно установить действительный характер залегания соленосных отложений по отношению к подстилающим, а также и покрывающим их породам» [Яншин, 1977, с. 12]. Это позволит полнее изучить палеогеографические условия соленаккумуляции.

Соленосные формации, в том числе мощные с проявлением галокинеза, занимают различное положение в вертикальных формационных рядах, но обычно тяготеют к их нижним, трансгрессивным или к верхним, регрессивным частям.

Соленосные формации в трансгрессивных частях вертикальных формационных рядов характерны для рифтогенных окраин континентов. Такими являются верхнетриасово-нижнеюрские и аптские соленосные формации, развитые по периферии Африки, Северной и Южной Америки, миоценовая соленосная формация Красноморского рифта. В основании вертикальных формационных рядов здесь залегают мощные терригенные аллювиально-озерные формации выполнения рифтов. Соленосные формации обычно подстилаются морскими глинистыми депрессионными и перекрываются морскими карбонатно-терригенными и карбонатными формациями и отмечают переход от континентальных к морским условиям осадконакопления, отлагаясь в первые стадии трансгрессии моря в бассейны осадконакопления с затрудненной связью с Мировым океаном. Барьерами, через которые осуществлялась эта связь, служили тектонические или вулканические поднятия. Соленосные формации выполняли глубокие депрессии, подготовленные некомпенсированным прогибанием при накоплении подстилающих глинистых депрессионных формаций, и накапливались в результате неоднократного поступления вод через барьеры, на что указывает их полициклическое строение.

Соленосные формации трансгрессивных частей вертикальных формационных рядов залегают как согласно на подстилающих глинистых депрессионных формациях, так и несогласно по периферии на терригенных континентальных отложениях, иногда на породах кристаллического фундамента. По периферии в соленосных формациях отмечаются глубокие внутриформационные размывы. В нижней части вертикального формационного ряда расположены соленосные толщи ротлигендеса и цехштейна

Центрально-Европейского солеродного бассейна, которые трансгрессивно залегают на подстилающих отложениях. Соленосные формации внутриконтинентальных рифтов и авлакогенов тяготеют к средним частям вертикальных формационных рядов, хотя и расположены в их нижних половинах; они накапливались в стадии интенсивного рифтогенеза, подстилаются и перекрываются морскими формациями.

Примером формаций этого типа могут служить девонские соленосные толщи Припятского прогиба. В отличие от мощных соленосных формаций других областей галогенеза их соотношение с подстилающими и покрывающими отложениями изучено не только по периферии, но и на всей территории их развития, поэтому они могут служить благоприятными объектами для изучения соотношений соленосных формаций с вмещающими отложениями.

Нижняя соленосная формация евлановско-ливенского возраста представлена двумя парагенетически связанными между собой фациями — соленосной в центре и сульфатно-карбонатно-терригенной по периферии [Луинович и др., 1969]. Формация полициклическая, в ней выделяются циклы, или ритмы, разного порядка. Каждая ритмопачка трансгрессивно-регрессивная: базальная часть, сложенная несолевыми породами, широко распространена и представлена как в соленосной фации в центре, так и в сульфатно-карбонатно-терригенной по периферии прогиба. Верхняя, регрессивная часть каждой ритмопачки, сложенная каменной солью, распространена более ограниченно лишь в пределах соленосной фации. Площадь распространения соляных пластов расширяется с каждым циклом в нижней части формации и сокращается в верхней.

Поскольку соляные пласты ритмопачек выклиниваются по периферии, базальные пласты залегают согласно на соляных регрессивных частях подстилающих ритмопачек в погруженных частях прогиба и несогласно перекрывают их базальные несолевые части по периферии, где формация развита в несоленосной фации. Обычно несогласия вызваны неосаждением соляных пластов по периферии бассейна, однако иногда перерыв осадконакопления сопровождается эрозией пород и базальные части ритмопачек залегают здесь на подстилающих отложениях с эрозионным и угловым несогласием. Так, в юго-западной части прогиба базальный пласт первой ритмопачки и, следовательно, всей соленосной толщи, залегая согласно на подстилающих евлановских отложениях, при приближении к периферии с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает все более древние воронежские, семилукские [Ерошина, Высоцкий, 1975], а затем и саргаевские [Зингерман, Кедо, 1969] отложения. Установлено также трансгрессивное залегание по периферии базальных пластов некоторых вышележащих ритмопачек на разновозрастных подстилающих ритмопачках [Ерошина, Высоцкий, 1975]. Таким образом, верхнефранская соленосная формация в целом и слагающие ее ритмопачки залегают согласно на подстилающих отложениях в погруженных частях прогиба и несогласно (иногда с эрозионным и угловым несогласием) по периферии. Нижняя соленосная формация согласно перекрыта задонско-елецкой сульфатно-терригенно-карбонатной формацией в наиболее погруженных центральных и восточных частях прогиба, на севере и западе задонские отложения несогласно перекрывают различные ритмопачки соляной толщи [Ерошина, Некрята, 1976].

Верхнефранская соленосная формация накапливалась в результате

направленного циклического процесса засоления бассейна, начавшегося в воронежское время вследствие активной вулканической деятельности в пределах Брагинско-Лоевской седловины: вулканогенные отложения играли роль бара, периодически прерывая или затрудняя связь Припятского бассейна с Днепровско-Донецким. В результате испарения снижался уровень и сокращалась акватория бассейна, повышалась концентрация вод, что приводило к последовательной садке сульфатов, а затем каменных солей. При последующем возобновлении или улучшении связи расширялась площадь бассейна, увеличивалась глубина и накапливались карбонатно-глинистые породы. Каменные соли отлагались в регрессивные стадии циклов на ограниченной площади и в относительно мелководных условиях по сравнению с обстановкой накопления пород трансгрессивных частей циклов. По периферии бассейна времени соленакопления отвечали перерывы, иногда сопровождавшиеся довольно значительными размывами подстилающих пород. Верхнефранская соленосная формация накопилась при стабильном погружении прогиба, последовательные сокращения и расширения акватории бассейна осадконакопления были вызваны не подъемами и погружениями территории, а периодической изоляцией бассейна соленакопления от области питания.

Верхнефаменская соленосная формация сложена в верхней части полициклической калиеносной толщей, в нижней части — малоциклической галитовой. В последней активно проявился галокинез, наиболее значительные мощности ее выполняют глубокую (до 700—800 м) депрессию, сформировавшуюся во время накопления подстилающей задонско-елецкой сульфатно-терригенно-карбонатной формации.

В галитовой субформации выделяется семь ритмопачек: соляные пласты в пределах обрамляющего депрессию шельфа межсолевого бассейна последовательно выклиниваются снизу вверх по направлению к периферии бассейна, и соленосная фация замещается несоляной.

Галитовая субформация имеет сложные и разнообразные соотношения с подстилающими образованиями. На территории внутреннего шельфа галитовая субформация, в том числе ее несолевая фация, без видимого несогласия залегает на межсолевых отложениях. На территории депрессии по межсолевым отложениям галитовая толща залегает согласно на межсолевых породах в синклинальных зонах. В сводах приразломных поднятий в депрессии и на площади внешнего шельфа на границе с депрессией широко распространены зоны отсутствия межсолевых отложений, в которых размыты межсолевые и частично нижнесоленосные отложения и галитовая толща с эрозионным и значительным угловым несогласием перекрывает разновозрастные подстилающие породы — межсолевые, в том числе развитые в депрессионной фации, и различные части верхнефранской соленосной толщи. Широкие зоны отсутствия межсолевых отложений вытянуты вдоль разломов и образуют абразионные эскарпы и эрозионные врезы. Высота абразионных эскарпов достигает 200—300 м, возможно, 500—700 м; углы падения эрозионных поверхностей составляют 6—8°, иногда 20—30°; глубина эрозионных врезов равна 150—200 м.

Таким образом, по периферии солеродного бассейна в пределах внутреннего шельфа межсолевого бассейна, где при накоплении соленосной формации были многочисленные перерывы, она залегает на подстилающих межсолевых отложениях без видимого несогласия, в то же время в депрессии и на ее склоне, где межсолевые отложения перед соленакоп-

лением залежали намного глубже, они размыты в сводах поднятий и трансгрессивно перекрыты верхней соленосной толщей.

Подобные соотношения объясняются своеобразными условиями накопления галитовой субформации. В результате возобновления активной вулканической деятельности в пределах Брагинско-Лоевской седловины в елецкое время Припятский бассейн к началу лебедянского времени был изолирован от Днепровско-Донецкого или связь их была затруднена. Это обусловило отрицательный баланс по воде, сокращение акватории, снижение уровня бассейна и осушение внутреннего шельфа. В результате своды приразломных поднятий оказались выше базиса действия волн и активно размывались вследствие абразии в основном со стороны разломов. Этому, по-видимому, способствовал и тот факт, что карбонатно-глинистые осадки депрессионных фаций в отличие от карбонатных шельфовых к этому времени не были литифицированы. Амплитуды поднятий в результате активных блоковых подвижек, не компенсированных накоплением депрессионных осадков, достигали сотен метров, поэтому глубина срезов и врезов была весьма значительной. Определенную роль могли играть подводные оползни нелитифицированных и слабо литифицированных осадков в разломных эскарпах при подвижках по разломам, на что указывают обвалы брекчии в межсолевых отложениях в опущенных крыльях некоторых крупных разломов. На внутреннем шельфе крупных эрозионных форм не установлено, хотя он неоднократно осушался при накоплении солей в депрессии и на внешнем шельфе. Вероятно, это объясняется кратковременностью перерывов, аридностью климата и, как следствие, слабым развитием эрозионной сети в обрамлении солеродного бассейна.

Соляные пласты галитовой субформации, слагающие верхние части ритмопачек, распространены на меньшей площади по сравнению с базальными частями ритмопачек. Это связано с их накоплением в обстановке периодических резких сокращений акватории бассейна, снижения его уровня и повышения концентрации солей в условиях неоднократного затруднения или прекращения связи бассейна с открытым морем в результате вулканической деятельности в районе Брагинско-Лоевской седловины. Поэтому глубина бассейна соленакопления была меньше глубины бассейна во время накопления подстилающей межсолевой толщи и базальных несолевых частей ритмопачек. Однако она была значительной и достигала сотен метров, на что указывает развитие соляного пласта первой ритмопачки как в депрессии, так и на внешнем шельфе.

Таким образом, галитовая субформация, как и верхнефранская соленосная формация, накапливалась в условиях устойчивого погружения, а флуктуации уровня и акватории были результатом неоднократного затруднения его связи с открытым морем. В отличие от верхнефранской соленосной формации галитовая субформация выполняла существенно более глубокую некомпенсированную депрессию и накапливалась в условиях значительно более резко расчлененного эрозионно-тектонического рельефа, облекая его. Поэтому глубокие размывы отмечены не на периферии бассейна, а в пределах депрессии и на ее бортах.

По мере заполнения депрессии глубина бассейна соленакопления уменьшалась, площадь расширялась, к концу накопления субформации депрессия была полностью компенсирована, на что указывают пласты калийных солей и локальные перерывы на границе субформаций в сводах

поднятий. Вышележащая калиеносная субформация отлагалась в мелководных условиях в процессе конседиментационного прогибания. После ее отложения отмечается перерыв, в результате чего она с эрозионным и угловым несогласием перекрыта надсолевыми породами.

Так, девонские соленосные формации Припятского прогиба залегают на подстилающих отложениях как согласно в наиболее погруженных частях, так и трансгрессивно по периферии и в сводах поднятий. Их трансгрессивное залегание обусловлено не подъемами и погружениями территории и отступлениями и наступлениями моря, а периодической изоляцией бассейна осадконакопления от открытого моря вулканическими сооружениями и последовательным усыханием и сокращением, а затем расширением бассейна при восстановлении связи с открытым морем.

Модель глубокого, но мелководного, усыхающего при соленакоплении бассейна в результате его изоляции от Мирового океана принята как наиболее вероятная рабочая гипотеза для объяснения формирования верхнемиоценовой мессинской соленосной формации Средиземного моря [Hsü et al., 1973; Hsü, 1973]. Соленосная формация залегает в средней части вертикального формационного ряда, трансгрессивно перекрывает глубоководные среднемиоценовые отложения и несогласно перекрыта глубоководными плиоценовыми образованиями. Мессинские эвапориты имеют все черты мелководных (вплоть до субаэральных) отложений и переслаиваются с глубоководными [Hsü, 1973].

Орогенческие движения в среднем и начале позднего миоцена превращали связь Средиземноморья с Восточно-Европейским внутренним морем, прекратился сток речных пресных вод с северо-востока и востока, а к позднему миоцену Средиземное море было изолировано от океана на западе [Hsü et al., 1977]. В результате изоляции бассейна, имеющего глубину 2,5—3 км, начались резкое (на 1—1,5 км) понижение уровня вследствие испарения, повышение концентрации вод и садка эвапоритов в отдельных наиболее погруженных ваннах в относительно мелководных условиях. Краевые части бассейна за пределами солеродных ванн были обнажены и подвергались эрозии. Мессинские эрозионные поверхности прослеживаются как несогласия на сейсмических профилях, полученных методом отраженных волн [Ryan, Cita, 1978]. Переслаивание мелководных эвапоритов с глубоководными породами показывает, что процесс поступления океанических вод, их испарения и садки эвапоритов повторялся неоднократно.

Понижение базиса эрозии привело к врезанию эрозионной сети и образованию глубоких каньонов в обрамлении и на склонах глубоководной котловины Средиземного моря [Чумаков, 1967; Hsü, 1972]. В процессе неоднократного поступления и испарения вод происходила циклическая садка эвапоритов, площадь их накопления расширялась, соленосные отложения по их периферии перекрывали мессинскую эрозионную поверхность и выполняли глубокие врезы. Доэвапоритовые врезы, заполненные соленосными отложениями, установлены на африканском континентальном склоне Ионического бассейна, в некоторых районах бассейна отмечено выклинивание и прислонение мессинских эвапоритов, что указывает на денудационный срез доэвапоритового осадочного чехла [Яншин и др., 1980]. Лишь наиболее глубокие части до-мессинской депрессии были заполнены эвапоритами, поэтому после прекращения их осадения и установления устойчивой связи бассейна с

океаном на западе депрессия оставалась глубоководной. Она была обновлена интенсивными тектоническими опусканиями в предплиоценовое время, и в ней накапливались глубоководные плиоценовые отложения. Таким образом, трансгрессивная мессинская соленосная формация накопилась в результате ряда трансгрессий и регрессий, обусловленных восставлением и прекращением связи Средиземного моря с океаном, вторжением и испарением вод.

Значительная часть мощных соленосных формаций расположена в верхних, регрессивных частях вертикальных формационных рядов. Эти соленосные формации подстилаются морскими, часто карбонатными формациями и перекрыты терригенными красноцветными континентальными образованиями. Они накапливались на фоне общей регрессии в условиях сокращения площади осадконакопления, однако, так же как и соленосные формации, отлагавшиеся в обстановке общей трансгрессии или стабильного стояния бассейна, имеют трансгрессивный контакт с подстилающими отложениями.

Наиболее типичным примером таких формаций может служить кунгурская соленосная толща Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба. Она подстилается нижнепермской карбонатной формацией, развитой в депрессионной фации, и выполняет крупную и глубокую некомпенсированную депрессию. Последняя сформировалась в три стадии некомпенсированного прогибания в девоне, карбоне и ранней перми. Некомпенсированная депрессия Предуральского прогиба обрамлена на западе карбонатным шельфом, на краю которого развиты рифы, на востоке — терригенным шельфом. Депрессия Прикаспийской впадины на севере и западе, и на отдельных участках также на юге и востоке обрамлена карбонатным шельфом; по краю его развиты рифы, которые многие исследователи считают барьерными на северном и западном бортах впадины [Грачевский, 1961; Кузнецов, Хенвин, 1967; и др.].

В Предуральском прогибе уже давно было отмечено залегание кунгурских отложений на разновозрастных биогермных известняках в пределах рифов [Страхов, 1947; и др.], что объяснялось предкунгурским размывом, вызванным поднятием. Позднее было установлено, что кунгурская соленосная толща трансгрессивно, с эрозийным и угловым несогласием залегает на разновозрастных нижнепермских и каменноугольных отложениях в восточной бортовой части Прикаспийской впадины, глубина размыва здесь увеличивается по направлению к борту [Гарецкий и др., 1970]. В южной части Прикаспийской впадины в пределах Астраханско-Биикджалской зоны поднятий верхнеиреньская соляная толща кунгурского возраста лежит на размытой поверхности верхнеартинских пород, а верхнеартинские карбонатно-глинистые отложения трансгрессивно перекрывают разновозрастные породы нижнего и среднего карбона, представленные в основном органогенно-обломочными известняками [Шафиро, 1980]. Трансгрессивное залегание кунгурской соленосной формации на подстилающих нижнепермских отложениях было отмечено во внешних частях северной и западной бортовых зон Прикаспийской впадины [Урусов и др., 1962; Алешин, Ермаков, 1975; Иванов и др., 1975; Коган и др., 1970; Мизинов и др., 1974; Шафиро, 1975]. Во внутренней части западной бортовой зоны Прикаспийской впадины кунгурские отложения трансгрессивно залегают на подстилающих отложениях вплоть до средней части верейского горизонта [Лацкова, 1976].

Есть указание на развитие во внешней части бортовой зоны расчлененного эрозионного и седиментационного рельефа, погребенного соленосной толщей [Виноградова, Ощепков, 1969; Шафи́ро, 1972]. Размыты отмечены внутри кунгурской соленосной толщи, в частности в кровле сульфатно-карбонатной пачки, залегающей в основании соленосного кунгура [Форш, 1979]. По сейсмическим данным, глубокий предкунгурский разрыв предполагается во внутренних районах Прикаспийской впадины [Егоркин и др., 1979].

В Предуральском прогибе разрезы кунгурской соленосной толщи в депрессии и над рифовыми массивами значительно различаются: надмассивный разрез сокращен, из него выпадают соляные пласты, выклинивающиеся на склонах массивов [Страхов, 1947]. В Прикаспийской впадине разрез кунгурской соленосной формации наращивается соляными пластами снизу в направлении от бортов к центру [Белоножко, Писаренко, 1978].

Такие особенности строения кунгурской соленосной толщи и соотношения с подстилающими образованиями позволяют считать, что она накапливалась в процессе неоднократной изоляции и восстановления связи бассейна соленакопления с океаном на севере. При изоляции в результате испарения повышалась концентрация вод, снижался уровень и сокращалась акватория бассейна, каменная соль накапливалась в наиболее погруженных частях депрессии. В это время своды рифов и карбонатные борта депрессий размывались в субаэральных условиях, карбонатные склоны, депрессионные отложения у их подножия, своды поднятий в депрессии размывались в субаквальных условиях абразией, волновой деятельностью, а также подводными течениями. По мере заполнения депрессии расширялась площадь соленакопления, соленосная толща несогласно перекрывала участки, подвергавшиеся эрозии по периферии и в сводах поднятий. Таким образом, эрозия подсолевых отложений и трансгрессивный контакт с ними соленосной формации — результат не столько регионального подъема, сколько понижения уровня при соленакоплении. Глубокий предпозднеаргинский разрыв на юге впадины, возможно, также связан со снижением уровня бассейна в процессе накопления артинских солей в наиболее погруженных частях впадины.

Нижнепермская соленосная формация Днепровско-Донецкой впадины и северо-западного Донбасса расположена в регрессивной части вертикального формационного ряда. Она согласно залегает на красноцветных, преимущественно континентальных отложениях картамышской свиты в наиболее погруженных частях, а по периферии трансгрессивно перекрывает как нижнепермские, так и каменноугольные отложения: при приближении к границе бассейна на подстилающих породах залегают все более молодые горизонты соленосной толщи [Брынза и др., 1966; Вакарчук и др., 1977]. Соленосная формация нивелирует расчлененный эрозионный рельеф: глубина эрозионного расчленения поверхности картамышских отложений достигает 150 м [Черванев, 1979]. Соленосная формация полициклическая; соленосный тип разреза выполняет наиболее погруженные части, к периферии и сводам поднятий он замещается известняково-доломитовым в результате выклинивания пластов соли. Карбонатные пласты в соленосном типе разреза депрессионные, в известняково-доломитовом типе разреза по периферии бассейна и в сводах поднятий — органогенно-обломочные шельфовые [Вакарчук и др., 1977]. Очевидно, полициклическая

нижнепермская соленосная формация накопилась в результате неоднократного затруднения и восстановления связи солеродного бассейна с открытым морем на востоке, при этом соляные пласты накапливались в регрессивные стадии циклов в наиболее погруженных частях в условиях падения уровня и сокращения акватории бассейна. Они выполняли неглубокие седиментационно-тектонические депрессии, формировавшиеся в основном при накоплении депрессионных внутрисолевых прослоев карбонатов. Однако глубокого некомпенсированного прогиба перед накоплением соленосной формации здесь не было, и она выполняет зоны тектонического прогибания. Размыв подстилающих отложений по периферии соленосной формации и ее трансгрессивное залегание, очевидно, связаны не столько со снижением уровня бассейна во время соленакопления, сколько с тектоническим подъемом и дальнейшим погружением, приведшим к последовательному расширению бассейна соленакопления.

Верхнеюрская сульфатно-галогенная формация Амударьинской синеклизы и Афгано-Таджикской впадины также расположена в верхней, регрессивной части вертикального формационного ряда. Она подстилается морской карбонатной формацией, перекрывается красноцветными отложениями, распространена уже подстилающих отложений и накопилась на фоне общей регрессии. Однако для нее, как и для других соленосных формаций, наряду с согласным характерно трансгрессивное залегание на подстилающих отложениях [Браташ, 1961; Бабаев, Раубходжаева, 1972].

Соленосная формация выполняет глубокую (до 600—700 м) аккумуляционно-тектоническую депрессию, сформированную в условиях некомпенсированного прогибания при накоплении подстилающей карбонатной формации. Депрессия обрамлена карбонатным шельфом, осложненным по кромке барьерными рифами, ее рельеф расчленен одиночными рифами и кольцевыми атоллами [Корсунь, 1974; Могилевский, Юлдашев, 1973].

Мощность соленосной формации в зоне развития депрессионных фаций достигает 800—900 м, в шельфовых зонах она не превышает 65 м. Стратиграфически наиболее полные разрезы формации также распространены в депрессии, на шельфе из разреза выпадают нижние и верхние свиты формации и в разрезе присутствуют только средние ангидриты [Бабаев, Раубходжаева, 1972]. В депрессии в межрифовых понижениях отмечается согласный контакт карбонатной и сульфатно-галогенной формаций и развитие переходных между ними отложений, в зонах барьерных рифов и над одиночными рифами переходные образования выпадают из разреза и сульфатно-галогенная формация залегает на карбонатной с перерывом, скрытым или сопровождаемым размывом ранее накопившихся пород [Строение..., 1976]. На шельфе, где средняя часть сульфатно-галогенной формации со стратиграфическим перерывом залегает на карбонатной, заметного размыва не отмечено. По-видимому, размыв вершин рифов не был обусловлен общим поднятием территории, а происходил в субаквальных условиях, когда они выходили выше базиса действия волн. Литифицированные породы карбонатного шельфа, осушенного во время накопления нижних свит сульфатно-галогенной формации, в условиях аридного климата и слабо развитой эрозионной сети не подвергались заметной эрозии. Сульфатно-галогенная формация полициклическая, ее площадь расширялась с каждым циклом по мере заполнения депрессии, и она перекрывала вершины рифов и карбонатный шельф.

Таким образом, трансгрессивное залегание соленых формаций широко распространено. Эти формации расположены в нижних, трансгрессивных, средних и верхних, регрессивных частях вертикальных формационных рядов и накапливались в обстановке как общей трансгрессии, так и, при стабильном стоянии бассейнов, общей регрессии. Они согласно залегают на подстилающих отложениях в наиболее погруженных частях, трансгрессивно — по периферии и в сводах поднятий. Формирование трансгрессивного контакта с подстилающими отложениями соленых формаций, выполняющих глубокие некомпенсированные прогибы, связано в основном не с региональными подъемами, размывами, а затем погружениями территорий соленакопления, а с понижениями уровня бассейна и сокращением акватории в результате изоляции бассейнов соленакопления от Мирового океана и испарения вод. Это приводило к обнажению периферии бассейнов и сводов поднятий, выходу их выше базиса действия волн, субаэральному и субаквальному размыву подстилающих отложений, а затем к трансгрессивному перекрытию солеными образованиями по мере заполнения депрессии осадками и расширения площади соленакопления в результате многократного заполнения бассейна водами и их испарения.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алешин В. М., Ермаков В. А.* О природе бортового уступа Прикаспийской впадины.— *Геол. нефти и газа*, 1975, № 6, с. 16—18.
- Бабеев А. Г., Раубоджаева Т. С.* Соляно-ангидритовая формация юго-западной части Бухаро-Хивинской области и ее роль в формировании залежей нефти и газа. М.: Недра, 1972. 174 с.
- Белопожко В. С., Писаренко Ю. А.* К вопросу о глубине соленакопления раннепермских галогенных осадков в Прикаспийской впадине.— В кн.: Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Саратов, 1978, № 17, с. 130—132.
- Браташ В. И.* К вопросам стратиграфии верхней юры и неокома Таджикской депрессии.— *Тр. ВНИГНИ*, 1961, вып. 30, с. 184—191.
- Брында Н. Ф., Коган В. Д., Тхоржевский С. А., Черняков А. М.* Нижняя пермь — индикатор тектонического развития Днепровского грабена.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1966, № 3, с. 68—75.
- Вакарчук Г. И., Лапкин И. Ю., Ткачишин С. В.* Пермские отложения северо-западной части Приднепровского грабена.— *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, 1977, т. 52, вып. 3, с. 12—25.
- Виноградова Н. Г., Ощепков К. Ф.* О геологическом строении пермских сульфатно-галогенных отложений северо-восточной части Приволжской моноклинали.— В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Нижнего Поволжья. Волгоград: Нижневолжское кн. изд-во, 1969, с. 143—147.
- Гарецкий Р. Г., Далай И. Б., Шлезингер А. Е.* Пермская система. Восточная бортовая часть Прикаспийской впадины.— В кн.: Геология СССР. Т. 21. Западный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1970, кн. 1, с. 215—220.
- Грачевский М. М.* О возможных рифах пермского возраста в прибортовой части Северного Прикаспия.— *Новости нефт. техн. Геол.*, 1961, № 11, с. 16—18.
- Егоркин А. В., Чернышев Н. М., Белокопытов В. Н.* и др. Строение подсолевых отложений Прикаспийской синеклизы по результатам региональных сейсмических исследований.— *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1979, № 10, с. 105—114.
- Ерошина Д. М., Высоцкий Э. А.* Особенности строения и состава нижней соленосной толщи Припятской впадины.— В кн.: Полезные ископаемые Белоруссии. Минск: БелНИГРИ, 1975, с. 128—139.
- Ерошина Д. М., Некрята Н. С.* О контакте нижней соленосной толщи Припятского прогиба с межсолевыми отложениями.— В кн.: Геология нерудных полезных ископаемых БССР. Минск: БелНИГРИ, 1976, с. 76—82.
- Зингерман А. С., Кедр Г. И.* О девонских и каменноугольных отложениях юго-западной части Припятской впадины.— В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига: Зинатне, 1969, с. 217—240.

- Иванов Ю. А., Бланк С. М., Сдобников В. Б., Толмачева Т. И. Литологические особенности подсолевых палеозойских разрезов Прикаспийской впадины.—Тр. ВНИГРИ, 1975, вып. 171, с. 175—184.
- Коган В. Д., Машкович К. А., Найдис К. А., Эздрин М. Б. Подсолевые отложения западной части Прикаспийской впадины.—Сов. геология, 1970, № 1, с. 124—128.
- Корсунь В. В. Верхнеюрские рифовые образования юго-западного Узбекистана.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10, с. 140—147.
- Кузнецов В. Г., Хенвин Т. И. Некоторые черты геологического строения Южно-Уметовского рифа (Нижнее Поволжье).—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. 42, вып. 2, с. 21—25.
- Лацкова В. Е. Критика концепции некомпенсированного развития Прикаспийской впадины в верхнем палеозое.—Тр. ВНИГНИ, 1976, вып. 194, с. 100—106.
- Луцинович Ю. И., Кислик В. З., Зеленцов И. И. Геологическое строение и условия формирования галогенной формации Припятской впадины.—В кн.: Геология и петрография калийных солей Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1969, с. 7—23.
- Мизинов Н. Б., Мордовин А. Я., Левина В. И. и др. Перспективы геологоразведочных работ на нефть и газ в подсолевых отложениях юго-западной части Прикаспийской впадины.—Геол. нефти и газа, 1974, № 4, с. 10—17.
- Могилевский Г. И., Юлдашев Ш. И. О глубинах формирования верхнеюрских галогенных отложений (гаурдакская свита) Амударьинской впадины.—Докл. АН УзССР, 1973, № 9, с. 35—36.
- Страхов Н. М. Очерки геологии кунгура Ишимбаевского нефтеносного района. Ч. 1. Стратиграфия и тектоника. М.: МОИП, 1947. 144 с. (Материалы к позн. геол. строения СССР. Нов. сер.; вып. 5).
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 3. 550 с. Строение верхнеюрской карбонатной формации центральных областей Средней Азии.—Тр. ВНИГНИ, 1976, вып. 164. 128 с.
- Урусов А. В., Кетат О. Б., Кольцова В. В. Стратиграфическая схема пермских и триасовых отложений Волгоградского Поволжья.—Тр. ВНИГНИ, 1962, вып. 1, с. 91—110.
- Фори Н. П. Строение пермской галогенной формации Прикаспийской впадины.—В кн.: Структурные особенности и перспективы нефтегазосности осадочного комплекса Прикаспийской впадины. Л.: Недра, 1979, с. 31—40.
- Шафиро Я. Ш. Корреляция пермских галогенных отложений Волгоградского Поволжья и тектонические условия их формирования.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 6, с. 45—49.
- Шафиро Я. Ш. Нижнепермская галогенная формация Прикаспийской синеклизы и ее северо-западного и северного обрамления.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 1, с. 22—39.
- Шафиро Я. Ш. Тектоника подсолевых отложений приморской части Южно-Эмбенского нефтегазосного района.—Нефтегаз. геол. и геофиз., 1980, № 1, с. 25—29.
- Черванев И. Г. Выделение на основе тренд-анализа структурных элементов и форм палеорельефа в пределах локальной брахиантиклинальной складки.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 157—162.
- Чумаков И. С. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила и Нубии в Верхнем Египте. М.: Наука, 1967. 112 с.
- Яншин А. Л. Основные проблемы соленакопления.—В кн.: Проблемы соленакопления. Новосибирск: Наука, 1977, т. 1, с. 5—15.
- Яншин А. Л., Есина Л. А., Казаков О. В. и др. Осадочный чехол и происхождение Ионического глубоководного бассейна.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 5—21.
- Hsü K. J. When the Mediterranean dried up.—Sci. Amer., 1972, vol. 227, № 6, p. 26—36.
- Hsü K. J. The desiccated deep-basin model for the Messinian events.—In: Messinian events Mediterranean. Amsterdam: London, 1973, p. 60—67.
- Hsü K. J., Montadert L., Bernoulli D. et al History of Mediterranean salinity orisis.—Nature, 1977, vol. 267, N 5610, p. 399—403.
- Hsü K. J., Ryan W. B. F., Cita M. B. Late Miocene desiccation of the Mediterranean.—Nature, 1973, vol 242, p. 240—244.
- Krumbein W. C. Occurrence and litologic associations of evaporites in the United States.—J. Sediment. Petrol., 1951, vol. 21, N 2, p. 63—81.
- Ryan W. B. F., Cita M. B. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces — indicators of a several-kilometer — deep Mediterranean in the Miocene.—Mar. Geol., 1978, vol. 27, N 3/4, p. 193—230.

## К ПРОБЛЕМЕ НЕОДНОРОДНОСТИ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Проблема неоднородности кристаллической части земной коры и верхней мантии включает в себя целый ряд аспектов. Из них в настоящей работе кратко рассматриваются: характер наблюдаемых неоднородностей коры и мантии, их масштабы, методы исследований и связь некоторых особенностей глубинного строения с поверхностной тектоникой.

Неоднородность верхних оболочек Земли — различия в составе и состоянии вещества — имеет место как в вертикальном направлении, так и по латерали и проявляется в вариациях физических параметров — плотности и упругих характеристик. В отличие от плотности упругие характеристики доступны непосредственным измерениям с помощью различных сейсмических методов исследования, поэтому данные именно этих методов использованы в качестве основного фактического материала.

Неоднородность коры и верхней мантии Земли в вертикальном направлении проявляется в слоистости. Исследованиями последних лет достоверно установлено сложное многослойное строение земной коры и получены пока еще немногочисленные сведения об аналогичной структуре верхней мантии. Границы между слоями проявляются скачкообразными изменениями скорости упругих волн или градиента скорости (границы первого и второго рода); внутри каждого слоя скорости либо плавно нарастают с глубиной, либо остаются практически неизменными. Общая тенденция увеличения скорости от слоя к слою по мере продвижения в глубь Земли на ряде участков нарушается существованием слоев пониженных скоростей («волноводов»). Эти последние, так же как и сейсмические границы между слоями, представляют для нас наибольший интерес: природа тех и других не установлена, и не исключена их связь в отдельных случаях с тектоническими движениями.

Неоднородность коры и верхней мантии по латерали находит свое отражение в значительных вариациях скорости на любом, наперед заданном глубинном уровне и на каждой из основных сейсмических границ раздела, в существовании зон потери корреляции упругих волн, в упругой анизотропии пород. Каждое из перечисленных явлений может быть в той или иной мере обусловлено тектоническими напряжениями, нарушением сплошности пород, смещениями.

Попытаемся теперь последовательно рассмотреть все перечисленные выше признаки упругой неоднородности земной коры и мантии с точки зрения их возможной связи с тектоническими движениями и структурами.

*Слоистость коры и верхней мантии, волноводы.* Выяснению природы сейсмических границ раздела посвящены многочисленные исследования геологов и геофизиков, однако до сих пор этот вопрос остается дискуссионным. Широко распространено мнение об изменении вещественного состава пород на сейсмических границах, базирующееся на повышении с глубиной основности вещества земной коры [Бёрч, 1957; Борисов, 1963; Беляевский и др., 1967; и др.]; высказывалось предположение о

стратиграфической природе сейсмических границ как разделов между разновозрастными структурными этажами [Годин, 1962; Резанов, 1965; и др.]; ряд исследователей полагают, что сейсмические границы представляют собой поверхности фронтов метаморфизма [Виноградов, 1962; Ризниченко, Косминская, 1963; и др.]; существует представление о фазовых переходах близ сейсмических разделов [Белоусов, 1966; Грин, Рингвуд, 1967; и др.].

Детальный анализ сейсмических материалов в сопоставлении с составом и термодинамическими условиями земной коры и верхней мантии проведен И. С. Вольвовским [1973], который приходит к выводу, что в верхних частях земной коры «возникновение (сейсмических) слоев и границ обусловлено не столько физическими, сколько геологическими причинами, среди которых наиболее важное значение имеет изменение петрографического состава в комплексах пород, слагающих земную кору» (с. 131). В нижних частях коры и в верхней мантии, по мнению указанного исследователя, существенно возрастает роль процессов метаморфизма в сейсмической расслоенности вещества.

Какова бы ни была природа сейсмических границ раздела, мы вправе рассматривать эти границы как потенциально наиболее вероятные горизонты субгоризонтальных разрывов и смещений: скачкообразное изменение упругих свойств вещества (или их градиента) отражает нарушение упругой монолитности пород, и соответствующие горизонты представляют собой своего рода ослабленные зоны, в пределах которых в первую очередь должны проявиться скалывающие напряжения, если таковые возникают. Внутри осадочного чехла платформенных областей связь ряда сейсмических границ раздела с разрывными тектоническими дислокациями доказана практикой геологоразведочных работ. В областях со сложной тектоникой эта связь более проблематична, хотя многие факты свидетельствуют в ее пользу. Рассмотрим некоторые характерные случаи.

В верхней части кристаллической коры Балтийского щита на профиле ГСЗ Имандра — Варгуза [Литвиненко и др., 1968] прослеживается ряд отражающих границ, расположение которых соответствует расположению плоскостей надвигов, развитых в этом районе. Обилие и ориентация отражающих площадок на глубине 10—12 км позволяют предполагать здесь горизонтальное нарушение типа скола (рис. 1), плоскость которого выходит на поверхность в зоне крупного разлома, прослеживаемого на глубину до 40 км и ограничивающего с севера Центральный Кольский антиклинорий. Плоскость разлома наклонена к поверхности под углом около 45°. Расположение отражающих площадок выше и ниже плоскости разлома и геологическая обстановка позволяют рассматривать разлом как глубокий надвиг. Верхнее крыло надвига, очевидно, образовано серией чешуй с субгоризонтальными поверхностями скалывания.

В одном из блоков Украинского щита (рис. 2) близ поверхности Конрада наблюдается заметное изменение ориентировки отражающих площадок, причем на данном участке к поверхности Конрада приурочена зона инверсии скоростей — волновод [Павленкова, Смелянская, 1971]. На значении этого последнего факта мы остановимся несколько ниже, сейчас только отметим, что примеров, подобных рассмотренным, можно привести достаточно много не только для щитов, но и для других тектонических областей.

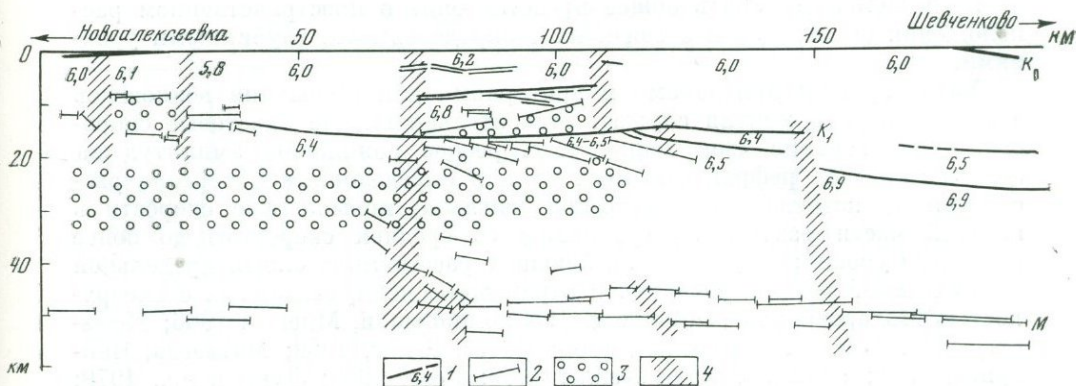


Рис. 2. Сейсмический разрез Украинского щита по профилю Новоалексеевка — Шевченко (по Н. И. Павленковой и Т. В. Смелянской [1971])

1 — преломляющие границы с соответствующей граничной скоростью, км/с; 2 — отражающие площадки; 3 — зоны инверсии скоростей (волноводы); 4 — нарушения

При изучении Печенгской структуры [Литвиненко, Ленина, 1968] была обнаружена связь ряда протяженных отражающих границ с известными геологическими контактами. Эти границы подходят к дневной поверхности под сравнительно большими углами (от 45 до 80°), а на глубинах 2—5 км выполаживаются, превращаясь в субгоризонтальные.

На ряде профилей, пересекающих складчатые зоны разного возраста, четко обнаруживаются различия структурных планов расположения преломляющих сейсмических границ, чаще всего — между «гранитным» и «базальтовыми» слоями. Чрезвычайно показателен в этом отношении профиль ГСЗ через Главный антиклинорий Большого Кавказа [Глубинное строение..., 1966]. По мнению И. С. Вольвовского [1973], несогласованность в поведении сейсмических границ выше и ниже границы Конрада объясняется первичными неоднородностями вещественного состава земной коры, связанными с процессами ее формирования. С этой точки зрения сейсмические границы — это границы структурных несогласий, разделяющие различные по времени складчатости и составу комплексы пород, перерывы в осадконакоплении и глубокий эрозивный срез.

Не оспаривая правомерности такой интерпретации, нельзя не отметить и возможность принципиально иной трактовки, а именно «скупивание» гранитного слоя, предполагаемое многими тектонистами [Пейве, 1969; Пейве и др., 1976; Книппер, 1975, 1978; и др.]. При этом сейсмические границы раздела внутри коры, и в первую очередь раздел Конрада, определяют положение плоскостей послышного скалывания и скольжения. В пользу этого последнего предположения свидетельствует тот факт, что наиболее резкие несогласия структурного плана по обе стороны от той или иной границы в земной коре характерны для тех границ раздела, в непосредственной близости от которых обнаруживаются волноводы, — слои пониженных скоростей сейсмических волн. В частности, под Кавказским хребтом, как и под многими другими хребтами, волновод располагается непосредственно над границей Конрада [Краснопевцева, Резанов, 1974; Карус и др., 1976].

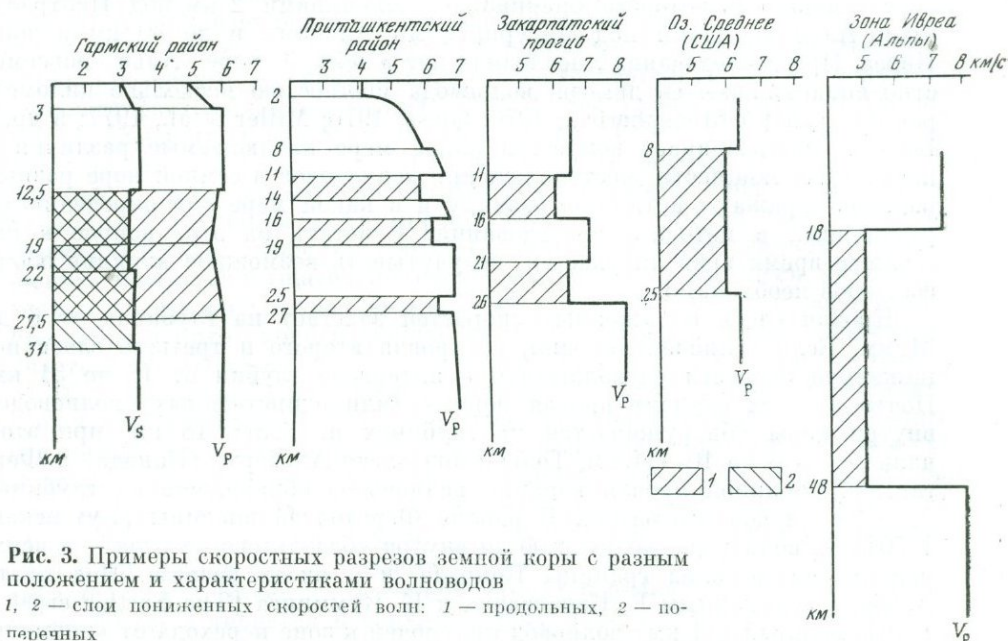
Попытаемся составить общее представление о пространственном расположении волноводов и о связи их с определенными глубинными уровнями.

Характерными признаками и критериями для выделения волноводов в земной коре и мантии служат: относительно низкие пластовые скорости; существование «зон тени», т. е. резкое понижение амплитуд на записях прямых рефрагированных волн в определенном интервале расстояний от источника сейсмического сигнала; повышенные скорости в верхней части разреза по сравнению со средней скоростью до более глубокого уровня; отсутствие на больших расстояниях общей предельной точки прямой рефрагированной и отраженной волн, связанных с поверхностью Мохоровичича [Gutenberg, 1955; Landisman, Mueller, 1966; Meissner, 1966; Mueller, Landisman, 1966; Пресс, Юинг, 1959; Матвеева, Чепкунас, 1968; Шамина, 1966; Хейлз, 1969; Гизе, 1969; Лукк и др., 1970; Павленкова, 1970; Бутовская, 1968; и др.]. Как указывает И. С. Вольвовский [1973], перечисленные признаки волновода необходимы, но недостаточны для его выделения, поскольку каждый из этих признаков может быть обусловлен разными причинами. Поэтому за последние годы все шире внедряется в практику методика машинного поиска скоростных моделей земной коры и верхней мантии. Точность и надежность этой методики несравненно выше, чем применявшихся ранее, однако и она не дает возможности обнаруживать волноводы малой (менее 1—2 км) мощности. Поэтому широко распространенное мнение о локальном, неповсеместном распространении волноводов, при всей его правдоподобности, нельзя считать строго обоснованным. Не исключена вероятность существования тонких и весьма тонких слоев пониженных скоростей (мощностью в десятки метров или даже в несколько метров) на площадях, значительно более обширных, чем это пока удается установить (если не повсеместно).

Последнее предположение представляется тем более правомерным, что с усовершенствованием методики полевых сейсмических исследований и интерпретации первичных материалов волноводы в земной коре обнаруживаются все чаще и при этом в самых различных в тектоническом отношении районах. Слои пониженных скоростей присутствуют в коре щитов [Павленкова, 1970; Галдин, 1978; и др.], платформенных областей разного возраста и разной степени новейшей активизации [Mueller, Landisman, 1966; Бутовская, 1970; Беранек и др., 1971; Кнотте, 1974; Клосс, 1972; Gleary, 1976; Aichele, 1976 и др.], разновозрастных складчатых областей [The Earth's crust..., 1969; Лукк и др., 1970; Deep seismic..., 1977; Constantinescu et al., 1976; A lithospheric..., 1976; Miller et al., 1977; и др.], предгорных прогибов [Соллогуб, 1967 и др.], рифтовых зон континентов [Puzirev et al., 1979; Giese, 1976; Meissner et al., 1976; и др.], областей современного вулканизма [Ермаков и др., 1975; Crosson, Koyanagi, 1979; Балеста и др., 1974; и др.], океанических территорий [Meeder et al., 1977; Reid et al., 1977; и др.].

Волноводы в разных районах имеют различную мощность, располагаются на разных глубинах и характеризуются довольно широким диапазоном скоростей.

Мощность изученных волноводов варьирует от 2 до 30 км, при этом самые тонкие (до 5 км) слои пониженных скоростей были обнаружены в результате наиболее детальных и тщательных исследований (Приташ-



**Рис. 3.** Примеры скоростных разрезов земной коры с разным положением и характеристиками волноводов  
 1, 2 — слои пониженных скоростей волн: 1 — продольных, 2 — поперечных

кентский район и Ферганская впадина — многолетние исследования Е. М. Бутовской записей волн от землетрясений; Украинский щит — специализированные работы Н. И. Павленковой, и т. д.). При более ранних сейсмических исследованиях в тех же районах волноводы выявлены не были [Гамбурцев и др., 1955; Годин и др., 1960; и др.]. Этот факт — лишнее подтверждение преждевременности каких бы то ни было выводов о площадном распространении волноводов. Не исключено также, что наиболее мощные волноводы, выделяемые сейчас как единый слой мощностью 10 км и более, в действительности обладают тонкой внутренней структурой, например представляют собой чередование слоев с нормальными и пониженными скоростями, с разными, вплоть до отрицательных, градиентами скоростей и т. д. Это тем более вероятно, что уже имеющиеся по некоторым районам данные обнаруживают сложную структуру мощных волноводов. Так, например, анализ волновой картины в Гармском районе заставляет предполагать, что волновод мощностью 10—15 км состоит из двух слоев (рис. 3), различающихся величиной либо скорости, либо ее градиента [Матвеева, Ченкунас, 1968; Лукк и др., 1970]. Вполне возможно, что с повышением точности интерпретации сейсмических записей будет расшифрована внутренняя структура волноводов и в других районах.

В пределах глубинных толщ равной мощности (15—17 км) в Придшкентском районе обнаружены три слоя пониженных скоростей общностью 2—3 км каждый [Бутовская, 1968], в Закарпатском прогибе — два, оба по 5 км [Соллогуб и др., 1967], под оз. Средним (США) — один [The Earth's crust..., 1969]. В Альпах, согласно ранним сведениям [Giese, 1968; Behnke, 1967], выделялся один волновод в земной

коре, мощность которого оценивалась величинами 2 км под Центральными Альпами, 17 км под Лигурийскими Альпами и до 30 км в зоне Ивреа. При исследованиях последних лет в земной коре Альп повсеместно обнаруживаются два-три волновода мощностью несколько километров каждый [A lithospheric..., 1976; Giese, 1976; Miller et al., 1977; и др.]. Естественно возникает вопрос: в какой мере наблюдаемые различия в количестве, мощности, местоположении волноводов в земной коре разных районов отражают истинную разницу и в какой мере они определяются различиями в методике исследований? Ответить на этот вопрос в настоящее время вряд ли удастся, но учитывать возможное влияние обоих факторов необходимо.

Кровля слоев пониженных скоростей залегает на глубинах от 6 до 31 км. Если волновод не один, то кровля второго и третьего слоев пониженной скорости располагается в интервале глубин от 13 до 31 км. Почти во всех случаях кровля первых (или единственных) волноводов внутри коры обнаруживается на глубинах не более 18 км, при этом чаще всего — до 10—11 км. Только под плато Альберта (Канада) и Ферганской впадиной кровля верхних волноводов обнаружена на глубинах 22 и 24 км соответственно. В районе Ферганской впадины [Бутовская, 1970] оба волновода располагаются внутри «базальтового» слоя — в верхней его части, близ границы Конрада, и в низах разреза. Под плато Альберта, по данным Е. Канасевича и К. Кумминга [The Earth's crust..., 1969], мощный (11 км) волновод приурочен к зоне перехода от «нормального» к высокоскоростному «базальту», слагающему в этом районе нижние горизонты земной коры.

В остальных районах, как правило, наблюдается столь же явная приуроченность слоев пониженной скорости к основным сейсмическим границам раздела. Так, под Закарпатским прогибом, Украинским щитом, Скифской плитой в районе вала Карпинского, под Провинцией Бассейнов и Хребтов, Чешским массивом и под рядом других районов США и Западной Европы верхние (или единственные) волноводы обнаружены в непосредственной близости от раздела Конрада, нижние — близ кровли высокоскоростного «базальта» (плато Альберта, Провинция Бассейнов и Хребтов) или у раздела Мохоровичича (Закарпатский прогиб, Украинский щит, зона Ивреа, Восточная Камчатка, Гавайи и др.).

Только в единичных случаях местоположение волновода в коре не определяется близостью той или иной сейсмической границы раздела. В Гармском районе волновод располагается внутри «гранитного» слоя, в Приташкентском районе, под Ферганской впадиной и на некоторых других участках нижние волноводы проходят через средние части разреза «базальтового» слоя. В процентном отношении таких случаев крайне мало, поэтому их следует, по-видимому, рассматривать как исключение, в то время как общая закономерность выражается в связи волноводов с основными сейсмическими границами раздела. Еще раз подчеркнем и в дальнейшем еще к этому вернемся, что положение однотипных сейсмических границ (разделов Конрада, Мохоровичича, кровли высокоскоростного «базальта»), равно как и связанных с ними волноводов, в разных районах земного шара изменяется в широком интервале глубин.

По своим скоростным характеристикам волноводы довольно однородны: в верхних из них скорости характеризуются значениями от 5,3 до 6,2 км/с, в нижних — от 5,8 до 6,5 км/с. Исключение составляет

вулканическая зона Камчатки. Этот район своеобразен во многих отношениях и заслуживает более детального рассмотрения.

В 1970—1972 гг. в пределах Центральной и Восточной Камчатки были проведены экспериментальные исследования в целях получения опорного фактического материала. Результаты работ опубликованы в ряде статей [Балеста и др., 1974; Утнасин и др., 1975а, б; Ермаков и др., 1975; и др.] и вызывают особый интерес, как первые детальные исследования в зоне современного активного вулканизма. Работы проводились в районе Ключевской и Авачинской групп вулканов на трех и четырех пересекающихся профилях соответственно. Благодаря удачному расположению профилей и тщательно отработанной методике здесь удалось не только обнаружить слои пониженных скоростей, но и определить их пространственную конфигурацию, оценить протяженность аномальных участков по латерали, чего пока не удавалось ни в одном другом районе.

Под вулканом Безымянным на глубине от 10 до 20 км располагается зона (а точнее было бы сказать — очаг) с аномально низкими (5,3 км/с) средними скоростями продольных волн. Поперечные размеры зоны в субмеридиональном направлении не превышают, видимо, 10 км. Аномальная зона не обнаружена к югу от вулкана Безымянного, но ее продолжение прослежено к северо-востоку, к Ключевской сопке. В этом направлении зона погружается вначале полого до глубин 20—30 км, а затем резко изгибается и под Ключевской сопкой уходит вертикально вниз на глубину более 40 км и теряется в верхних слоях мантии. От места изгиба зоны вертикально вверх протягивается узкий канал с такими же низкими скоростями, который, очевидно, подходит к поверхности под Ключевской сопкой [Утнасин и др., 1975б]. По сравнению с большинством других районов аномальная зона под Ключевской группой вулканов характеризуется самыми низкими скоростями. Среди других особенностей строения коры следует особо отметить характер раздела Камчаткой последний «представлен в виде мощной переходной зоны (8—10 км) от коры к мантии со сложным распределением скоростей внутри зоны. Примечательно, что под Ключевской группой вулканов этот слой наиболее мощный» [Ермаков и др., 1975, с. 14]. Такая же мощная и сложнопостроенная зона перехода от коры к мантии характерна и для района от Авачинской группы вулканов до глубоководного желоба. В обоих районах в зоне перехода от коры к мантии наблюдается чередование слоев со скоростями относительно повышенными (до 7,8 км/с) и пониженными (7,5 км/с).

В отличие от района Ключевской группы вулканов под Авачинской группой зоны пониженных скоростей внутри коры не обнаружено, хотя результаты более ранних исследований позволяли предполагать существование под вулканом Авача расплавленного магматического очага на глубинах порядка 5—15 км (см., например, Г. С. Горшков [1956], С. А. Федотов, А. И. Фарберов [1966]; и др.). Думается, что такое несоответствие данных, скорее всего, может быть объяснено относительно малыми размерами очага под вулканом Авача и недостаточной для его обнаружения детальностью последних исследований. Теснейшая связь зоны пониженных скоростей в коре с расположением действующих вулканов Ключевской группы, наличие подводящего канала от мантии к этой зоне, обилие слоев пониженной скорости в зоне перехода от коры к мантии — все это убедительно свидетельствует в пользу предположения, что

в данном районе аномалии скорости сейсмических волн обусловлены частичным или полным расплавлением вещества верхов мантии и коры. Естественно ожидать, что и под другими группами действующих вулканов при аналогичном строении верхов мантии — низов коры внутри коры должны существовать сходные магматические очаги — объемные зоны пониженных скоростей. Действительно, зоны (очаги) пониженных скоростей обнаружены под вулканами Гавайских островов [Crosson, Koyanagi, 1979], под областью развития вулканов и гейзеров в Калифорнии [Yuer et al., 1979] и т. д. По геологическим признакам (анализ глубинных включений и их взаимоотношений с вмещающими базальтоидами), существование магматических очагов, маркирующих основные разделы между слоями в коре и верхней мантии, предполагается в районах проявления базальтового вулканизма Монголии [Генштафт и др., 1978].

Точно так же сложное строение зоны перехода от коры к мантии отнюдь не является специфической особенностью глубинного строения Центральной и Западной Камчатки. Предположение о том, что раздел Моховичича — не четкая плоскостная граница, а переходная зона определенной мощности, было высказано много лет назад на начальных этапах развития методов глубинного сейсмического зондирования [Годин, 1962; Ризниченко, Косминская, 1963; и др.], однако строго установить реальность существования этой зоны и оценить ее мощность не представлялось возможным ввиду недостаточной точности применявшихся методов полевых работ и в значительной мере вследствие слабой разработанности методики интерпретации сейсмических записей. По мере развития сейсмических методов зондирования сложный характер перехода от коры к мантии подтверждался все новыми фактами. Появились данные о существовании двух границ раздела —  $M_1$  и  $M_2$ , оценки мощности переходной зоны, ее внутренней структуры и т. д. В настоящее время имеющиеся материалы исследований не оставляют сомнений в существовании сложнопостроенной переходной зоны от коры к мантии, но вопрос о природе ее остается дискуссионным, и в этой связи рассмотренные выше результаты исследований в районах Центральной и Восточной Камчатки представляются весьма ценными.

Согласно современным представлениям, зона перехода кора — мантия повсеместно представляет собой интервал глубин мощностью от 1 до 5 км и более, в пределах которого прослеживается множество преломляющих и отражающих площадок. Часто ряд таких площадок образует более или менее четкие и протяженные сейсмические границы. Осредненное положение границы Моховичича обычно рисуется по одной из таких границ — самой отчетливой и выдержанной на больших расстояниях (рис. 4, а). Нередко таких границ обнаруживается несколько (см. рис. 4, б), причем одна из них, как правило, отвечает кровле, другая — подошве зоны перехода. Однако чаще нижняя (а иногда и верхняя) граница оказывается менее четкой или совсем размытой<sup>1</sup>, и в этом случае на сейсмических разрезах зону перехода обычно не показывают; создается впечатление резкого скачкообразного перехода от коры к мантии (см. рис. 4, в), хотя при описании волновой картины, как правило, речь идет не о скачке, а о зоне перехода. Отсутствие единых общепринятых норм при построении сейсмических разрезов крайне затрудняет их

<sup>1</sup> См., например, Я. Пайчел [Pajchel, 1976].

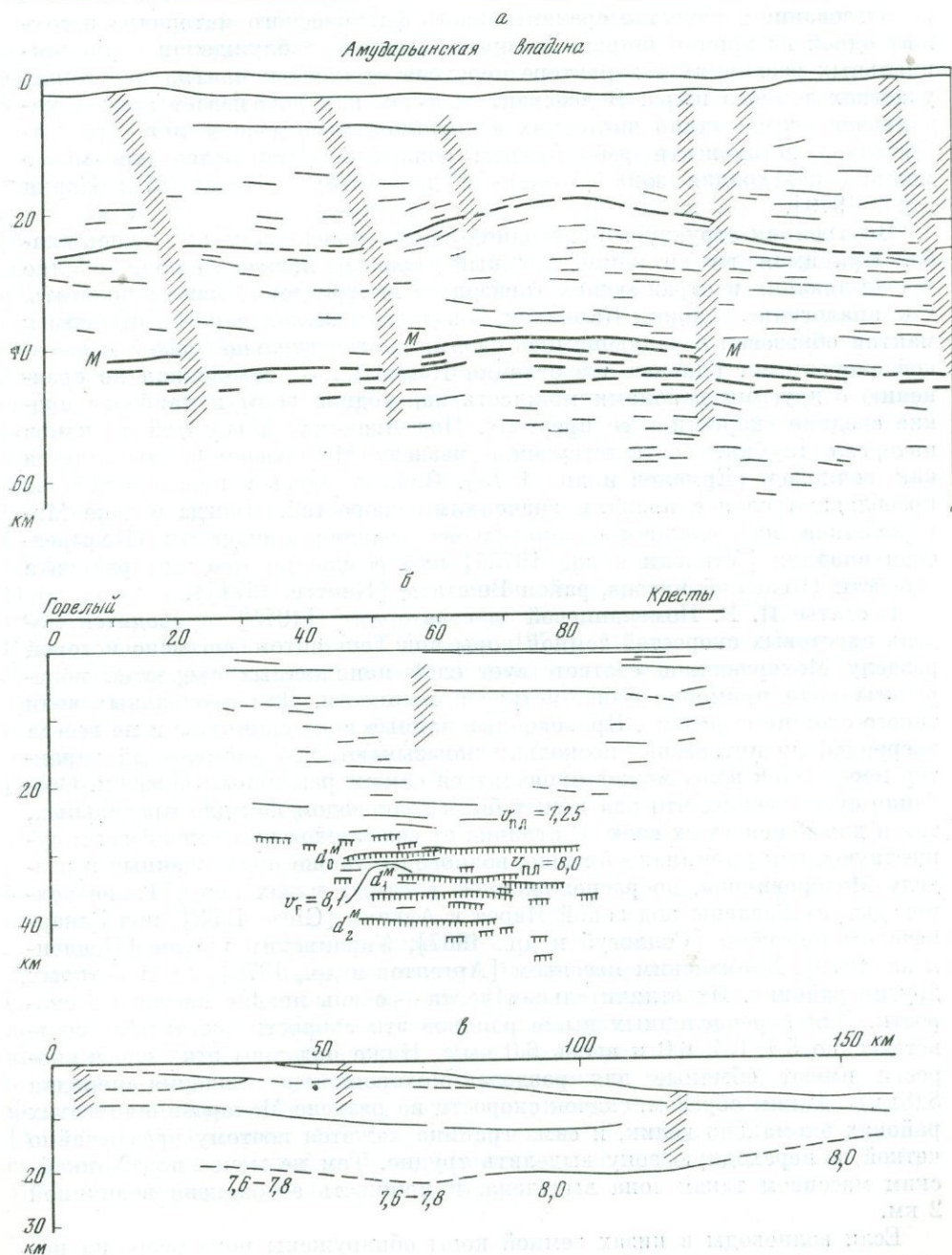


Рис. 4. Примеры различного изображения раздела Мохоровичича на сейсмических разрезах

а — Западный Узбекистан (по Ф. Х. Зуннуову и др. [1974]); б — Центральная Камчатка (по В. А. Ермакову и др. [1975]); в — район восточнее о. Шикотан (по А. А. Суворову [1975])

использование в качестве сравнительного фактического материала и служит одной из причин широко распространенного заблуждения о принципиальных различиях в характере перехода от коры к мантии на разных участках земного шара. В действительности, как показывает анализ материалов исследований последних по крайней мере десяти лет, при достаточной детальности работ всегда обнаруживается более или менее мощная переходная зона [Бабаян и др., 1978; Rajchel, 1976; Корня и др., 1979].

Внутренняя структура переходной зоны изучена пока еще очень слабо. Принимая во внимание сложный характер волнового поля, обилие преломляющих и отражающих горизонтов внутри зоны, можно полагать, что, аналогично районам Камчатки, и в других местах переход от коры к мантии образован чередующимися слоями с относительно низкой и высокой скоростями. Главные же отличия Камчатки — повышенная по сравнению с другими районами мощность переходной зоны и наиболее низкие средние скорости в ее пределах. Под Авачинской группой вулканов интервал глубин, соответствующий разделу Мохоровичича, выделяется как волновод [Ермаков и др., 1975]. Видимо, здесь в переходной зоне преобладают слои с низкими значениями скоростей. Иногда в зоне Мохоровичича наблюдаются отрицательные градиенты скорости (Козыревская впадина [Утнасин и др., 1975б] или резкое увеличение градиента скорости (Чешский массив, район Вшетаты [Кнотте, 1971]).

В статье И. В. Померанцевой с соавторами [1975] приводится модель пластовых скоростей земной коры под Ташкентом, согласно которой разделу Мохоровичича соответствует слой пониженных скоростей поперечных волн примерно 5-километровой мощности. Для продольных волн такого слоя не выделено. Приведенные данные пока единичны и не всегда уверенны, но интересны, поскольку показывают, что аномальный характер переходной зоны может проявляться самым различным образом. Особенно существенно, что она может быть волноводом как для продольных, так и для поперечных волн. В отличие от волноводов переходной зоны существуют, как упоминалось выше, волноводы, также приуроченные к разделу Мохоровичича, но расположенные в самых низах коры. Такие волноводы установлены под зоной Ивреа в Альпах [Giese 1968], под Закарпатским прогибом [Соллогуб и др., 1967], Украинским щитом [Павленкова, 1970], Ханкайским массивом [Аргентов и др., 1976] и в некоторых других районах. Их отличительная черта — очень низкие пластовые скорости. Для перечисленных выше районов эти скорости составляют соответственно 5,1, 6,4, 6,0 и вновь 6,0 км/с. Ниже подошвы этих слоев скорости имеют обычные для раздела Мохоровичича значения порядка 8,0 км/с. Таким образом, скачок скорости на разделе Мохоровичича в этих районах аномально велик, и сама граница кажется поэтому чрезвычайно четкой, а переходную зону выделить трудно. Тем не менее под Ханкайским массивом такая зона выделена, и мощность ее оценена величиной 2 км.

Если волноводы в низах земной коры обнаружены пока всего на нескольких участках, то обратная картина — аномально высокие скорости в нижней части коры — явление довольно обычное. Слой с высокими скоростями (7,6—7,7 км/с) широко развит как в тектонически активных зонах — под срединно-океаническими хребтами, островными дугами, континентальными рифтами, горно-складчатыми сооружениями континентов,

так и в пределах тектонически стабильных областей континентов и океанов<sup>1</sup>. С усовершенствованием методики сейсмических исследований расширились возможности выделения этого слоя, и материалы последних 8—10 лет свидетельствуют о широком распространении его по площади.

Слой с повышенной скоростью в низах коры обнаружен под рядом участков Балтийского [Литвиненко, 1968], Украинского [Соллогуб и др., 1966 и др.], Алданского [Потапьев, 1977] щитов; под Сибирской [Бабаян и др., 1976] и Русской [Соллогуб, 1967] платформами; под Венгерской [Митух и др., 1971], Ферганской [Годин и др., 1960], Западно-Туркменской [Васов и др., 1976], Тюрингской [Кнотте, 1971], Северо-Германской и Прикаспийской [Померанцева и др., 1975] впадинами; под Предкопетдагским [Б. С. Вольвовский, И. С. Вольвовский, 1961], Предуральским [Егоркин, 1962; Дружинин и др., 1968], Закарпатским [Соллогуб и др., 1966]; под Байкальской и другими рифтовыми зонами континентов [Крылов и др., 1976]; под Донбассом [Субботин и др., 1963]; под Северным и Центральным Казахстаном [Антоненко, Попов, 1962; Попов и др., 1967, 1968]; под складчатыми системами Урала [Дружинин и др., 1968], Южного и Среднего Тянь-Шаня [Зуннунов и др., 1974], Алтая [Булин и др., 1969; Щербакова и др., 1969], Сихотэ-Алиня [Вольвовский и др., 1961], Алы [Клосс, 1972], Кырма [Соллогуб и др., 1966] и Кавказа [Глубинное строение..., 1966]; под Сахалином [Строение..., 1964; Суворов, 1975], Камчаткой [Потапьев, Каратаев, 1975; Утнасин и др., 1975а, б], Курильской [Строение..., 1964; Суворов, 1975], Марианской [Murauchi et al., 1968] и другими островными дугами; под Срединно-Атлантическим хребтом и хр. Рейкьянес [Le Pichon et al., 1965]; под поднятием Шатского [Den et al., 1969] и о-вом Маркус [Малахов и др., 1977] в Тихом океане; под Коралловым морем [Shor et al., 1971] и в целом ряде других районов земного шара [Maynard, 1970; Sutton et al., 1970; и др.<sup>2</sup>].

Скоростные характеристики этого слоя меняются в пределах от 7,3 до 7,8 км/с, изредка ниже. Наиболее часто встречающиеся значения скорости 7,4–7,7 км/с. Наблюдаемые пределы мощности 5—20 км. Под прогибами слой тоньше (до 10—12 км), под поднятиями мощнее — от 12 км и более.

Обычно подошва слоя повышенной скорости представляет собой более четкую сейсмическую границу раздела, ниже которой часто прослеживается зона перехода от коры к мантии. Поэтому большинство исследователей относят рассматриваемый слой к низам коры. Однако нередки и такие случаи, когда сейсмически отчетливее проявляется кровля слоя, а подошва характеризуется скоростями порядка 8,4 км/с, и тогда его включают в переходную зону (см., например, Ф. Х. Зуннунов и др. [1974], А. А. Суворов [1975] и мн. др.) или рассматривают как низкоскоростной слой верхней мантии [Puzirev et al., 1979; Calcagnile et al., 1979; Regionality of crust..., 1979; и др.].

<sup>1</sup> Н. Н. Пузырев, С. В. Крылов и некоторые другие исследователи относят слой со скоростью 7,7—7,8 км/с, ниже которого располагаются породы с «нормальной» мантийной скоростью (8,0—8,2 км/с), к верхней мантии и называют его соответственно слоем с аномально низкой скоростью (см., например, С. В. Крылов и др. [1976], И. В. Лобачевский, С. В. Ветров [1976] и др.).

<sup>2</sup> См. также обзорную статью К. Фукса [Fuchs, 1979].

Изредка, как, например, под западным склоном Срединного Камчатского массива [Потапьев, Каратаев, 1975], сейсмическая граница, сходная по своим волновым параметрам с подошвой земной коры, проходит внутри такого слоя, разделяя его на верхнюю (коровую) и нижнюю (переходную) части. Отсутствие единого мнения по вопросу о положении рассматриваемого слоя в сейсмическом разрезе, возможно, в какой-то мере связано с элементами субъективности, вносимой каждым интерпретатором в построение сейсмических разрезов, но и объективные данные слишком разнородны, чтобы, опираясь на них, решить вопрос однозначно. Существует целый ряд критериев для выделения волн, связанных с разделом Мохоровичича. Волновая картина от кровли слоя повышенной скорости часто никоим образом не отвечает этим критериям, а его подошва, напротив, уверенно выделяется как раздел Мохоровичича. Как правило, такая обстановка наблюдается в пределах поднятий, где к тому же слой повышенной скорости имеет большую мощность, и если бы мы отнесли его к переходной зоне, то мощность земной коры оказалась бы резко сокращенной. На профиле оз. Байкал — Удинская [Щербаклова и др., 1969], проходящем под Усть-Селенгинской, Селенгинской и Удинской впадинами, в качестве опорного сейсмического горизонта выступает кровля слоя повышенной скорости, под Днепровско-Донецким авлакогеном и Закарпатским прогибом — его подошва [Соллогуб, Чекунов, 1971].

Интересны данные, полученные И. В. Померанцевой с соавторами [1975] для Прикаспийской впадины. В межкупольной зоне граница Мохоровичича проходит на глубине 40 км с лишним и разделяет слой с пластовыми скоростями 7,1 и 7,8 км/с. На глубине около 65 км обнаружена граница раздела со скачком скорости 7,8—8,4 км/с (рис. 5). Зона перехода от коры к мантии узкая (мощностью в первые километры), в верхних горизонтах мантии выявлен 20-километровый интервал глубин с пластовыми скоростями ниже средних. В северной части впадины, в зоне развития куполов, обе границы поднимаются, пластовая скорость под корой уменьшается до 7,7 км/с, мощность переходной зоны, ниже которой наблюдаются обычные для верхов мантии скорости (8,0 км/с), возрастает более чем до 10 км. В этом районе слой со скоростью 7,7 км/с уверенно отнесен к переходной зоне. Можно привести и целый ряд других примеров, из которых следует, что в пределах впадин рассматриваемый слой повышенной скорости может как слагать нижние части земной коры, так и образовывать переходную зону от коры к мантии (или частично включаться в эту зону).

Кровля слоя повышенной скорости обычно выделяется как довольно четкая (в большей или меньшей мере) граница, но не всегда ее удается проследить по простирацию на большие расстояния. Часто в пределах одного профиля граница теряется. На многих сейсмических профилях слой повышенной скорости выделить не удается. Оба указанных обстоятельства свидетельствуют о прерывистом распространении данного слоя по площади, и такое мнение общепринято. Однако если, как мы видели, слой повышенной скорости может полностью или частично включаться в зону перехода от коры к мантии, а последняя наблюдается повсеместно, то неизбежен вывод и о повсеместном развитии рассматриваемого слоя. Такой вывод может показаться спорным или просто неверным. Возможно, в современной практике интерпретации волновой картины существуют четкие критерии, позволяющие отличать волны, связанные с зоной пере-

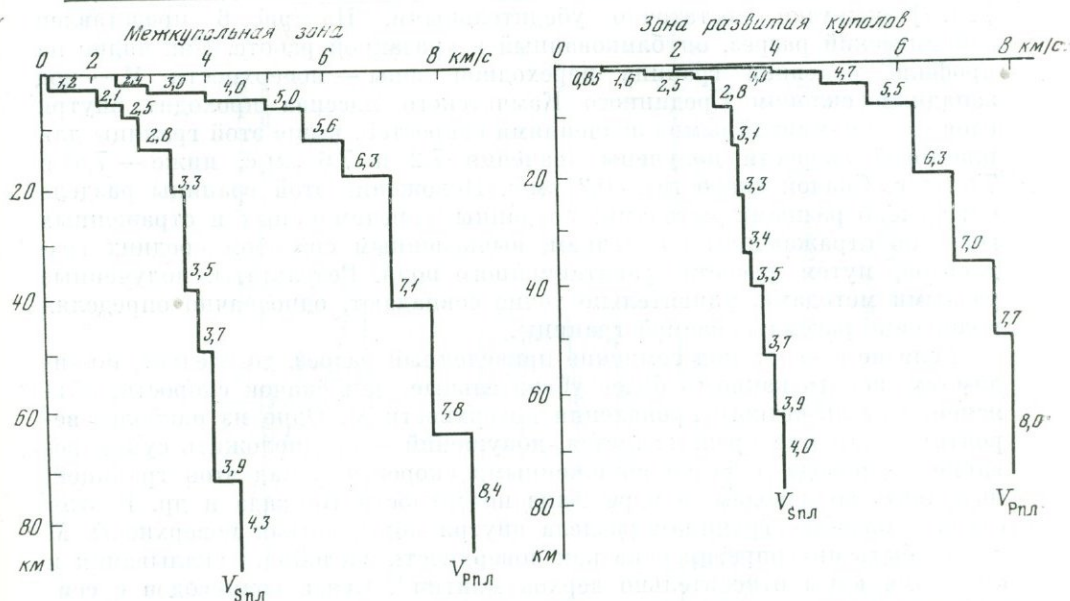


Рис. 5. Скоростные разрезы земной коры Прикаспийской впадины (по И. В. Померанцевой и др. [1975])

хода от коры к мантии, от волн, связанных со слоем повышенных скоростей в низах коры. Автор не считает себя достаточно компетентным, чтобы судить об этом. Однако, пока природа глубинных слоев не установлена путем прямых исследований вещества, все выводы, основанные на косвенных геофизических признаках, остаются в равной мере спекулятивными, их можно признать более или менее вероятными, но не опровергнуть.

Мы так подробно остановились на рассмотрении данных по переходной зоне и слою повышенной скорости, поскольку их совокупный анализ наводит на несколько неожиданную мысль. Если зона перехода от коры к мантии представляет собой сложное чередование слоев с относительно высокой и низкой скоростью, то чем можно объяснить повышенную четкость и выдержанность одной (или двух-трех) сейсмических границ по сравнению со всеми остальными границами в пределах этой зоны? Почему самая четкая граница проходит то по кровле, то внутри, то по подошве слоя с «коро-мантийными» значениями скоростей? Достаточно ли, наконец, небольшой перепад скорости (0,3 км/с) между слоями внутри зоны перехода, чтобы удавалось фиксировать такое множество преломляющих и отражающих горизонтов, какое мы находим на большинстве детальных сейсмических разрезов?

При перепаде скорости порядка первых десятых километра в секунду между слоями даже самых верхних горизонтов земной коры соответствующие границы редко проявляются как четкие сейсмические разделы. Еще менее вероятно, чтобы такой незначительный скачок скорости между тонкими слоями на больших глубинах мог создать четкую волновую картину. В то же время построения С. В. Потапова и Г. И. Каратаева

[1975] кажутся достаточно убедительными. На рис. 6 представлен сейсмический разрез, опубликованный в указанной работе. Как видно на профиле, основная граница переходной зоны — поверхности М — под западным склоном Срединного Камчатского массива проходит внутри слоя с «коро-мантийными» значениями скоростей: выше этой границы для пластовой скорости получены значения 7,2 и 7,6 км/с, ниже — 7,4 и 7,8 км/с. Скачок скорости — 0,2 км/с. Положение этой границы раздела определено разными методами: по данным преломленных и отраженных волн, по отражающим площадкам, вычисленным способом средних градиентов, путем расчета гравитационного поля. Результаты, полученные разными методами, удивительно точно совпадают, однозначно определяя положение рассматриваемой границы.

Если не ставить под сомнение приведенный разрез, то следует, по-видимому, искать какие-то более убедительные, чем скачок скорости, объяснения столь четкого проявления поверхности М. Одно из наиболее вероятных, как мне представляется, допущений — предположить существование волновода с резко пониженными скоростями над этой границей, подобного волноводом в коре, близ поверхности Конрада и др. В этом случае, подобно границам раздела внутри коры, четкая поверхность М может быть интерпретирована как поверхность послышного скалывания и смещения коры относительно верхов мантии<sup>1</sup>. Связь волноводов с сейсмическими границами может при этом иметь двойное объяснение. Возможно, волноводы представляют собой области частичного расплавления вещества за счет тепловой энергии, возникающей в результате трения при относительном проскальзывании слоев. Не исключено и обратное: срыв и проскальзывание происходят там, где для этого существуют оптимальные условия, например слой пониженной вязкости и соответственно пониженных упругих свойств. В обоих объяснениях причина и следствие меняются местами: либо первичен скол, а волновод вторичен, либо скол возникает вдоль уже существующего волновода. Автор полностью отдает себе отчет, что предлагаемая трактовка сейсмических границ и связанных с ними волноводов может вызвать очень серьезные возражения, и рассматривает ее лишь как один из возможных вариантов интерпретации.

Данных о глубинном строении верхней мантии крайне недостаточно даже для самого предварительного их анализа. Более или менее уверенно можно говорить о горизонтальной расслоенности вещества верхней мантии, но определить основные параметры слоев, выявить главные границы раздела и их сейсмические характеристики пока не представляется возможным.

Общеизвестно наличие мощного волновода в верхней мантии на глубинах порядка 70—200 км. Этот волновод был выделен Б. Гутенбергом [Gutenberg, 1955] как зона резкого затухания сейсмических волн. Дальнейшие исследования показали, что волновод для поперечных волн по своему положению и мощности отличается от волновода для продольных волн [Ритсема, 1972]. Первый более мощный и охватывает большие глубины. Под океанами он располагается на глубинах 70—200 км, под континентами — 100—350 км. Этот волновод прослеживается почти повсе-

<sup>1</sup> Альтернативное объяснение — существование высокоскоростного слоя под соответствующей границей. Такой слой мощностью 1 км обнаружен, например, под границей М при переинтерпретации материалов ГСЗ на одном из профилей в пределах Украинского щита [Jentsch, 1979].

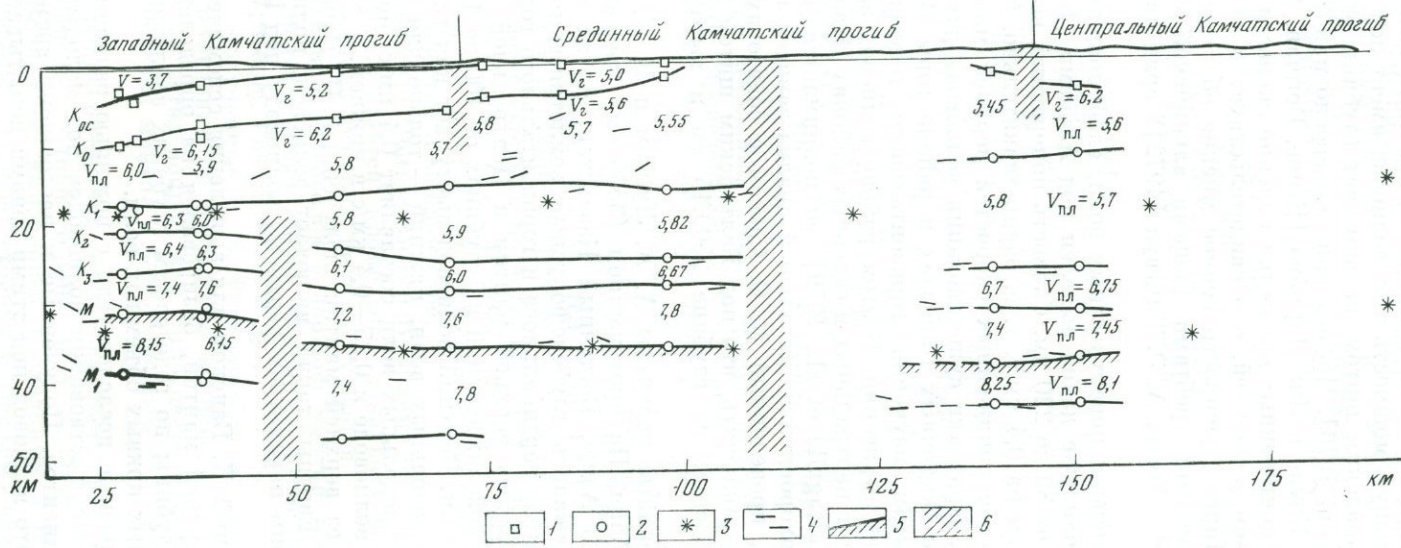


Рис. 6. Геофизический разрез Средней Камчатки по профилю Облуковино — Кирганик (по С. В. Потапьеву и Г. И. Каратаеву [1975])

1 — границы физических свойств по данным: 1 — предположенные границы, 2 — отраженные волны, 3 — гравиметрии; 4 — отражающие площадки, вычисленные способом средних градиентов; 5 — поверхность М; 6 — предполагаемые нарушения

местно. Только под срединно-океаническими хребтами выявить его пока не удастся. Наибольшую мощность этот волновод имеет под щитами. Так, например, под Канадским щитом он занимает глубины от 110—120 до 310—320 км [Херрин, 1976]. Чрезвычайно интересно при этом, что, согласно данным Дж. Бруне и Дж. Дормана [Brune, Dorman, 1963], в нижней половине слоя пониженных скоростей падение скорости примерно на 0,1 км/с больше, чем в верхней, что свидетельствует о его внутренней неоднородности. Широко распространенное мнение об отсутствии такого волновода под молодыми хребтами (зонами альпийской складчатости) континентов (см., например, А. Э. Рингвуд [1972]) вряд ли справедливо [Пресс, 1976].

По данным дисперсии поверхностных волн, слой пониженных скоростей поперечных волн уже давно выявлен под Альпами [Knoroff et al., 1966] на глубинах от 80 до 220 км. Скорость поперечных волн в нем понижена не менее чем на 0,4 км/с, т. е. очень значительно. Обычное снижение скорости в слое пониженных скоростей верхней мантии порядка 0,3 км/с или менее. Признаки существования волновода для поперечных волн обнаружены в Восточных Карпатах в районе горы Вранча [Iosif, 1965] по результатам изучения горизонтального годографа волн от глубокофокусных землетрясений. В этом районе волновод занимает глубины 100—150 км, а в центральных и северных районах Италии, согласно новым данным [Calcagnile et al., 1979], он поднимается, по-видимому, почти к разделу Мохоровичича. Детальный анализ записей пяти удаленных землетрясений, проведенный И. С. Саксом с соавторами [Sacks et al., 1979], позволил заключить, что под Балтийским щитом кровля астеносферного слоя залегает на глубине  $250 \pm 15$  км и выражена резкой границей раздела.

Очень важные данные получены А. А. Лукком и Л. Л. Нерсесовым [1965] в Средней Азии. На протяженном (3500 км) профиле, проходящем через Среднюю Азию, Восточный Казахстан, Алтай и Саяны до р. Лены, регистрировались глубокофокусные землетрясения Памира и Гиндукуша. По анализу вертикального и горизонтального годографов построен скоростной разрез верхней мантии в Центральной Азии. Здесь обнаружены два волновода: верхний на глубинах от 100 до 150 км, нижний — от 240 до 300 км. Верхний волновод выступает как таковой и для поперечных и для продольных волн, нижний — только для поперечных. Снижение скорости продольных волн составляет 0,4 км/с, поперечных — 0,15 км/с в верхнем волноводе и 0,25—0,4 км/с в нижнем.

Скоростной разрез верхней мантии, полученный И. Ванеком [1972] для Юго-Восточной Европы, также включает волновод, полностью соответствующий по своим параметрам верхнему волноводу под Центральной Азией.

Метод, примененный И. Ванеком для выявления сейсмических характеристик разреза верхней мантии, базировался на определении зависимости скорости от глубины по годографам глубоких землетрясений и на изучении амплитудных кривых объемных волн.

Таким образом, разные исследователи с помощью различных методов приходят к выводу о существовании волноводов под молодыми складчатыми зонами континентов. Полученные к настоящему времени данные позволяют думать, что волновод под этими зонами испытывает подъем и существенно утоняется по сравнению с областями древней складчатости.

Не исключено, однако, что обнаруженный А. А. Лукком и Л. Л. Нерсесовым под районами Центральной Азии нижний волновод, если существование такого будет выявлено и в других зонах, заставит искать иную трактовку особенностей скоростных разрезов верхней мантии под континентами.

Применяя метод анализа амплитудных кривых объемных сейсмических волн, И. Ванек обнаружил признаки существования слоя-волновода под Малой Азией на глубине около 100 км и границу на глубине около 400 км. Последняя, по-видимому, связана с разрывом градиента скорости [Vaněk, 1968].

Скоростной разрез верхней мантии зоны Курильской островной дуги и прилежащих районов Японии и Камчатки изучался Р. З. Таракановым, С. А. Федотовым и рядом других исследователей. Согласно данным Р. З. Тараканова, под Курило-Японским регионом зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану в верхней мантии существуют четыре слоя пониженной скорости для продольных волн: на глубинах 60—90, 120—160, 220—300 и 370—430 км. Нижние три волновода являются таковыми и для поперечных волн, а в верхней части разреза волновод для поперечных волн захватывает более широкий интервал глубин — от 50 до 100 км [Тараканов и др., 1969]. Под Северными и Центральными Курилами волновод для продольных волн был обнаружен на глубине 60—90 км и С. А. Федотовым [Федотов, Кузин, 1963; Федотов и др., 1964; Федотов, Славина, 1968].

Еще более детальный анализ времен пробега продольных волн от землетрясения, проведенный Р. З. Таракановым для Курило-Японского региона, привел этого автора к представлениям о мозаичном строении мантии данного региона [Тараканов, 1969]. Согласно модели Р. З. Тараканова, верхняя мантия до глубин 450 км образована переслаиванием мощных (30—80 км) слоев с относительно повышенными и пониженными скоростями. Вариации скоростей происходят на фоне общего нарастания скорости с глубиной. Внутри каждого слоя наблюдается закономерное изменение скорости по латерали. Под окраинным морем скорости в каждом слое ниже (на 0,1 км/с), чем под океаном. Фокальная зона землетрясения на всем ее протяжении характеризуется минимальным значением скоростей в каждом слое.

Под Южными и Центральными Курилами от подошвы коры примерно до 150 км располагается, кроме того, локальная зона пониженных скоростей. С глубиной эта зона, видимо, сужается.

Существование волноводов в верхней мантии районов островных дуг полностью подтвердилось более поздними исследованиями [Deep seismic..., 1977; Goula, Pascal, 1979; и др.].

Данные, полученные Р. З. Таракановым и другими авторами, опровергли представления об отсутствии волновода под островными дугами. В то же время встал вопрос, как согласовать сложную картину скоростных характеристик мантии с более простым ее строением в других районах.

В этом плане интересна согласованность результатов исследований Р. З. Тараканова, с одной стороны, и А. А. Лукка и Л. Л. Нерсесова — с другой. Волноводы, выделенные последними в Центральной Азии, по глубине залегания отвечают второму и третьему волноводам под Курильской дугой, но отличаются большим скачком скорости.

За последние годы появился еще ряд данных, свидетельствующих о региональных различиях в скоростных разрезах верхней мантии и о наличии в ее пределах более мелких волноводов; разрабатываются и новые методы исследований [Vaněk, 1968; Miller, 1979]). Почти все скоростные разрезы построены для глубин 100—200 км, о строении мантии ниже слоя Гутенберга сведений пока очень мало. Согласно имеющимся скоростным разрезам, верхние 100—200 км мантии характеризуются в целом положительным градиентом скорости, иногда весьма значительным по величине (например, интервал глубин от 80 до 100—110 км под провинциями Онтарио—Квебек, Северная Америка [Ansonge, Mueller, 1973], верхи мантии до глубин 70—80 км под каледонидами Северной Англии [Faber, Bamford, 1979] и т. д.). Многие интервалы глубин в разных районах отличаются постоянством скорости (в пределах точности исследований). Так, под Канадским щитом в районе Гудзонова залива скорость остается постоянной от подошвы коры до глубин порядка 90 км [Bagg, 1968], под Южной Финляндией — до глубины 80 км [Weinrebe et al., 1979], под Северо-Американской плитой скорость не меняется с глубиной в интервалах от 0 до 40 и от 80 до 200 км.

Под Центрально-Французским массивом [Hirn et al., 1973] и Московской синеклизой [Беляевский и др., 1976] обнаружено по одному волноводу в верхней мантии. Мощность каждого около 20 км, приурочены они к глубинам (по кровле) 10 и 20 км соответственно. Под Южной Испанией аналогичный волновод с перепадом скорости 8,18—7,7—8,3 км/с располагается всего на 4 км глубже поверхности М и имеет мощность 23 км [Deer seismic..., 1977]. Под провинциями Онтарио—Квебек в верхних 80 км мантии выявлены три волновода, занимающих интервалы глубин 10—25, 35—45 и 60—80 км. Под Северной Скандинавией на фоне общего повышения скорости продольных волн от 8,32 км/с непосредственно под границей Мохоровичича до 8,5 км/с на глубине 100 км в верхней мантии наблюдается чередование слоев с повышенными и пониженными скоростями мощностью от нескольких до первых десятков километров [Lund, 1979]. Эти результаты получены при переинтерпретации материалов исследований на профиле ГСЗ 1972 г. При первой интерпретации тонкая слоистость верхов мантии не была обнаружена.

Последние примеры относятся к верхней мантии континентов. Столь же разноречивые данные получены и по океаническим областям и зонам перехода от континентов к океану. Так, под вулканом Килауэа (Гавайи) в верхней части мантии до глубины 40 км скорость продольных волн практически постоянна (8,1—8,2 км/с), ниже располагается волновод мощностью 30 км, в пределах которого скорость ниже на 1—2% [Ellsworth, Coynagi, 1977]. При изучении строения верхней мантии в западной части Средиземноморского бассейна составлены три эквивалентные модели верхней мантии, согласно которым на фоне общего возрастания скорости от 7,7 км/с под границей М до 8,6—8,7 км/с на глубине 54—60 км выделяется волновод; его мощность по разным моделям различна, а кровля залегает на глубине 27—30 км. Глубже 54—60 км располагается мощная зона пониженной (7,1 км/с) скорости (астеносферный слой?) [Hirn et al., 1977]. В зоне перехода от Японо-Курильской дуги к океану от границы М до глубины 85 км скорость практически не меняется (8,23 км/с), глубже располагается мощный (до глубины 200 км) слой со сравнительно небольшим понижением скорости (8,1 км/с), а у его подо-

швы и на глубинах 400, 520, 630—670 и 740 км наблюдается резкое возрастание скоростей (до 6—7%) [Yoshio, 1977].

Приведенные данные далеко не полны, но даже они (а тем более все опубликованные к настоящему времени фактические материалы) приводят к выводу, что представления о существовании в верхней мантии мощного однородного и единого в объеме всего земного шара волновода предельно упрощены. В действительности в мантии, несомненно, существуют слои пониженных скоростей как для продольных, так и для поперечных волн, однако количество таких слоев, их мощность, глубина залегания и скоростные характеристики различны в разных районах земного шара. Намечается определенная связь между основными параметрами волноводов и тектоническим режимом и историей развития соответствующих участков земной коры, но материалов слишком мало и пытаться определить характер этой связи представляется преждевременным.

Недостаточно изучена также и взаимосвязь (или отсутствие таковой) волноводов для продольных и поперечных волн. Экспериментальные исследования [Александров и др., 1962; Беликов и др., 1970; Силаева, 1968; Берч, 1972; Лебедев и др., 1972; Волярович, Баюк, 1974; Андерсон и др., 1976; и др.] показывают, что продольные и поперечные волны обнаруживают несколько различную зависимость от давления, температуры, плотности и вещественного состава пород. Целенаправленное изучение этих зависимостей вместе с исследованием расположения волноводов и скоростных характеристик для тех и других волн в мантии Земли, возможно, помогло бы пролить свет на природу волноводов обоих типов. К сожалению, подобные исследования пока не получили достаточного развития.

*Неоднородность коры и мантии в горизонтальном направлении.* Обратимся теперь к материалам исследований особенностей строения земной коры и мантии в горизонтальном направлении. Главные особенности — неоднородность коры и мантии по латерали и наличие многочисленных разломов, разбивающих кору (а иногда и верхние горизонты мантии) на отдельные блоки с более или менее своеобразным внутренним строением, — изучались многими исследователями с помощью самых различных методов. Результаты опубликованы в многочисленных специальных монографиях и статьях.

Напомним вкратце основные выводы и несколько подробнее остановимся на отдельных деталях.

Самые крупные неоднородности, неоднородности первого порядка, в горизонтальном направлении — существование континентальных и океанических блоков, или, как их часто называют, мегаблоков, с резко различными мощностью и внутренней структурой коры. Исследования поверхностных волн методом построения и анализа дисперсионных кривых фазовых скоростей волн Релея и Лява [Дорман, 1972] позволили установить, что различия между океанами и континентами как мегаблоками ограничиваются только строением их коры, но не проявляются в строении мантии под ними. Результат этот неожидан, тем более что различия в строении коры блоков второго порядка — стабильных зон и орогенических континентальных областей — прослеживаются по дисперсии скоростей поверхностных волн вплоть до глубин не менее 200 км. Однако, несмотря на кажущуюся алогичность вывода, приведенные в работе Д. Дормана фактические данные выглядят очень убедительно.

Принципиальная основа применявшегося метода вкратце следующая. От очага землетрясения вдоль поверхности Земли распространяются поперечные и продольные поверхностные волны — волны Релея и Лява. Глубина проникновения этих волн в недра Земли равна примерно половине длины волны. На скорость распространения поверхностных волн могут оказывать влияние неоднородности, имеющие поперечные размеры, равные или большие длины волны. От каждого очага землетрясения распространяется непрерывный спектр поверхностных волн разных периодов. При распространении волн в идеально однородной среде волны любой длины будут иметь одинаковые скорости. Наличие неоднородностей в зависимости от их размеров вызовет изменение скорости волн той или иной длины. Поэтому, выделяя из записей на сейсмограммах с помощью специальной методики волны разных периодов и сравнивая их скорости, можно оценить степень неоднородности среды, размеры и глубину залегания аномальных включений. На графиках зависимости скорости волн Релея от их периода, приведенных в работе Д. Дормана, четко видно, что для волн, имеющих период 150с и более, скорости распространения под континентами и океанами полностью совпадают. Следовательно, в верхней мантии на глубинах до 500—600 км не существует неоднородностей с горизонтальными размерами 1000 км и более.

Таким образом, существование континентальных и океанических мегаблоков коры не находит своего отражения в упругих свойствах верхней мантии. С уменьшением периода от 150с на графиках начинает проявляться дисперсия волн, особенно отчетливая начиная с периода 70с и меньше. При этом характер изменения скорости в зависимости от периода своеобразен для разных в тектоническом отношении зон. Отсюда следует вывод о существовании «упругих корней» в верхней мантии — упругих аномалий, связанных с разнородными тектоническими структурами. Поперечные размеры аномальных зон по горизонтали — от 300—400 до 1000 км, глубина не менее 200 км, а возможно, и много больше. Итак, верхняя мантия хранит следы тектонического развития отдельных структур континентов, но не хранит следов развития самих континентов как единых мегаструктур [Seidl et al., 1966; Green, Hales, 1968; Reikes, Hadley, 1979; Souriau, 1979; Ansoerge et al., 1979].

Сравнивая далее дисперсионные кривые для континентов и океанов в области малых периодов, мы обнаруживаем следующее. Если под континентами на глубинах примерно от 70 до 140 км скорости поперечных волн закономерно нарастают с глубиной, то под океанами они остаются практически постоянными и относительно более высокими. Если бы величина скорости поперечных волн определялась только вещественным составом мантии, то можно было бы сделать вывод о постоянстве состава мантии под океанами и его изменении с глубиной под континентами в указанном интервале глубин. Однако помимо вещественного состава значительное влияние на величину скорости оказывают термодинамические условия, физическое состояние вещества и т. п. Поэтому на современном уровне развития наших знаний описанные различия вряд ли могут найти однозначное объяснение. В то же время сам факт разного хода дисперсионных кривых под океанами и континентами на сравнительно малых глубинах представляется чрезвычайно интересным, поскольку он, несомненно, свидетельствует о глубинных различиях этих мегаструктур. Причина различий ждет своего объяснения.

С не менее загадочным фактом мы сталкиваемся, рассматривая кривые только для океанических пространств. Если мантия под континентами характеризуется широкой полосой дисперсии для волн с малым периодом, то под океанами дисперсия крайне мала для всех периодов волн — от 20 до 300 с. На графике Д. Дормана различными знаками выделены волны, проходящие под северо-восточной, центральной, юго-восточной частями Тихого океана и под Алеутской островной дугой. Все эти точки на графике располагаются в непосредственной близости одна от другой, разброс их менее 0,1 км/с, т. е. в интервале глубин от 35 до 650 км мантия под Алеутами по скоростным характеристикам поперечных волн ничем не отличается от мантии под стабильными участками Тихого океана. Иными словами, тектонически активная зона Алеутской островной дуги не имеет «упругих корней» в мантии. Под Японской островной дугой, напротив, дисперсия скоростей в верхних горизонтах мантии (глубже 60 км данных нет) больше дисперсии под континентами, а скорости волн соответствуют таковым под континентами, но не под океанами.

Обзор основных результатов изучения строения верхней части мантии в глубоководных частях океанов методами взрывной сейсмологии [Asada, Shimamura, 1979] выявил существование горизонтальных скоростных неоднородностей и под этими сегментами земной поверхности.

Оценка величины дисперсии продольных волн в верхней мантии дальневосточной окраины Тихого океана приводит к значениям 2 км/с.

Под выпуклой стороной дуги Новых Гебрид в ее центральной и южной частях обнаружены две, не связанные одна с другой зоны пониженных скоростей поперечных волн на глубинах 150—350 км [Goula, Pascal, 1979]. В верхних горизонтах мантии аномалий скорости не установлено.

Выше мы отмечали, что зона пониженных скоростей продольных волн обнаружена под Курильской островной дугой и простирается до глубин около 150 км. В пределах этой зоны скорости понижены на 0,2—0,5 км/с [Тараканов, 1969]. Таким образом, Курильская островная дуга в отличие от Алеутской обладает «упругим корнем» в верхней мантии. Но под Курилами зона пониженной скорости обнаружена по продольным волнам, тогда как под Алеутской дугой данные получены по поперечным волнам. Поэтому прямо сравнивать результаты невозможно. Отнюдь не исключено, что исследования продольных волн выявят под Алеутами такой же «упругий корень», как и под Курилами, и в то же время аномальная Курильская зона может оказаться «нормальной» для поперечных волн.

Во всяком случае, очевидно, что аномальные свойства отдельных участков мантии проявляются различно в отношении поперечных и продольных волн. Это обстоятельство крайне важно, поскольку оно открывает принципиальные возможности для определения ориентировки тектонических напряжений, действующих в пределах аномальных зон. Методика таких определений была предложена М. Ф. Скориковой [1969].

В основу метода положена экспериментально установленная анизотропия упругих свойств горных пород: под действием одинаковой по величине нагрузки, но ориентированной вдоль или вкрест слоистости упругие параметры пород изменяются по-разному. С увеличением давления вдоль слоистости скорости поперечных волн возрастают значительно медленнее, чем скорости волн продольных. Напротив, повышение давления в направ-

лении, перпендикулярном слоистости, приводит к более быстрому росту скорости поперечных волн, чем продольных. Соответственно в первом случае отношение скорости продольных волн к скорости поперечных ( $V_P/V_S$ ) с давлением возрастает, во втором — уменьшается. Это свойство породы сохраняют и находясь под высоким всесторонним давлением. Среднее отношение скоростей  $V_P/V_S$  (Пуассоново отношение) в горных породах равно 1,71.

На основании данных экспериментов М. Ф. Скорикова приходит к выводу, что при возникновении в недрах Земли дополнительных напряжений отношение скоростей должно изменяться: увеличиваться, если напряжения горизонтальны, и уменьшаться, если они вертикальны. Следовательно, имея скоростные разрезы коры и верхней мантии для того или иного района и сопоставляя отношение скоростей со средним, можно определить для любого глубинного уровня, каковы преимущественные напряжения — вертикальны они или горизонтальны.

Как мне представляется, одна из слабых сторон методики М. Ф. Скориковой — неучет изменения отношения скоростей с глубиной. К сожалению, этот недостаток вряд ли может быть полностью устранен: кривые зависимости отношения скоростей от глубины, полученные разными исследователями [Gutenberg, 1959; Anderson, 1965; и др.], базируются на записях волн, которые прошли через заведомо неоднородную среду, т. е. включают в себя те самые неоднородности, параметры которых мы будем с ними сопоставлять. Правда, указанные кривые представляют собой результат осреднения огромного количества данных, поэтому, по-видимому, более правильно пользоваться ими, а не сопоставлять отношения скоростей с постоянным коэффициентом 1,71, несмотря на расхождения кривых разных авторов.

Если в остальной теоретические основы рассмотренной методики не вызывают принципиальных возражений (мне не встретилось критических замечаний специалистов по данным проблемам), то практическое применение метода М. Ф. Скориковой сводится к получению скоростных разрезов земной коры и мантии и вычислению по ним отношения скоростей продольных и поперечных волн на разных глубинных уровнях.

К сожалению, скоростные разрезы коры и мантии по продольным и поперечным волнам получены пока для очень ограниченного числа районов и широко применить метод не представляется возможным. Расчеты, проведенные по некоторым опубликованным моделям, дают следующие результаты. В Центральной Азии (скоростные модели А. А. Лукка и Л. Л. Нерсесова) можно предполагать относительное горизонтальное сжатие на глубинах 100—150 км, т. е. в пределах верхнего волновода (см. выше). Для двух моделей коры Гармского района отношение скоростей близко к среднему коэффициенту, для третьей — повышено в пределах всего разреза, т. е. согласно третьей модели кора испытывает горизонтальное сжатие. Азово-Кубанская впадина (скоростные модели коры И. В. Померанцевой и др., [1975]) располагается в зоне действия горизонтальных напряжений сжатия, максимальных в районе Западно-Кубанского передового прогиба и ослабевающих в восточном направлении. Под Ташкентом наблюдается чередование слоев с нормальным и повышенным отношением скоростей, причем нормальные отношения приходятся на те самые интервалы глубин, где, согласно данным Е. М. Бутовской, располагаются слои-волноводы. Отсюда можно предположить, что

действующие во всем объеме коры горизонтальные напряжения сжатия сняты в слоях-волноводах за счет, допустим, вязкого течения вещества.

В самое последнее время в Геофизическом институте АН УССР разработана новая методика изучения разломов в земной коре и мантии, которая, в частности, дает возможность определять характер напряжений, действовавших в зонах разломов в разные геотектонические эпохи. Среди результатов, полученных с помощью этой методики и опубликованных в работе А. В. Чекунова и В. Г. Кучмы [1979], для нас наиболее интересны следующие. Указанные авторы установили, что в пределах единого блока земной коры напряженная обстановка изменяется с глубиной. Так, например, в мезозойско-кайнозойское время под Днепровским грабеном верхние части консолидированной коры испытывали растяжение, нижние — сжатие. Под Кировоградским блоком Украинского щита граница напряжений разного знака проходила по разделу Мохоровичича: в коре действовали напряжения растяжения, в зоне раздела М — напряжения сжатия. В одно и то же время на разных участках Юга европейской части СССР обстановка сжатия — растяжения была различной.

Таким образом, совершенно независимые методы, основанные на изучении разных геофизических параметров (отношения скоростей упругих волн по М. Ф. Скориковой, коэффициента раздробленности и амплитуд смещений по разломам по А. В. Чекунову и др.), приводят к единому выводу о сложно дифференцированном по латерали и вертикали поле напряжений, действующем в коре и мантии Земли. Полной согласованности результатов ожидать не приходится, поскольку метод М. Ф. Скориковой позволяет определять лишь ныне действующие напряжения, а метод А. В. Чекунова, напротив, относится к прошедшим геологическим эпохам, однако применение обоих методов на единых объектах позволило бы проследить изменение поля напряжений вплоть до настоящего времени.

Возвращаясь к проблеме неоднородности коры и верхней мантии по латерали, остановимся еще на одном вопросе, изучению которого в последние годы уделяется достаточно большое внимание. Речь пойдет об анизотропии скоростей упругих волн в коре и верхней мантии и возможных причинах, ее обуславливающих. Упругая анизотропия верхней мантии проявляется (помимо описанного выше различного характера изменения кривых зависимости скорости от нагрузки, ориентированной вдоль и вкрест простирания пластов) и в более простом явлении — скорости как продольных, так и поперечных волн, распространяющихся вдоль каждой из трех осей кристаллов, различны по величине. Этот факт, установленный путем прямого эксперимента для самых различных горных пород [Александров и др., 1962; Беликов и др., 1970; Галдин, 1971а, б; и др.], дал толчок попыткам выявить упругую анизотропию земной коры и мантии, и в начале 60-х годов были получены первые данные.

В 1964 г., анализируя дисперсионные кривые фазовых скоростей Рэлея и Лява и сопоставляя их с теоретическими моделями строения коры, Дж. Мак-Ивелли [McEvelly, 1964] вынужден был для согласования данных, полученных по волнам обоих типов, предположить анизотропию нижней части земной коры. В том же году Х. Хесс [Hess, 1964] на основании анализа полученных к тому времени материалов сейсмических исследований в океанах показал, что скорости продольных волн в верхних горизонтах мантии Тихого океана зависят от направления. В последующие годы был проведен целый ряд специальных исследований,

и упругая анизотропия коры и верхней мантии Земли установлена достаточно уверенно [Husebye, 1965; Christensen, Crosson, 1968; Negi, Upadhyay, 1968, 1970; Babuška, 1972; Райтт, 1972; Regionality of crust..., 1979]. Наиболее убедительные данные получены для верхней мантии океанов, где экспериментальные исследования проводятся в наиболее благоприятных условиях: кора океанов тонка и гораздо более однородна, чем кора континентов, поэтому возможные погрешности за счет неоднородностей сведены до минимума [Shor, Pollard, 1964; Francis, 1969; Crosson, Christensen, 1969; Keen, Tromontini, 1970; Morris et al., 1969; Raitt et al., 1969; Keen, Barret, 1971; Shor et al., 1975; и др.].

Результаты исследования в океанах представляют особый интерес и с другой точки зрения. Уже самые первые данные, полученные в океанах, истолковывались как прямые доказательства реальности спрединга в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов. Как известно, для проявления упругой анизотропии в условиях естественного залегания горных пород необходима упорядоченная ориентация породообразующих минералов, выдержанная на больших площадях. И обратно — если проявляется упругая анизотропия, значит, внутренняя структура пород упорядочена [Brace, 1960; Bäckus, 1965; Dahlen 1972; и др.]. Предполагается, что причина переориентации первоначально хаотично расположенных зерен кристаллов — одностороннее давление, обусловленное спредингом. При этом кристаллы располагаются таким образом, что максимальные скорости прохождения упругих волн должны наблюдаться в направлении действия дополнительного давления. Такова принципиальная основа выявления упругой анизотропии верхней мантии океанов [Nur, Simmons, 1969; и др.]. Задача, таким образом, сводится к выяснению зависимости скорости упругих волн от азимута и к определению ориентации максимальных скоростей.

К настоящему времени опубликованы результаты исследований на 12 океанических полигонах. В 14 точках Мирового океана определены направление максимальных скоростей продольных волн и коэффициент анизотропии. Расположение этих точек и основные параметры анизотропии показаны на схеме (рис. 7), заимствованной из работы Е. М. Чеснокова [1977]. Легко видеть, что азимуты максимальных скоростей изменяются в широких пределах. Коэффициент анизотропии 3—40%.

Крайне небольшое количество данных не позволяет использовать их как основание для сколько-нибудь серьезных тектонических выводов, и в равной мере они не могут служить доказательством или опровержением существующих воззрений. Представляется возможным лишь отметить некоторые особенности в проявлении анизотропии продольных волн.

Прежде всего обращает на себя внимание отсутствие сколько-нибудь закономерной связи между азимутами максимальных скоростей и основными активными тектоническими структурами дна океанов. На северо-западе Тихого океана максимальные скорости ориентированы вкост Курильской островной дуги и глубоководного желоба, а на востоке Индийского океана они параллельны Яванской дуге и желобу. Вряд ли поэтому можно ожидать существования какой-либо связи упругой анизотропии верхней мантии с современной тектонической активностью в районах островных дуг. На полигонах, расположенных близ осей современных срединно-океанических хребтов, закономерной ориентации максимальных скоростей вкост хребтов не установлено. На полигоне в Атлан-

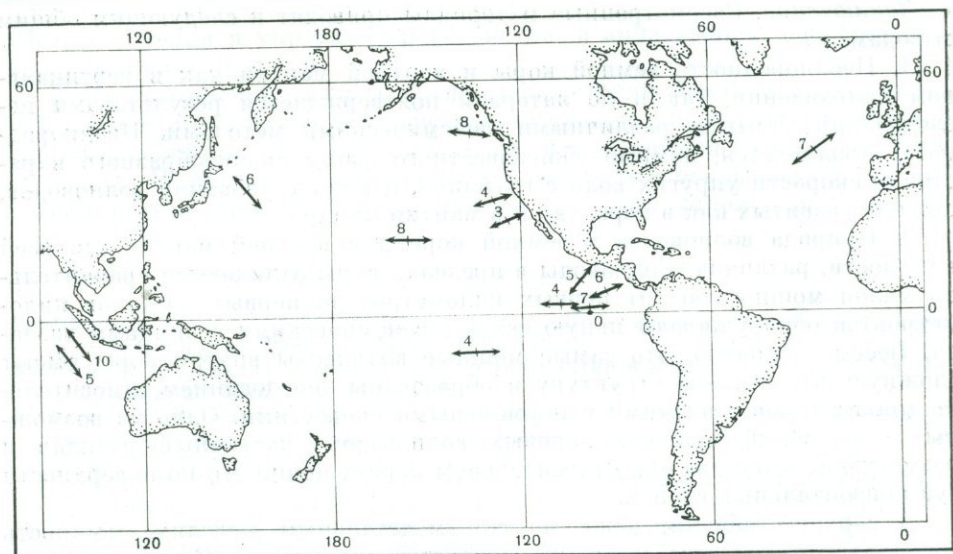


Рис. 7. Расположение участков исследований анизотропии верхней мантии океанов (по Е. М. Чеснокову [1977])

Стрелки — направление максимальных скоростей продольных волн; цифры — величина коэффициента анизотропии, %

тическом океане максимальные скорости образуют острый угол с направлением оси хребта, в Тихом океане близ побережья Центральной Америки азимуты максимальных скоростей, определенные на трех близких полигонах, весьма существенно отличаются один от другого, и по отношению к оси Восточно-Тихоокеанского поднятия максимальные скорости ориентированы по-разному. В экваториальной зоне центральной и восточной частей Тихого океана максимальные скорости, определенные на трех участках, имеют строго широтное направление, что плохо согласуется с современным направлением предполагаемого спрединга. При этом два из этих трех участков расположены достаточно близко от центральной части Восточно-Тихоокеанского поднятия. Только на двух полигонах у побережья Калифорнии полученные результаты дают возможность говорить о перпендикулярности максимальных скоростей простиранию предполагаемого продолжения Восточно-Тихоокеанского поднятия под континент Северной Америки.

Коэффициент анизотропии на близко расположенных участках существенно различается: он варьирует от 4 до 10% близ побережья Центральной Америки и от 5 до 10% к юго-западу от о. Ява. Большинство исследователей, в том числе Е. М. Чесноков [1977], детально проанализировавший возможные причины возникновения упругой анизотропии, полагают, что величина коэффициента анизотропии определяется (при неизменном составе) степенью ориентированности кристаллов в веществе верхней мантии и зависит частично, если не полностью, от величины дополнительного давления. Если это так, то на основании имеющихся фактических данных следует заключить, что разница в дополнительном давлении должна быть довольно значительной на близких участках.

*Заключение.* Рассмотренные материалы приводят к следующим общим выводам.

1. Неоднородность земной коры и верхней мантии как в вертикальном направлении, так и по латерали подтверждается результатами исследований самыми различными сейсмическими методами. Неоднородность проявляется, помимо общеизвестного факта скачкообразного нарастания скорости упругих волн с глубиной, и в существовании волноводов, широко развитых как в коре, так и в мантии Земли.

2. Природа волноводов в земной коре и в верхней мантии, по всей видимости, различна. Волноводы в пределах коры отличаются сравнительно малой мощностью (от первых километров до первых десятков километров) и обнаруживают явную связь с сейсмическими границами раздела. Весьма вероятно, что самые мощные волноводы внутри коры имеют сложную внутреннюю структуру и образованы чередованием относительно тонких слоев с низкими и нормальными скоростями. Одно из возможных объяснений природы коровых волноводов — частичный расплав и размягчение вещества при относительном перемещении его по поверхности субгоризонтальных сколов.

В верхней мантии, даже по самым детальным моделям, мощность волноводов измеряется многими десятками километров. Количество волноводов и их местоположение по глубине изменяются в горизонтальном направлении, обнаруживая, пока еще в значительной мере предположительную, связь с тектоническим режимом и историей развития соответствующих участков поверхности Земли (для волноводов внутри коры такая связь не проявляется).

Намечающаяся связь волноводов в верхней мантии с поверхностными тектоническими структурами хорошо согласуется с данными о наличии «упругих корней» крупных тектонических структур, уходящих на глубины не менее 200 км, а возможно и значительно большие.

Важная особенность внутримантийных волноводов — разница в их положении для продольных и поперечных волн — ставит под сомнение широко распространенный взгляд на их природу как на результат частичного плавления вещества мантии. Здесь, как мне кажется, скорее можно предположить аномалии вещественного состава или поля напряжений, по-разному влияющие на величину скорости продольных и поперечных волн.

3. Раздел Мохоровичича повсеместно представляет собой сложно-построенную переходную от коры к мантии зону (зону «коро-мантийной смеси»), имеющую на разных участках разные мощности и внутреннее строение. По-видимому, слой высокоскоростного «базальта» в низах коры, «размытая» граница М и слой пониженной скорости в верхней мантии непосредственно под подошвой коры генетически едины, а вопрос о том, к коре или к мантии относить зону перехода, ждет своего принципиального решения. При современном уровне изученности продолжать считать подошвой коры самую четкую границу раздела внутри переходной зоны вряд ли уместно. В то же время принципиальное решение вопроса, куда относить переходную зону, внесет существенные коррективы в оценки мощности земной коры многих участков.

4. Неоднородность земной коры и верхней мантии по латерали обнаруживается в блоковом строении, которое доказано многими специальными исследованиями, в изменении количества волноводов, их мощности,

местоположения и упругих характеристик, в анизотропии вещества коры и верхней мантии, и т. п.

5. На протяжении всей геологической истории Земли в пределах земной коры и верхней мантии действовало сложно дифференцированное по латерали и вертикали поле напряжений, изменявшееся во времени и пространстве. Возможность изучения этих изменений открывает новые пути познания особенностей тектонического развития отдельных блоков.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Александров К. С., Рыжова Т. В., Беликов Б. П.* Упругие свойства пироксенов.— Кристаллография, 1962, т. 8, № 5, с. 738—741.
- Андерсон Д. Л., Сэмлис Ч., Джордан Т.* Состав мантии и ядра.— В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1976, с. 96—109.
- Антоненко А. Н., Попов А. А.* Особенности волновой картины и некоторые результаты глубинного сейсмического зондирования в Северном Казахстане.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, вып. 2(47), с. 54—66.
- Аргентов В. В., Гнебиденко Г. С., Потапов С. В.* Структура земной коры Приморья по данным ГСЗ.— В кн.: Геолого-геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Сов. радио, 1976, с. 7—18.
- Бабаян Г. Д., Мокшанцев К. Б., Штег Г. И.* Основные черты глубинного строения восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976, с. 26—34.
- Бабаян Г. Д., Царов В. Ф., Черных М. Ф.* Строне земной коры Виллюйской синеклизы и прилегающих районов.— Сов. геология, 1978, № 1, с. 121—128.
- Балеста С. Т., Утнасин В. К., Аносов Г. И.* Строение земной коры под вулканами в различных геоструктурных зонах по геофизическим данным.— В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 76—81.
- Беликов Б. П., Александров К. С., Рыжова Т. В.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 276 с.
- Белоусов В. В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 123 с.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А., Вольвовский И. С.* Глубинное строение территории СССР.— Сов. геология, 1967, № 11, с. 56—84.
- Беляевский Н. А., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С.* и др. Земная кора основных тектонических структур Запада СССР (по профилю Черное море—Каспийское море).— В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976, с. 48—57.
- Беранек Б., Вейсе Я., Гридличка А.* и др. Чехословацкая Социалистическая Республика.— В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1971, с. 182—203.
- Берч Ф.* Физика земной коры. М.: Изд-во иностр. лит., 1957. 218 с.
- Берч Ф.* Плотность и состав верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 27—29.
- Борисов А. А.* Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2, с. 3—8.
- Булин Н. К., Проняева Е. А., Бубнова В. И.* и др. Глубинное строение территории Юго-Западного Алтая по сейсмическим данным.— Сов. геология, 1969, № 4, с. 97—109.
- Бугровская Е. М.* Методика и результаты построения скоростных разрезов последовательными приближениями на примере некоторых районов Узбекистана.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 8, с. 25—35.
- Ванек И.* Скорости волн в верхней мантии и ее строение в Евразии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 202—207.
- Васов О. К., Одеков О. А., Ювшанов А. А.* Геолого-геофизическая модель земной коры Туркмении.— В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра, 1976, с. 42—47.
- Виноградов А. П.* Зонная плавка как метод изучения некоторых радиальных процессов в Земле.— Геохимия, 1962, № 3, с. 269—270.
- Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И., Томашевский И. С.* Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1974. 223 с.

- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования по опорному региональному профилю Аму-Дарья (Карабекаул) — Нурутау (Койташ). — Изв. АН СССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1961, № 3, с. 28—32.
- Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973. 207 с.
- Галдин Н. Е. Анизотропия скоростей упругих волн в ультраосновных породах Кольского полуострова. — В кн.: Тектонофизика и механические свойства горных пород. М.: Наука, 1971а, с. 179—181.
- Галдин Н. Е. Физические свойства метаморфических пород при высоких давлениях. — В кн.: Природа сейсмических границ в земной коре. М.: Наука, 1971б, с. 78—101.
- Галдин Н. Е. К вопросу о глубинном строении земной коры в восточной части Балтийского щита. — Изв. вузов. Геол. и развед., 1978, № 3, с. 21—24.
- Гамбурцев Г. А., Вейцман П. С., Тулина Ю. В. Строение земной коры на Северном Тянь-Шане по данным глубинного сейсмического зондирования. — Докл. АН СССР, 1955, т. 105, № 1, с. 83—86.
- Геншафт Ю. С., Зайцев Н. С., Салгыковский А. Я. Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии. — Геотектоника 1978, № 5, с. 105—115.
- Гизе П. Вопросы интерпретации и сопоставления данных сейсмических исследований земной коры в различных регионах. — В кн.: Материалы Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев: Наукова думка, 1969, с. 197—203.
- Глубинное строение Кавказа. М.: Наука, 1966. 163 с.
- Годин Ю. Н. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИгеофизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 гг. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1962, с. 66—77.
- Годин Ю. Н., Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С. Сейсмические исследования земной коры в районе Ферганской межгорной впадины. — Докл. АН СССР, 1960, т. 133, № 6, с. 1398—1401.
- Горшков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — Докл. АН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.
- Грин Д. Х., Рингвуд В. Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения для петрологии. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1967, с. 9—77.
- Дорман Д. Данные о поверхностных волнах и верхняя мантия. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 215—221.
- Дружинин В. С., Рыбала В. М., Халевин Н. И. Результаты глубинных сейсмических зондирований на Свердловском пересечении и перспективы дальнейших исследований Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 69—79.
- Егоркин А. В. Строение земной коры на юго-востоке Русской платформы. — В кн.: Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1962, с. 145—165.
- Ермаков В. А., Фарберов А. И., Балеста С. Т., Левыкин А. И. Состав и строение земной коры Восточной Камчатки по геолого-геофизическим данным. — Геол. и геофиз., 1975, № 9, с. 13—28.
- Зунцнов Ф. Х., Ахмеджанов М. А., Борисов О. М., Эргешев Т. Э. Геолого-геофизическая модель земной коры западного Узбекистана (Южный и Средний Тянь-Шань). — Геотектоника, 1974, № 1, с. 59—68.
- Карус Е. В., Краснопевцева Г. В., Резанов П. А. Использование динамики сейсмических волн для выяснения геологической природы сейсмических границ в земной коре. — В кн.: Геофизические исследования земной коры. М.: Недра 1976, с. 100—105.
- Клосс Х. Глубинное зондирование в Западной Европе. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 150—161.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области (Юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. 208 с. (Тр. ГИН, АН СССР; Вып. 267).
- Книппер А. Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитового комплекса. — Геотектоника, 1978, № 2, с. 50—66.
- Кноутте Х. Германская Демократическая Республика. — В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1971, с. 84—98.

- Корня И., Радulesку Ф., Рэйллану В.* Изучение структуры земной коры Румынии сейсмическими методами.— *Геофиз. журнал*, 1979, вып. 1, № 2, с. 87—91.
- Краснопольцева Г. В., Резанов И. А.* О геологической природе границы Конрада на Кавказе.— *Изв. вузов. Геол. и развед.*, 1974, № 9, с. 19—26.
- Крылов С. В., Мишенькин Б. П., Пузырев Н. Н.* Сравнительная характеристика глубинного строения Байкальской и других континентальных рифтовых зон.— В кн.: *Геофизические исследования земной коры*. М.: Наука, 1976, с. 18—25.
- Лебедев Т. С., Корниец Д. В., Шаповал В. И., Корчин В. А.* Упругие свойства горных пород при высоких давлениях. Киев: Наукова думка, 1972. 184 с.
- Литвиненко И. В.* Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря.— В кн.: *Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита*. Л.: Наука, 1968, с. 90—95.
- Литвиненко И. В., Лепина И. С.* Некоторые результаты изучения сейморазведкой глубинного строения Печенгской структуры.— В кн.: *Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита*. Л.: Наука, 1968, с. 139—147.
- Литвиненко И. В., Платоженкова Л. Н., Сипарова Ю. А., Анкундинов С. А.* Глубинный разрез Имандра-Барзугской синклинойной зоны.— В кн.: *Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита*. Л.: Наука, 1968, с. 96—103.
- Лобачевский И. В., Ветров С. В.* О глубинном строении северной части Байкальской горной области по данным гравиметрии и ГСЗ.— *Геол. и геофиз.*, 1976, № 7, с. 55—62.
- Лукк А. А., Нерсесов Л. Л.* Строение верхней части оболочки Земли по наблюдениям над землетрясениями с промежуточной глубиной очага.— *Докл. АН СССР*, 1965, т. 162, № 2, с. 559—562.
- Лукк А. А., Нерсесов Л. Л., Чепкунас Л. С.* Методика выделения слоя пониженных скоростей в коре и мантии Земли.— *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 1970, № 2, с. 15—20.
- Малахов А., Хассонг Д., Одегард М.* и др. Строение земной коры в районе о. Маркус (Тихий океан).— *Океанология*, 1977, т. 17, № 6, с. 1028—1041.
- Матвеева Н. Н., Чепкунас Л. С.* Слой пониженных скоростей в земной коре.— В кн.: *Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн*. М.; Л.: Наука, 1968, с. 244—256.
- Митух Е., Пожгай К., Милитцер Х.* Результаты глубинного сейсмического зондирования по международным профилям.— В кн.: *Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы*. Киев: Наукова думка, 1971, с. 232—244.
- Павленкова Н. И.* О слоях с пониженными скоростями в земной коре Украинского щита.— *Геофиз. сб. АН УССР*, 1970, № 30, с. 27—35.
- Павленкова Н. И., Смелянская Т. В.* Характеристика сейсмических границ в земной коре Украины.— В кн.: *Природа сейсмических границ в земной коре*. М.: Наука, 1971, с. 45—54.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— *Геотектоника*, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В., Перфильев А. С., Савельева Г. Н.* Глубинные включения, кимберлиты и проблема дрейфа континентов.— *Сов. геология*, 1976, № 5, с. 18—31.
- Померанцева И. В., Барскова Л. П., Мозженко А. Н.* Модели земной коры, полученные по данным станции «Земля» на территории некоторых разновозрастных платформ, платформенных впадин и передовых прогибов.— В кн.: *Глубинное строение земной коры*. М.: Наука, 1975, с. 49—60.
- Попов А. А., Аргентов В. В., Оспанов А. Б.* Строение земной коры Центрального Казахстана по данным глубинных сейсмических зондирований.— *Изв. АН КазССР. Сер. геол.* 1967, № 1, с. 3—17.
- Попов А. А., Аргентов В. В., Оспанов А. Б.* Опыт применения и результаты исследований глубинного строения земной коры методом отраженных волн.— В кн.: *Геофизические исследования в Казахстане*. Алма-Ата: Казахстан, 1968, с. 48—62.
- Потапов С. В.* Автсейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977. 170 с.
- Потапов С. В., Карагаев Г. И.* Строение земной коры Средней Камчатки по геофизическим данным.— *Геол. и геофиз.*, 1975, № 8, с. 96—102.
- Пресс Ф.* Внутреннее строение Земли по данным теоретических моделей.— В кн.: *Природа твердой Земли*. М.: Мир, 1976, с. 103—122.
- Пресс Ф., Юинг Дж.* Две поверхностные волны с малой скоростью распространения, наблюдавшиеся в Северной Америке.— В кн.: *Строение земной коры по сейсмическим данным*. М.: Изд-во иностр. лит., 1959, с. 71—83.

- Райт Р. У.* Анизотропия верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 208—214.
- Резанов И. А.* О вещественном составе глубоких слоев земной коры.— В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. М.: Недра, 1965, с. 45—55.
- Ризниченко Ю. В., Косминская И. П.* О природе слоистости земной коры и верхней мантии.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2, с. 323—325.
- Рингвуд А. Э.* Состав и эволюция верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 7—26.
- Ритсема А. Р.* Сейсмология и исследования верхней мантии.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 87—92.
- Силаева О. И.* Ультразвуковые исследования зависимости упругих свойств горных пород от давления.— В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М.: Наука, 1968, с. 152—155.
- Скорицова М. Ф.* О возможной связи упругих свойств горных пород с направленным тектоническим напряжением в земной коре и верхней мантии.— Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1969, вып. 20. Геофиз. сб., № 1, с. 183—196.
- Соллогуб В. Б.* Результаты глубинных сейсмических зондирований на Украине.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы. М.: Наука, 1967, с. 8—19.
- Соллогуб В. Б., Павленкова Н. И., Чекунов А. В., Хилинский Л. А.* Глубинное строение земной коры вдоль меридионального сечения Черное море — Воронежский массив.— В кн.: Проблемы физики Земли. Киев: Наукова думка, 1966, с. 46—58.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Ливанова Л. П.* Строение земной коры Советских Карпат и прилегающих районов Украины по данным ГСЗ.— Сов. геология, 1967, № 6, с. 59—67.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Общие методические выводы.— В кн.: Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1971, с. 245—256.
- Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964. 308 с.
- Субботин С. И., Соллогуб В. Б., Чекунов А. В.* Строение земной коры основных геоструктурных элементов территории Украины.— Докл. АН СССР, 1963, т. 153, № 2, с. 440—443.
- Суворов А. А.* Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1975. 102 с.
- Тараканов Р. Э.* Мозаика скоростей в верхней мантии и возможности построения площадного годографа.— Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1969, вып. 20. Геофиз. сб., № 1, с. 133—152.
- Тараканов Р. Э., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р. И.* Зависимость отношения скоростей продольных и поперечных волн от глубин.— Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1969, вып. 20. Геофиз. сб., № 1, с. 165—182.
- Угласин В. К., Аносов Г. И., Балеста С. Т., Будянский Ю. А.* Сейсмические модели Ключевской группы вулканов.— Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975а, вып. 37. Геофиз. сб., № 5, с. 83—91.
- Угласин В. К., Аносов Г. И., Будянский Ю. А., Балеста С. Т.* Сейсмические модели Центральной Камчатки.— Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1975б, вып. 37. Геофиз. сб., № 5, ст. 62—76.
- Федотов С. А., Кузин И. П.* Скоростной разрез верхней мантии в области Южных Курильских островов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1963, № 5, с. 670—686.
- Федотов С. А., Матвеева Н. Н., Тараканов Р. Э., Яновская Т. Б.* О скоростях продольных волн в верхней мантии в области Японских и Курильских островов.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 8, с. 1185—1191.
- Федотов С. А., Славина Л. Б.* Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1968, № 2, с. 8—31.
- Федотов С. А., Фарберов А. И.* Об экранировании поперечных сейсмических волн в магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1966, т. 3, с. 43—48.
- Хейлз В. Е.* К вопросу о промежуточных слоях в земной коре.— В кн.: Материалы Международного совещания экспертов по взрывной сейсмологии. Киев: Наукова думка, 1969, с. 38—51.
- Херрин Ю.* Сопоставление моделей строения верхней мантии: Канадский щит и провинция Бассейнов и Хребтов.— В кн.: Природа твердой Земли. М.: Мир, 1976, с. 155—166.

- Чекунов А. В., Кучма В. Г.* Глубинная структура разломов.— Геотектоника, 1979, № 5, с. 24—38.
- Чесноков Е. М.* Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М.: Наука, 1977. 193 с.
- Шамина О. Г.* Экспериментальные исследования необходимых и достаточных признаков волновода.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1966, № 12, с. 3—10.
- Щербакова Б. Е., Волхонин В. С., Круская Г. В.* и др. Результаты изучения глубинного строения Юго-Восточного Прибайкалья с помощью станции «Земля».— Сов. геология, 1969, № 6, с. 154—160.
- Яншин А. Л.* Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—36.
- Aichele H.* Interpretation refractionseismischer Messungen im Gebit des Fränkisch-Schwäbischen Jura. Stuttgart, 1976. 105 S.
- A lithospheric seismic profile along the axis of the Alps. 1975. I. First results.— Pure and Appl. Geophys., 1976, vol. 114, N 6, p. 1109—1130.
- Anderson D. L.* Recent evidence concerning the structure and composition of the Earth's mantle.— Phys. and Chem. Earth, 1965, vol. 6, N 1, p. 1—131.
- Ansorge G., Bonjer K. P., Emter D.* Structure of the uppermost mantle from long-range seismic observation in southern Germany and Rhinegraben area.— Tectonophysics, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 31—48.
- Ansorge G., Mueller S.* The P-Wave Structure of the Uppermost Mantle in Europe based on long-range explosion observation.— Ztschr. Geophys., 1973, Bd. 39, N 3, S. 385—394.
- Asada T., Shimamura H.* Long-range refraction experiments in deepocean.— Tectonophysics, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 67—82.
- Babuška V.* Anisotropy of the upper mantle rocks.— Ztschr. Geophys., 1972, Bd. 38, N 2, S. 461—468.
- Bäckus G.* Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under ocean.— J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 14, p. 3429—3440.
- Barr K. G.* Evidence for variations in Upper Mantle velocity in the Hudson Bay area.— Pap. Geol. Surv. Canad., 1968, vol. 53, p. 153—167.
- Behnke Cl.* Seismic velocities in the Central Alps Crust.— Europ. Seismol. Commis. Copenhagen, 1967, p. 97—101.
- Brace W. F.* Orientation of anisotropic minerals in stress field in rock deformation.— J. Geol. Soc. Amer., 1960, vol. 79, N 9, p. 128—137.
- Brune J., Dorman J.* Seismic waves and earth structure in the Canadian shield.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1963, vol. 53, N 1, p. 167—210.
- Calcagnile G., Panza G. F.* Crustal and upper mantle structure beneath the Apennines region as inferred from the study of Rayleigh waves.— J. Geophys., 1979, vol. 45, N 3, p. 319—327.
- Calcagnile G., Panza G. F., Knopoff L.* Upper mantle structure of north-central Italy from the dispersion of Rayleigh waves.— Tectonophysics, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 51—63.
- Christensen N. I., Crosson R. S.* Seismic anisotropy in the upper mantle.— Tectonophysics, 1968, vol. 5, N 2, p. 93—108.
- Cleary J. R.* The structure of the crust and upper mantle beneath south-eastern Australia.— Bull. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Resour., Geol. and Geophys., Austral., 1976, N 164, p. 1—3.
- Constantinescu L., Constantinescu P., Cornea I., Lăzărescu V.* Recent seismic information on the lithosphere in Romania.— Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Sér. géophys., 1976, vol 20, N 1, p. 33—40.
- Crosson R. S., Christensen N. I.* Transverse isotropy of the upper mantle in the vicinity of Pacific fracture zones.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1969, vol. 59, N 1, p. 59—72.
- Crosson R. S., Koyanagi R. Y.* Seismic velocity structure below the island of Hawaii from local earthquake data.— J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N 5, p. 2331—2342.
- Dahlen F. A.* Elastic velocity anisotropy in the presence of an anisotropic initial stress.— Bull. Seismol. Soc., Amer., 1972, vol. 62, N 5, p. 1183—1196.
- Deep seismic soundings in Southern Spain.— Pure and Appl. Geophys. 1977, vol. 115, N 3, p. 721—735.
- Den N., Ludwig W. J., Murauchi S.* et al. Seismic refraction measurements in the Northwest Pacific Basin.— J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 6, p. 1421—1434.
- Ellsworth W. L., Koyanagi R. Y.* Three-dimensional crust and mantle structure of Kilauea Volcano, Hawaii.— J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 33, p. 5379—5394.
- Faber S., Bamford D.* Lithospheric structural contrasts across the caledonides of northern Britain.— Tectonophysics, 1979, vol. 56, p. 17—30.

- Francis T. J. G.* Generation of seismic anisotropy in the upper mantle along the mid Oceanic ridges.— *Nature*, 1969, vol. 221, N 5176, p. 162—165.
- Fuchs K.* Structure, physical properties and lateral heterogeneities of subcrustal lithosphere from long-range deep seismic sounding observation on continents.— *Tectonophysics*, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 1—15.
- Giese P.* Geophysikalische Abhandlungen. B., 1968, Bd. I, H. 2.
- Giese P.* The basic feature of crustal structure in relation to the main geological units.— In: *Exploration Seismology Central Europe*. B., 1976, p. 221—241.
- Goula X., Pascal G.* Structure of the upper mantle in the convex side of the New Hebrides Island arc.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1979, vol. 58, N 1, p. 145—167.
- Green R. W. E., Halls A. L.* The travel times of P-waves to 30° in the Central United States and Upper Mantle structure.— *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1968, vol. 58, N 1, p. 267—289.
- Gutenberg B.* Channel waves in the Earth crust.— *Geophysics*, 1955, vol. 20, N 2, p. 283—294.
- Gutenberg B.* Wave velocities below the Mohorovicic discontinuity.— *J. Geophys.*, 1959, vol. 2, N 3, p. 348—352.
- Hess H.* Seismic anisotropy of the uppermost mantle under the oceans.— *Nature*, 1964, vol. 203, N 4269, p. 629—631.
- Hirn A., Steinmetz L., Kind R., Fux K.* Long range profiles in Western Europe. Fine structure of Lower lithosphere in France.— *Ztschr. Geophys.*, 1973, Bd. 39, N 3, S. 363—384.
- Hirn A., Steinmetz L., Sapin M.* A long range seismic profile in the Western Mediterranean Basin: structure of the upper mantle.— *Ann. géophys.*, 1977, t. 33, à 3, p. 373—384.
- Husebye E. S.* Correction analysis of Jeffreys-Bullen travel time tables.— *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1965, vol. 55, N 6, p. 1023—1038.
- Iosif T.* On the question of the existence of a layer of low velocity in the upper parts of the earth's mantle in Rumania.— *Rev. roum. géol., géophys. et géogr. Sér. géophys.*, 1965, vol. 9, N 1, p. 13—27.
- Iyer H. M., Oppenheimer D. H., Hüchcock T.* Abnormal P-wave delays in the Geysers-Clear Lake geothermal area, California.— *Science*, 1979, vol. 204, N 4392, p. 495—497.
- Jentsch M.* Reinterpretation of a deep-seismic-sounding profile on the Ukrainian shield.— *J. Geophys.*, 1979, vol. 45, N 4, p. 355—372.
- Keen C. E., Barret D. L.* A measurement of seismic anisotropy in the Northern Pacific.— *Canad. J. Earth. Sci.*, 1974, vol. 8, N 6, p. 1056—1081.
- Keen C. E., Tromontini C. B.* A seismic refraction survey on the mid-Atlantic ridge.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1970, vol. 20, N 3, p. 473—487.
- Knopoff L., Mueller S., Pilant W. L.* Structure of the crust and upper mantle in the Alps from the phase velocity of Rayleigh waves.— *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1966, vol. 56, N 6, p. 1009—1044.
- Landisman M., Mueller S.* Seismic studies of the Earth's crust in continents. 2. Analysis of Wave Propagation in Continents and adjacent shelf areas.— *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1966, vol. 10, N 4, p. 539—548.
- Le Pichon X., Houtz R. E., Drake C. L., Nafe J. E.* Crustal structure of the mid-ocean ridges.— *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, N 2, p. 319—365.
- Lund C. E.* The fine structure of the lower lithosphere underneath the blue road profile in northern Scandinavia.— *Tectonophysics*, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 111—122.
- Maynard G. L.* Crustal layer of seismic velocity 6.9 to 7.6 kilometers per second under the deep oceans.— *Science*, 1970, vol. 168, N 3927, p. 120—121.
- McEvelly J.* Central U. S. crust upper mantle structure from Love and Rayleigh wave phase velocity inversion.— *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 1964, vol. 54, N 6a, p. 1997—2016.
- Meeder C. A., Lewis B. T. R., McClain J.* The structure of the oceanic crust off southern Peru determined from an ocean bottom seismometer.— *Earth and Planet. Sci Lett.*, 1977, vol. 37, N 1, p. 13—28.
- Meissner R.* An interpretation of the wide angle measurement in the Bavarian Molasse basin.— *Geophys. Prospects.*, 1966, vol. 14, N 1, p. 7—16.
- Meissner R., Berckhemer H., Glocke A.* Results from deep-seismic sounding in the Rhine-Main area.— In: *Exploration Seismology Central Europe*, B., 1976, p. 303—312.
- Miller H.* Alp 1975: a lithospheric seismic profile along the axis of the Alps.— *Tectonophysics*, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 125—126.
- Miller H., Gebrande H., Schmedes E.* Ein verbessertes Strukturmodelle für die Ostalpen,

- abgeleitet aus refraktions-seismischen Daten unter Berücksichtigung des Alpen Ländsprofils.— Geol. Rdsch., 1977, Bd. 66, N 2, S. 289—308.
- Morris G. B., Raitt R. W., Shor G. G.* Velocity anisotropy and delaytime maps of the mantle near Hawaii.— J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 17, p. 4300—4316.
- Mueller S., Landisman M.* Seismic studies of the Earth's Crust in continents. I. Evidence for a low-velocity zone in the upper part of the lithosphere.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1966, vol. 10, N 4, p. 525—538.
- Murauchi S., Den N., Asano S.* et al. Crustal structure of the Philippine Sea.— J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 10, p. 3143—3171.
- Negi J. G., Upadhyay S. K.* Effect of anisotropy of Love wave propagation.— Bull. Seismol. Soc. Amer., 1968, vol. 58, N 1, p. 259—266.
- Negi J. G., Upadhyay S. K.* Love wave dispersion errors due to assumption of isotropy.— Pure and Appl. Geophys., 1970, vol. 80, N. 1, 102 p.
- Nur A., Simmons G.* Stress-induced velocity anisotropy in rocks: an experimental study.— J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 27, p. 6667—6674.
- Pajchel J.* Nature of deep seismic boundaries in the Earth's crust in the light of dynamic interpretation of seismic wave field.— Publs Inst. Geophys. Pol. cad. Sci., 1976, A-2(101), p. 103—116.
- Puzirev N. N., Mandelbaum M. M., Krylov S. V.* et al. New data from explosion seismology in the Baikalian rift zone.— Tectonophysics, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 128.
- Raikes S. A., Hadley D. M.* The azimuthal variation of teleseismic P-residuals in Southern California: implications for uppermantle structure.— Tectonophysics, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 89—96.
- Raitt R. W., Shor G. G., Francis T. J. G., Morris G. B.* Anisotropy of the Pacific upper mantle.— J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 12, p. 3095—3109.
- Regionality of crust and upper mantle structure around Japan as derived from large explosions at sea. Research group for explosion seismology.— Tectonophysics, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 130.
- Reid I., Orcott J. A., Prothero W. A.* Seismic evidence for a narrow zone of partial melting underlying the East Pacific Rise at 21° N.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 5, p. 678—682.
- Sacks I. S., Snoke J. A., Husebye E. S.* Lithosphere thickness beneath the Baltic shield.— Tectonophysics, 1979, vol. 56, N 1/2, p. 101—110.
- Seidl D., Müller St., Knopoff L.* Dispersion von Rayleigh-wellen in Südwestdeutschland und in den Alpen.— Geophysics, 1966, vol. 32, N 4, p. 472—481.
- Shor G. G., Kirk H. K., Menard H. W.* Crustal structure of the Melanesian Area.— J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 11, p. 2562—2586.
- Shor G. G., Pollard D. D.* Mohole site selection studies North of Maui.— J. Geophys. Res., 1964, vol. 69, N 8, p. 1627—1637.
- Shor G. G., Raitt R. W., Henry M.* et al. Anisotropy and structure of the Cocos Plate.— Geofis. Intern., 1975, p. 337—362.
- Souriau A.* Upper mantle beneath the Paris Basin and Benelux including possible volcanic anomalies in Belgium.— Tectonophysics, 1979, vol. 57, N 2/4, p. 167—188.
- Sutton G. H., Maynard G. L., Hussong D. M.* Widespread occurrence of a high-velocity basal layer in the Pacific crust found with repetitive sources and sonobuoys.— In: Structure and Physical Property Earth's Crust. Wash., 1970, p. 193—209.
- The Earth's crust and upper mantle. Wash., D.C.: Amer. Geophys. Union, 1969.
- Vaněk I.* Amplitude curves of seismic body waves and the structure of the upper mantle in Europe.— Tectonophysics, 1968, vol. 5, N 4, p. 235—243.
- Vaněk I., Takhakaya A.* Amplitude curves of seismic body waves for the region of Central Asia.— C. r. UGGI, 1969, N 15, pt 1, p. 101, 102.
- Weinrebe W., Meisner R., Vetter U.* The results of the Blue Road seismic experiment with special reference to the properties of the upper mantle.— Tectonophysics, 1979, vol. 56, N 1/2, 123 p.
- Voshio F.* Upper mantle P structure on the ocean side of the Japan-Kurile Arc.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1977, vol. 50, N 3, p. 621—642.

## РАННИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Особенности ранних этапов развития Земли уже очень давно привлекают внимание геологов самых различных специальностей. Дискуссии по этому поводу периодически возникают на страницах многочисленных журналов. Это и понятно, так как в данной проблеме сфокусированы многие коренные вопросы геологии или, вернее, философии геологии. К их числу относятся такие проблемы, как первичность или вторичность континентальной коры, особенности строения глубоких горизонтов земной коры, специфика магматизма и тектоники ранних этапов развития Земли и многие другие.

В последние годы интерес к ранним этапам развития Земли вновь резко усилился. Этому способствовали по крайней мере два обстоятельства. Во-первых успехи изучения Луны позволили выявить очень большую древность слагающих ее комплексов горных пород (4,4—3,2 млрд. лет). Тем самым на Луне, при всем ее своеобразии, мы как бы имеем модель ранних этапов развития Земли, и сравнение данных лунной и земной геологии уже стало необходимым. Во-вторых, успехи радиологического определения возраста докембрийских горных пород позволили выявить среди них очень древние комплексы, возраст которых достигает 3,8—3,7 млрд. лет. Надежность этих датировок не вызывает сомнения, так как они сделаны разными методами и неоднократно повторены в различных лабораториях. Благодаря этому мы получили возможность сравнивать разновозрастные образования Земли и Луны и тем самым применять хорошо оправдавший себя сравнительно-тектонический метод анализа.

В настоящей статье, естественно, не могут быть рассмотрены все аспекты проблемы. Я затрону лишь отдельные ее стороны, которые представляются наиболее разработанными.

*О составе пород земной коры раннего архея.* Данные, имеющиеся по раннему архею, свидетельствуют, что одними из наиболее древних образований в составе земной коры являются комплексы так называемых «серых гнейсов»<sup>1</sup>.

Основная масса комплексов «серых гнейсов» сложена темно-серыми, часто гнейсовидными, кварц-плагиоклаз-биотитовыми, кварц-плагиоклаз-амфиболовыми породами. В некоторых разностях этих пород присутствует гипертен. В качестве акцессорных минералов встречаются энидот, сфен, апатит, ортит. Характерной особенностью этих образований явля-

<sup>1</sup> Под термином «комплекс серых гнейсов» я понимаю не только те полевошпатовые породы, которые формально отвечают понятию «серый гнейс». В состав этих комплексов, с моей точки зрения, входят и тесно ассоциирующие с ними амфиболиты, а также прослой первично осадочных пород. Кроме того, нужно иметь в виду, что собственно серые гнейсы, несмотря на близость их минералогического состава, — генетически очень разнообразная группа пород.

ется отсутствие или очень малое количество калиевого полевого шпата. По количественно-минералогической классификации и петрохимии собственно серые гнейсы соответствуют тоналитам, трондjemитам, гранодиоритам и кварцевым диоритам.

Очень часто с этими породами (плаггиогнейсами) ассоциируют разнообразные амфиболиты. При этом заведомо можно сказать, что часть амфиболитов является молодыми дайками, будинированными и растащенными при складчатости (дайки Амералик в Гренландии, дайки Саглек на п-ове Лабрадор [McGregor, 1973; Bridgwater et al., 1975]). Несомненно, однако, и то, что часть амфиболитов является разновозрастной с плаггиогнейсами.

Иногда вместе с комплексами «серых гнейсов» встречаются и пачки осадочных и осадочно-вулканогенных образований. Наиболее детально эти породы изучены в Западной Гренландии, где они известны под названием формации Исуа и ассоциации Акилиа [McGregor, Mason, 1977]. Обычно они рассматриваются как фундамент, в который внедрялись тоналитовые и трондjemитовые массивы «серых гнейсов». Однако определение радиометрического возраста этих комплексов показывает, что они практически разновозрастны: 3760 млн. лет для пород формации Исуа и 3750 млн. лет для серых гнейсов Амисог [Alaart, 1976]. Правда, в последнее время появляются данные, что возраст пород формации Исуа все же на 100 млн. лет древнее гнейсов Амисог. Но в то же время в гальках конгломератов формации Исуа известны тоналиты. В связи с этим не исключено, что время накопления формации Исуа отвечает некоторому перерыву в образовании серых гнейсов.

Рассматривая особенности петрохимии и геохимии серых гнейсов, трудно видеть, что они достаточно резко отличаются от большинства гранитоидных комплексов докембрия и фанерозоя. Они характеризуются повышенными содержаниями  $Al_2O_3$ , CaO,  $Na_2O$ , элементов группы железа, стронция, легкими редкоземельными элементами; пониженными —  $K_2O$ , урана, рубидия, бария, радиогенного свинца [Moorbath, 1978]. Еще одной особенностью серых гнейсов являются низкие первичные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,701-0,702$  [Moorbath, 1978] и низкие отношения  $^{18}O/^{16}O = \delta^{18}O = +5,2 - -7,3$  [Barker et al., 1976]. Эти особенности серых гнейсов важны для выяснения их генезиса, на чем мы остановимся несколько ниже.

В настоящее время серые гнейсы и ассоциирующие с ними породы установлены во многих регионах мира. Наиболее хорошо они изучены в Западной Гренландии и на п-ове Лабрадор [McGregor, 1973; McGregor, Mason, 1977; Bridgwater, Collerson, 1976], в штате Миннесота, где имеются цифры радиометрического возраста для гнейсов Мортон и Монтевидео [Goldich, Wooden, 1978]. Аналогичные породы известны в составе древних щитов юга Африки [Hunter, 1974]. Вероятно, к аналогичным образованиям относятся олигоклазовые граниты Центральной Карелии [Лобач-Жученко и др., 1974] и первично коровые граниты Кольского полуострова [Батиева, Бельков, 1971]. Более полный обзор распространенности этих комплексов был сделан недавно О. А. Богатиковым, С. В. Богдановой и М. С. Марковым [1980а].

Специфика состава, структур и текстур пород комплекса «серых гнейсов», в состав которого мы включаем и плаггиогнейсы и амфиболиты, скорее всего, свидетельствует о том, что эти породы представляют собой

вулcano-плутоническую ассоциацию. Доказательством такого происхождения этих комплексов являются: четкая стратифицированность разных типов пород, сохранившиеся реликты первичных структур, прослой метасадков и наличие пород с реликтовыми магматическими структурами [Богатилов и др., 1980а, б].

Петрохимическая характеристика комплекса «серых гнейсов» достаточно близка к петрохимическим особенностям контрастных и известково-щелочных высокоглиноземистых серий островных дуг. Этот вывод не нов, многие геологи писали о том, что раннеархейские образования представляют собой типичные бимодальные вулканические серии [Лутц, 1978; Barker, Peterman, 1974; Barker et al., 1976; и др.]. Однако в отличие от своих фанерозойских петрохимических гомологов эти вулcano-плутонические ассоциации формировались не в узких линейных зонах, а этот процесс охватывал относительно большие изометричные площади древних платформ.

Признание вулcano-плутонической природы этих образований снимает целый ряд сложных и нерешенных проблем. В частности отпадает проблема тех вмещающих пород, в которые внедрялись эти образования, если считать их первично коровыми гранитами. Прослой и пачки разновозрастных с ними осадочных и вулканогенно-осадочных пород (например, формация Исуа в Западной Гренландии) вполне могли входить в состав этих же вулcano-плутонических серий. Следует отметить, что в тех районах развития комплекса «серых гнейсов», где они достаточно хорошо изучены радиометрическими методами, отчетливо выявляется очень большая длительность формирования сходных по составу пород. Так, например, в Западной Гренландии возраст первых серых гнейсов (гнейсы Амисог) равен 3,7 млрд. лет, а возраст сходных по составу гнейсов Нук равен 3—2,8 млрд. лет [Moorbath, Taylor, 1978]. Близкая продолжительность устанавливается для времени формирования «серых гнейсов» и на п-ове Лабрадор (гнейсы Уивак 2 и Уивак 1), для «серых гнейсов» провинции Сьюпериор юга Канадского щита [Bridgwater et al., 1975] и для тоналитов Центральной Карелии (И. Н. Крылов, устное сообщение).

Петрохимически эти разновозрастные поколения серых гнейсов оказываются необычайно сходными, их отличия удается уловить лишь при исследовании тонкими геохимическими методами, в частности они отличаются по первичным соотношениям  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и изотопов свинца и урана [Moorbath, Taylor, 1978]. Кроме того, среди серых гнейсов выделяются две группы, из которых одна обогащена легкими редкоземельными элементами, а вторая — тяжелыми с очень характерным низким содержанием европия [Chou, 1978], хотя возрастное положение каждой группы не очень ясно.

Различия в изотопных содержаниях стронция, свинца и урана дали основание С. Мурбасу [Moorbath, Taylor, 1978] предполагать, что более молодые тоналиты формировались частично за счет переплавления ранее сформированных «серых гнейсов». Это, конечно, не означает, что комплекс «серых гнейсов» формировался непрерывно на протяжении 1 млрд. лет. Просто в течение этого промежутка времени направленность магматической дифференциации мантии существенно не менялась.

Таким образом, на обширных площадях древних платформ в ранние стадии развития Земли в течение времени, охватывающего около

1 млрд. лет, происходило формирование своеобразных вулканоплутонических ассоциаций, одной из характерных черт которых являлось повышенное содержание глинозема и кальция. Именно эта особенность магматических продуктов ранних стадий развития Земли оказывается сходной с особенностями пород ранних этапов развития Луны, где, как известно, в пределах лунных материков образовывались высокоглиноземистые породы группы АНТ (анортозит-порит-троктолит).

К сожалению, в настоящий момент мы не знаем, происходило ли в эти ранние стадии формирование только комплекса «серых гнейсов» или земная кора была неоднородна по латерали. Этот вопрос упирается сейчас в возрастные сопоставления серых гнейсов и гранулитов архея, которые мы, в известной мере традиционно, считаем самыми древнейшими комплексами.

Любопытно еще одно обстоятельство, заключающееся в том, что средний состав комплексов «серых гнейсов» необычайно сходен со средним составом земной коры. В связи с этим не исключено, что расслоение земной коры на «гранитный» и «базальтовый» слои связано с более поздними процессами анатексиса, палингенеза, мигматизации и калиевого метасоматоза [Добрецов, 1979]. На такую возможность двустадийного формирования настоящей континентальной коры указывает постепенная эволюция состава серых гнейсов и появление в составе более молодых их поколений адамеллитов и монзонитов, а также значительно более молодой возраст калиевых гранитоидов по отношению к породам комплексов «серых гнейсов».

Наконец, необходимо обратиться к самой сложной проблеме — проблеме генезиса пород комплексов «серых гнейсов». Относительно их происхождения существуют самые различные точки зрения. На сегодняшний день их отбор упирается в выяснение состава и строения того основания, которое подстилает комплекс «серых гнейсов».

Данных на этот счет существует не очень много, и к тому же они достаточно разноречивы. Одни геологи считают, что амфиболиты и другие осадочные и осадочно-вулканогенные породы представляют собой включения (ксенолиты) в серых гнейсах, последние же образуются за счет метаморфизма и последующего расплавления пород существенно базальтового субстрата [Barker, Peterman, 1974; Collerson, Freyer, 1978; и др.]. Принципиальная возможность выплавления таких расплавов при эклогитизации базальтов была показана Д. Грином и А. Рингвудом [1968], а также В. С. и Н. В. Соболевыми [1975, 1977].

Однако этому как будто противоречат низкие первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в серых гнейсах, позволяющие предполагать, что их выплавка происходила непосредственно из архейской мантии. Кроме того, не всегда можно быть уверенным в том, что включения амфиболитов и осадочно-вулканогенных пород действительно представляют собой ксенолиты, а кроме них в составе включений в серых гнейсах известны апортозиты и ультрасосновные породы, возможно свидетельствующие о том, что комплексы «серых гнейсов» лежат прямо на архейском протомантийном субстрате, верхняя часть которого представляла собой рестит, оставшийся после выплавки пород комплексов «серых гнейсов». Принципиальная возможность выплавления этих пород непосредственно из мантии в результате существования более высокого теплового потока и более водонасыщенной мантии была недавно показана целым рядом исследователей

[Богатиков и др., 1979; Добрецов, 1979; Kushiro, 1972; и др.]. Не исключено, однако, что и состав мантии мог эволюционировать в ходе развития Земли [Sun, Hanson, 1975; Sun, Nesbitt, 1977].

Все это приводит нас к признанию достаточно большой специфики магматизма ранних этапов развития Земли, состава и состояния архейской мантии.

Это находит подтверждение и в других фактах. Очень часто в составе архейских разрезов (особенно разрезов зеленокаменных поясов, например пояс Барбертон в Южной Африке [McIlver, Lenthall, 1974; и др.] мы видим чередование петрологически несовместимых ассоциаций горных пород. Это коматииты и низкокальциевые толеиты, иногда в этих же разрезах (например, на Становом хребте, устное сообщение Н. Б. Заборовской) широко распространены и высокоглиноземистые базальты. Экспериментальными исследованиями многих петрологов [Т. Green et al., 1967; Green, 1975; и др.] установлено, что условия, при которых происходит плавление перечисленных выше типов пород, должны резко отличаться одни от других. Не исключено, что это свидетельствует о том, что в архейской мантии происходило одновременное плавление на разных уровнях различных магм, которые при относительно тонкой и легко проницаемой для расплавов коре достигали почти одновременно поверхности и давали те необычные сочетания магматических продуктов, которые мы наблюдаем сейчас в архейских разрезах.

Таким образом, мы должны, видимо, предполагать полиастеносферную модель архейской мантии при относительно тонкой земной коре. Не исключено, что на самых ранних этапах развития Земли (4—3,8 млрд. лет) свой вклад в энергетiku процессов плавления вносили и многочисленные удары метеоритов, которые неизбежно должны были сталкиваться с Землей, как и с остальными планетами земной группы и Луной, для которых этот процесс достаточно надежно установлен [Taylor, 1975]. Эти процессы метеоритной бомбардировки должны были прежде всего приводить к созданию поверхностных, малоглубинных очагов плавления, а кроме того, способствовать проникновению к поверхности более глубоких магм, как это и происходило во впадинах лунных морей [Суханов, 1979].

Эта специфика архейской мантии, несомненно, должна была сказаться и на особенностях тектоники ранних этапов развития Земли, на чем мы и остановимся в дальнейшем.

*Особенности тектоники раннего докембрия.* Каждый исследователь, который сталкивался с изучением метаморфических докембрийских комплексов, поражался необычайно сложной внутренней структуре этих толщ.

Эта сложность объясняется по крайней мере тремя обстоятельствами: 1) необычайно сложной складчатой структурой слоев, обусловленной наличием разнообразных складок, с многочисленными этапами деформаций; 2) обилием куполовидных структур, как правило связанных с формированием многочисленных поколений гранитов и гранито-гнейсов, и 3) отсутствием линейной строго ориентированной системы складок.

Попробуем рассмотреть, с какими чертами строения земной коры могут быть связаны эти особенности тектоники раннего докембрия. Многочисленные исследования особенностей складчатых структур докембрия позволили установить, что одни из ранних деформаций в этих толщах чаще

всего представлены системами узких складчатых изоклинальных складок, переходящих в лежащие складки [Миллер, 1973; Добржинецкая, 1978; и др.]. Следует иметь в виду, что эти деформации сопровождаются или сменяются очень своеобразными надвиговыми структурами, в которых роль зон срывов играют зоны повышенного пластичного течения вещества. При этом наблюдается такая закономерность, что степень пластичности пород резко увеличивается при переходе от сухого гранулитового метаморфизма к амфиболитовому [Noe-Nygaard, Berthelsen, 1952; Berthelsen, 1962]. Такая парагенетическая ассоциация структур позволяет связывать их формирование с тангенциальным сжатием.

Следовательно, в земной коре раннего докембрия мы имели на уровне амфиболитовых и других насыщенных флюидами фаций метаморфизма зоны пониженной вязкости и повышенной пластичности вещества, вдоль которых и реализовывались напряжения тангенциального сжатия. Недавно подобные структуры были описаны Б. Чадвик и К. Коэ [Chadwick, Coe, 1975; Coe, 1978] в Западной Гренландии, где, согласно их данным, в одних и тех же разрезах часто чередуются отдельные пачки гнейсов Амитсог (3,7 млрд. лет), метавулканитов основного состава формации Малине (возраст более 3 млрд. лет) и анортозитов. При этом они не отделяются одни от других четкими зонами разломов. Сходными явлениями, вероятно, можно объяснить структурные соотношения анортозитов и вмещающих пород в районе Фискенессета Западной Гренландии [Windley, 1977].

Скорее всего, реализация в раннем докембрии горизонтальных движений, обусловленных тангенциальным сжатием, видимо, происходила в основном вдоль зон повышенной пластичности вещества. Поэтому мы часто не находим здесь надвигов и шарьяжей в том их структурном выражении, которое мы привыкли видеть в более молодых комплексах пород.

На сегодняшний день, по-видимому, ясно, что свойственное раннему докембрию пластичное состояние вещества коры и верхней мантии способствовало сравнительно быстрой реакции на дифференциальные напряжения. В зонах сжатия это выразилось в тектоническом скупивании вещества, а в зонах растяжения — в его растекании. Вероятно, поэтому и создавались те ядра (нуклеи), которые явились зародышами будущих континентов.

Такому состоянию архейской коры (вернее, и литосферы в целом) способствовал повышенный геотермический градиент, существование которого на ранних этапах развития Земли вполне реально, хотя конкретные оценки его сильно различаются у разных авторов [Хлестов, 1970; Перчук, 1973; Shackelton, 1973; Windley, 1977]. Кроме того, мощность земной коры на ранних этапах ее развития также была значительно меньшей. Это сейчас признается очень многими геологами. Однако оценки толщины земной коры также различны в зависимости от того, исходя из каких предположений делаются попытки оценить мощность коры. В среднем они колеблются от 15 до 30 км [Хлестов, 1970; Hart et al., 1970; Fyfe, 1974; Windley, 1977].

Поскольку мощность земной коры на ранних этапах ее развития была небольшой, зоны сжатия и растяжения не могли быть очень протяженными. В этом, видимо, и заключается одна из особенностей тектоники докембрия, которая выражена в наличии весьма своеобразных парагенезов структур.

Возникновение зон сжатия и растяжения и чередование их в пространстве, естественно, нарушали изостатическое равновесие, которое, по видимому, компенсировалось интенсивным формированием диапировых структур, каковыми и являются в раннем докембрии гранито-гнейсовые купола. Их образование, вероятно, существенно облегчалось большей прогреваемостью коры и мантии, малой мощностью коры и повышенной пластичностью вещества горных пород. Такие явления были детально рассмотрены В. В. Эзом [1976], показавшим значительную роль диапировых структур в метаморфических толщах. Кроме того, видимо, этот процесс облегчался в тех случаях, когда толщи «серых гнейсов» перекрывались базальтами и тем самым создавалась гравитационная неустойчивость. Дж. Маршалл и Г. Уэст [Mareschal, West, 1978] подсчитали возможность формирования диапировых структур в докембрии, исходя из того, что разность между плотностью базальтов и «серых гнейсов» была равна  $0,2 \text{ г/см}^3$ , а вязкость вещества коры  $10^{20}$  пуаз. Согласно их расчетам, возможность формирования диапировых структур в раннем докембрии была значительно большей, чем в более поздние этапы развития Земли, по мере того как земная кора увеличивалась в мощности и более стабилизировалась.

Латеральные плотностные неоднородности могли возникать и в связи с формированием метеоритных кратеров, ибо, как показали геофизические исследования последних, многие из них характеризуются резко выраженными отрицательными гравитационными аномалиями [Зоткин, Дабига, 1977].

Судя по тому, что в одних и тех же районах происходили неоднократные внедрения гранито-гнейсовых куполов и длительный, прерывистый их рост, вызывающие их явления сгущивания и растяжения также происходили длительно и неоднократно. Гранито-гнейсовые купола разбросаны беспорядочно среди докембрийских толщ, но в то же время они очень часто локализируются вдоль границ наложенных зеленокаменных поясов, т. е. именно там, где происходит инверсия плотностей. Формирующиеся гранито-гнейсовые купола при своем внедрении в более верхние горизонты сминают в складки вышележащие толщи. Эти складки накладываются на более ранние деформации, еще более усложняя внутреннюю структуру докембрийских толщ. Все это приводит к тем внешне хаотическим ансамблям структур, которые свойственны раннему докембрию, и, видимо, именно этими обстоятельствами объясняется отсутствие каких-либо четко выраженных линейных структур на ранних этапах развития Земли. Следует отметить, что эта специфика тектоники докембрия находит подтверждение в палеомагнитных данных (или во всяком случае не противоречит им) [McElhinny, McWilliams, 1977], согласно которым не происходило больших перемещений отдельных блоков земной коры в момент образования ряда зеленокаменных поясов.

*Заключение.* В рамках данной статьи я попытался обратить внимание лишь на некоторые особенности ранних этапов развития Земли. Приведенные данные, как кажется, свидетельствуют о достаточно большом своеобразии этого отрезка ее истории. Именно поэтому прямое перенесение современных условий образования магматических пород и современных геодинамических обстановок на раннюю историю Земли, с нашей точки зрения, должно производиться осторожно. Иными словами, пытаясь расшифровать геологическую историю раннего докембрия, мы не

можем стоять на позициях ортодоксального униформизма, о чем неоднократно писал А. Л. Яншин [1965].

В то же время, подходя к расшифровке геологии раннего докембрия, мы не должны отбрасывать всю сумму наших геологических знаний, накопленных при изучении фанерозойской истории Земли, ибо в раннем докембрии мы почти не обнаруживаем каких-либо специфичных типов пород, а следовательно, многие геологические процессы, видимо, были сходны.

Главная специфика раннего докембрия заключается, с нашей точки зрения, в том, что из-за особого состояния коры и мантии ранней Земли преобладали те процессы, которые в дальнейшей ее истории оказались локализованными в более глубоких горизонтах коры и мантии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Батиева И. Д., Бельков И. В.* Вопросы металлогении гранитоидов северо-восточной части Балтийского щита.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 78—91.
- Богачиков О. А., Богданова С. В., Марков М. С.* «Серые гнейсы» архея и магматизм ранних стадий становления земной коры.— В кн.: Проблема докембрия. М.: Наука, 1980а, с. 17—24. (МГК. XXVI сессия. Докл. сов. геологов).
- Богачиков О. А., Богданова С. В., Марков М. С.* «Серые гнейсы» архея и проблема направленности в развитии континентальной земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980б, № 4, с. 8—22.
- Богачиков О. А., Марков М. С., Рябчиков И. Д.* Магматизм ранних этапов развития Земли.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1979, вып. 5, с. 21—34.
- Грин Д., Рингвуд А. Э.* Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 335 с.
- Добрецов Н. Л.* Проблемы формирования континентальной коры.— В кн.: Геология, петрология и полезные ископаемые Западной Сибири. Томск: Томск. ун-т, 1979, с. 159—183.
- Добржинецкая Л. Ф.* Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии. М.: Наука, 1978. 145 с.
- Зоткин И. Т., Дабига А. И.* Геофизические поля метеоритных кратеров.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 4, с. 38—49.
- Лобач-Жученко С. В., Чекулаев В. П., Байкова В. С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 207 с.
- Лутц Б. Г.* Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами.— Геотектоника, 1978, № 4, с. 23—34.
- Миллер Ю. В.* Некоторые закономерности структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 83—93.
- Перчук Л. Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
- Соболев В. С., Соболев Н. В.* Проблемы двухэтапного формирования земной коры.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 435—438.
- Соболев В. С., Соболев Н. В.* Изменение плотности мантии при выплавлении базальтоидных магм.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 896—899.
- Суханов А. Л.* О структурах обрамления лунных морей.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 3—18.
- Хлестов В. В.* Об особенностях метаморфических процессов в раннем докембрии.— Геол. и геофиз., 1970, № 8, с. 81—86.
- Эз В. В.* Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976. 165 с.
- Яншин А. Л.* Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—35.
- Allart J. H.* The Pre-3670 m.y. old supracrustal rocks of the Isua area, Central West Greenland, and the associated occurrence of quartz-banded ironstone.— In: the early history of the Earth L.: J. Willey and Sons, 1976, p. 177—189.
- Barker F., Friedman J., Hunter D. R., Gleason J. D.* Oxygen isotopes of some trondhjemitic, siliceous mafic gneisses and associated mafic rocks.— Precamb. Res., 1976, vol 3, N 6, p. 547—557.

- Barker F., Peterman L. E.* Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and early Precambrian crust.— *Precamb. Res.*, 1974, vol. 1, N 1, p. 1—12.
- Berthelsen A.* Structural studies in the Precambrian of Western Greenland.— *Medd. Grønland*, 1962, Bd. 123, N 2, S. 3—46.
- Bridgwater D., Collerson K. D.* The major petrological and geochemical characters of the 3600 m.y. Uivak Gneisses from Labrador.— *Contrib. Mineral. and Petrol.*, 1976, vol. 54, N 1, p. 43—59.
- Bridgwater D., Collerson K. D., Hurst R. W., Jessey C. W.* Field characters of the early Precambrian rocks from Saglek, coast of Labrador.— *Geol. Surv. Amer. Pap.*, 1975, vol. 75—1, pt A., p. 287—296.
- Chadwick B., Coe K.* A horizontal tectonic regime in the Archean of Greenland and its implication for early crustal thickening: a comment.— *Precamb. Res.*, 1975, vol. 2, p. 397—400.
- Chou C.-L.* Trace element studies in the Geotraverse region — Eastern Lac Seul area.— In: *Proc. of the 1978 Archean Geochemistry Conf. Toronto*, 1978, p. 151—159.
- Coe K.* Nûk gneisses of the Buksefjorden region, Southern West Greenland and their Enclaves.— In: *Proc. of the 1978 Archean Geochemistry Conf. Toronto*, 1978, p. 334—336.
- Collerson K. D., Freyer B. J.* Role of fluids in the formation of Early continental crust.— *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1978, vol. 67, N 2, p. 163—167.
- Fyfe W. S.* Archean tectonics.— *Nature*, 1974, vol. 294, N 5455, p. 338.
- Goldich S. S., Wooden J. L.* Geochemistry of the Archean rocks in the Morton and Granite Falls area, Southwestern Minnesota.— In: *Proc. of the 1978 Archean Geochemistry Conf. Toronto*, 1978, p. 285—318.
- Green D. H.* Genesis of Archean peridotitic magmas and constraints on Archean geothermal gradients and tectonics.— *Geology*, 1975, N 3, p. 15.
- Green T. H., Green D. H., Ringwood A. E.* The origin of high-alumina basalts and their relations to quartz toleites and alkali basalts.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1967, vol. 2, N 1, p. 41—51.
- Hart S. R., Brooks G., Krogh T. E.* et al. Ancient and modern volcanic rocks and trace element model.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 10, N 1, p. 17—28.
- Hunter D. R.* Crustal development in the Kaapvaal craton.— *Precamb. Res.*, 1974, vol. 1, N 4, p. 259—326.
- Kushiro I.* Effect of water on the composition of magmas formed at high pressure.— *J. Petrol.*, 1972, vol. 13, p. 311—334.
- Mareschal J. C., West G. F.* Modelling a hypothetical Archean tectonic process.— In: *Proc. of the 1977, Geotraverse Conf. Toronto*, 1978, p. 216—217.
- McElhinny M. W., McWilliams M. O.* Precambrian geodynamics — a palaeomagnetic view.— *Tectonophysics*, 1977, vol. 40, p. 137—159.
- McGregor V. R.* The early Precambrian gneisses of the Gøthab district West Greenland.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 1973, vol. 273, p. 343—358.
- McGregor V. R., Mason B.* Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsog gneisses, West Greenland.— *Amer. Miner.*, 1977, vol. 62, p. 887—904.
- McIlver J. R., Lenthall D. H.* Mafic Ultramafic extrusives of the Barberton Mountain land in terms of the Cmass system.— *Precamb. Res.*, 1974, vol. 1, N 4, p. 115—128.
- Moorbath S.* Age and isotope evidence for the evolution of Continental Crust.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 1978, vol. 288, p. 401—413.
- Moorbath S., Taylor R.* Lead isotope geochemistry of Archean cratons, with special reference to West Greenland.— In: *Proc. of the 1978 Archean Geochemistry Conf. Toronto*, 1978, p. 357—359.
- Noe-Nygaard A., Berthelsen A.* On the structure of a high-metamorphic gneiss complex in West Greenland, with a general discussion on related problems.— *Medd. Dan. geol. foren.*, 1952, bd. 12, h. 2, s. 250—265.
- Shackelton R. M.* Problems of the evolution of the continental crust.— *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 1973, vol 273, p. 317—320.
- Sun S. S., Hanson G. J.* Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt.— *Geology*, 1975, vol. 3, N 16, p. 287—302.
- Sun S. S., Nesbitt R. W.* Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the earth and mantle evolution.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, vol. 35, N 3, p. 429—448.
- Taylor S. R.* *Lunar Science: A Post-Apollo view*. N. Y.: Pergamon Press, 1975. 375 p.
- Windley B. F.* *The evolving continents*. L.: Wiley and Sons, 1977. 385 p.

## ПОЛОЖЕНИЕ ТРОНДЪЕМИТ-ТОНАЛИТОВЫХ КУПОЛОВ В РАЗРЕЗЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПИЛБАРСКОГО ЩИТА (ЗАПАДНАЯ АВСТРАЛИЯ)

Выяснение основных закономерностей развития земной коры занимает большое место в современной геотектонике. Благодаря охвату геологическими исследованиями почти всей поверхности континентов, изучению дна океанов и успехам в науках о Земле в последние десятилетия стало возможным получить обширную информацию о геологических событиях начиная с самого раннего архея на протяжении более 3 млрд. лет.

Многочисленные обобщения, появившиеся в результате глобальной корреляции геологических событий в докембрии, соответствуют двум различным научным зарубежным направлениям, получившим названия Северо-Атлантической и Барбертон-Пилбарской школ [Glikson, 1979; Ранняя история ..., 1980]. Северо-Атлантическая школа защищает первичность сиалической оболочки и вторичную природу зеленокаменных поясов. Барбертон-Пилбарская отстаивает противоположную позицию — позицию первичности коры океанического типа и вторичной природы гранитно-метаморфического слоя. Более десяти лет назад независимо от этих школ в Геологическом институте Академии наук СССР оформилось новое направление в геотектонике, возглавляемое А. В. Пейве [1969; Пейве и др., 1976; Тектоника ..., 1978; Тектоническая карта..., 1980]. Согласно этому направлению эвгеосинклиналильные зоны возникают на коре океанического типа, причем дальнейшее их развитие приводит к формированию гранитно-метаморфического слоя, а затем к образованию зрелой континентальной коры. Именно становление континентальной коры завершает геосинклиналильный процесс и определяет переход в разное время геосинклиналильных систем, областей и поясов в платформенный режим развития. Последователи этого направления соответственно такому пути созидания земной коры выделяют океаническую, переходную и континентальную стадии ее формирования. Всем трем стадиям отвечают свои вертикальные и латеральные ряды определенных формаций, не повторяющиеся в пределах каждого данного сегмента Земли. Легко видеть, что этому направлению мысли соответствуют взгляды Барбертон-Пилбарской школы.

Предлагаемая вниманию читателей статья представляет собой часть исследования по сравнительной тектонике докембрия древних платформ, предпринятого в целях выявления тектонических гомологов, сходных по происхождению и структурному положению. Ниже под таким углом зрения будут рассмотрены особенности строения раннедокембрийских образований Пилбарского щита Западной Австралии. Этот щит представляет собой благоприятный объект для решения задачи такого рода, так как здесь сохранились раннеархейские черты строения.

Пилбарский щит занимает площадь около 60 тыс. км<sup>2</sup> на северо-западе Австралийского материка. Его раннедокембрийские породы распространены в междуречье рек Фортескью и Де-Грей, простирающихся в

субширотном направлении к Индийскому океану. Восточная граница выходов докембрия щита совпадает с хр. Троссел (провинция Патерсон).

В последнее десятилетие по геологии докембрия Пилбары получена обширная и разнообразная информация. Новые листы геологической съемки масштаба 1 : 250 000 охватили к 1975 г. подавляющую часть площади щита, появились результаты геохимических и петрохимических исследований, а также новые данные по изотопному датированию возраста горных пород различными методами.

В статье использованы материалы геологических съемок М. Фиттена, Р. Хорвица и Г. Сильвестера [Fitton et al., 1975], А. Хикмана и С. Липпе [Hickman, Lippe, 1975], петрохимических исследований А. Гликсона и А. Хикмана [Glikson, Hickman, 1979], геохимические петрологические данные А. Гликсона [Glikson, 1979] и работы многих других геологов. Автор статьи в 1978 г. имела возможность в поле ознакомиться с некоторыми типовыми разрезами раннедокембрийских комплексов Пилбары.

*Стратиграфия метаморфических комплексов Пилбарского щита.* Фрагментарность разрезов архейских пород, казалось бы, не позволит составить представление о последовательности образования различных комплексов; однако наблюдения на широкой площади, выявляющие однообразные сочетания ассоциаций пород, позволяют определить их стратиграфическое положение и произвести корреляцию разобценных разрезов.

Один из наиболее полно изученных разрезов раннего архея, известный под названием группы Течманс, расположен на западе щита и приурочен к северной окраине купола Юли, где занимает полосу между золоторудным полем Течманс и пос. Канган; аналогичные разрезы развиты в районе Робурна, вдоль западного ограничения купола Хардинг. На востоке Пилбары сходные последовательности комплексов известны под названием группы Варравуна (рис. 1).

Разрез группы Течманс расчленяется на четыре обособленные формации, располагающиеся снизу вверх в следующей последовательности.

Формация Фрайндли (на востоке щита — подгруппа Талга-Талга, формация Дюффер)

	Мощность, м
1. Магнезиальные базальты с высоким содержанием Ni (0,18%) . . . . .	600
2. Кремнистые сланцы с фукситом . . . . .	20
3. Туфогенные фельзиты, агломераты . . . . .	400

Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации, местами — до амфиболитовой.

Формация Гонг-Конг (на востоке — Марбл-Бар)

	Мощность, м
Кремнистые сланцы черные, синие, коричневые и белые, слоистые	50—150

Этот маркирующий горизонт прослеживается на протяжении 40 км между рудником Течманс и пос. Пилбара.

Формация Импресс (на востоке — Салгашская подгруппа)

	Мощность, м
1. Базальты массивные и подушечные лавы, высокомагнезиальные базальтовые коматиты состава: клинопироксен, тремолит, актинолит, хлорит, плагиоглаз, карбонат, немного кварца. В районе рудника Гонг-Конг . . . . .	1400

	Мощность, м
2. Кремнистые сланцы или кислые вулканиты: рiolиты, агломераты	50-200
3. Перидотитовые коматииты с характерными спинифекс-структурами, потоки базальтов, небольшие линзы тонкозернистых метаосадочных пород	800
4. Кремнистые сланцы и тонкозернистые метаосадочные породы . . . . . Местами этот сланцевый горизонт достигает мощности лишь нескольких метров, но прослеживается непрерывно вдоль северного и восточного ограниченный купола Юли на расстоянии 60 км.	До 300
5. Коматииты, подобные породам слоя 3 . . . . . Экструзивные образования с характерной структурой закалки. Отношение $MgO/Al_2O_3$ выше 0,6; низкая пропорция нормативного оливина или присутствие нормативного кварца в высокомагнезиальных базальтах.	?
6. Карбонатизированные базальты (в синклинали Джон-Булл) . . . . .	1400

Ультраосновные породы формации Импресс встречаются как в виде потоков, так и в виде конкордантных субвулканических силлов и линз, возникших *in situ*; отсутствие полевошпатовых членов в этих телах, принадлежащих к ряду дунит—пироксенит, дает основание предполагать существование первичной ультраосновной магмы. Все ультраосновные породы в наблюдаемых разрезах серпентинизированы и метаморфизованы в зеленосланцевой, а местами в амфиболитовой фации.

#### Формация Виман

	Мощность, м
Кислые и средние туфы и лавы; горизонт толеитовых базальтов . . . . .	400

На востоке Пилбары — кислые вулканиты со столбчатой отдельностью предположительно субаэрального происхождения.

На вулканитах группы Течманс согласно залегают породы группы Джордж-Крик — кремнистые сланцы, джеспилиты, кварциты, горизонты амфиболитов, чередующиеся с подушечными лавами (в районе Вуджины). Мощность пород Джордж-Крик весьма изменчива. На севере щита, в районе Марбл-Бар, она достигает 6 км, а в районе Кангана не превышает 1 км. Вместе с тем на всей площади Пилбары состав пород сохраняется постоянным. Хемогенные и пелитовые образования группы Джордж-Крик венчают разрез нижнего архея.

Выше по разрезу залегают группа верхнеархейских пород Вим-Крик, существенно иных по составу и происхождению. В нее входят: базальты Варамби, вулканиты Монс-Капри, песчаники Константин, терригенные породы формации Маллина. Две нижние ассоциации вулканитов распространены лишь на западе Пилбары, по периферии купола Кайнис-Велл, терригенные комплексы верхов разреза развиты почти повсеместно (см. рис. 1).

Породы группы Вим-Крик залегают несогласно на образованиях, датированных нижним археем. Так, базальты Варамби образуют северо-восточнее станции Пирамид горизонтально залегающий поток на поверхности крутонаклоненных кливажированных метабазальтов Течманс. Юго-восточнее Робурна песчаники Константин залегают на брекчии кремнистых сланцев Джордж-Крик мощностью до 200 м. Во многих местах песчаники

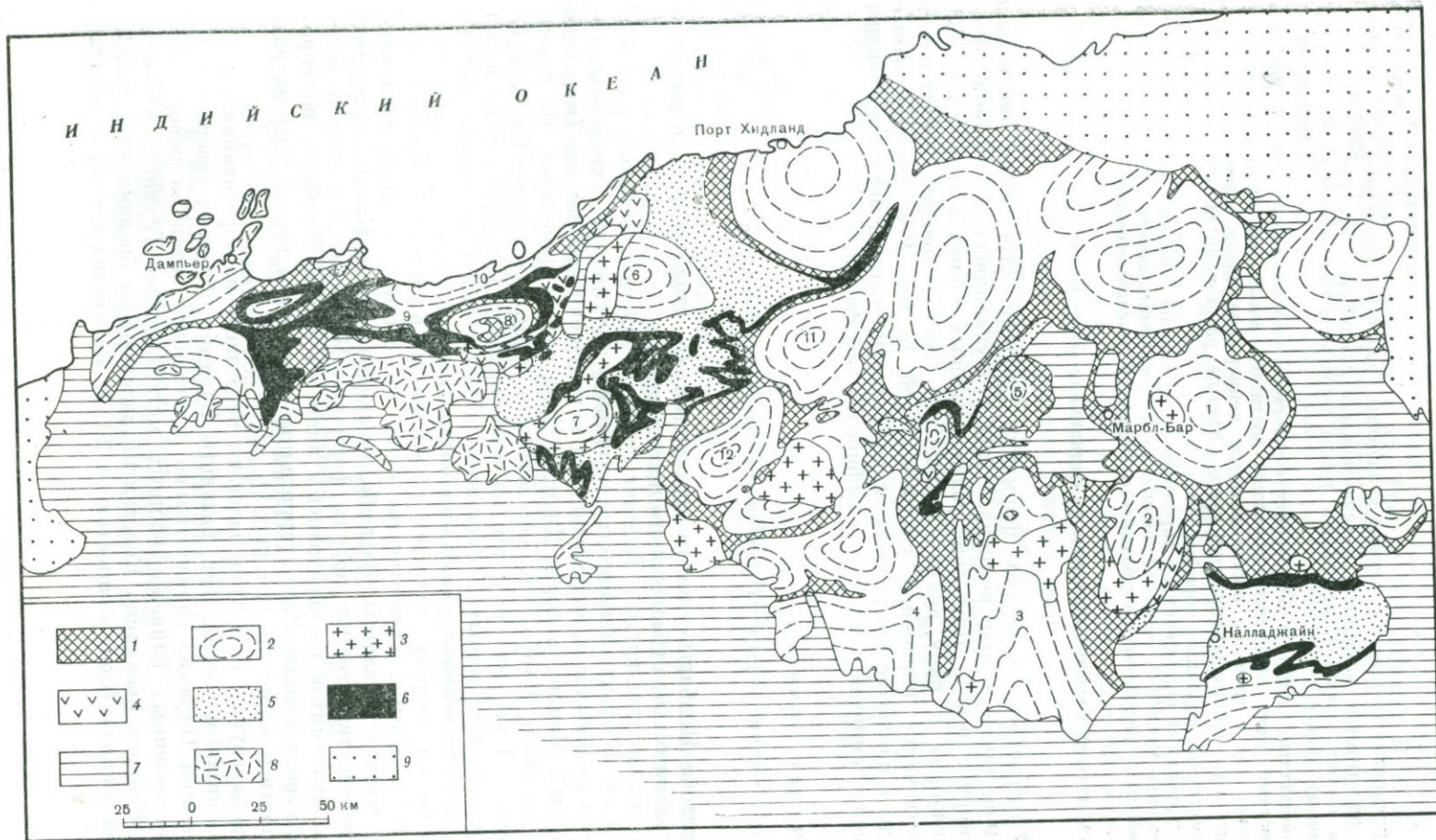


Рис. 1.

Константин отделяют от нижнеархейских образований базит-гипербазиты комплекса Миллиндина; характеристика пород группы Вим-Крик приведена ниже.

**Базальты Варамби**

Мощность, м

1. Серо-зеленые амигдалоидные лавы состава от андезитов до базальтов, тонкозернистые, в некоторых потоках — с гломеропорфиrowыми выделениями плагноклаза. Миндалины размером до 1 см заполнены кварцем, хлоритом, карбонатом. В основании потоков — небольшие пирокластические горизонты . . . . . 100—200  
Распространены вдоль южной окраины купола Кайнис-Велл.

**Вулканиды Монс-Капри**

1. Дациты, туфы, игнимбриты, агломераты и вулканокласты . . . . . 220  
Дациты серые, тонкозернистые, амигдалоидные.  
Эти лавы фельзитового сложения интродуцируются штоками порфиров, серых, до черных, тонкозернистых, с белыми фенокристами олигоклаза в кварц-полевошпатовой основной массе.
2. Риолиты массивные, кремовые, сферолитовые, с конхоидальными трещинами. Сферолиты из кварц-полевошпатовых прорастаний обростают альбит-олигоклазовые фенокристы . . . . . 200

**Песчаники Константин (на востоке — Лалла-Рук)**

1. Грубые аркозовые гриты, конгломераты и главным образом песчаники с прослоями граувакк, кварцитов, с редкими горизонтами пеллитов. Местами в основании — прослой туфов. В северной части района мощность песчаников Константин . . . . . 5000

**Формация Маллина (на востоке — Москито-Крик)**

1. Наиболее широко распространенная ассоциация терригенных пород — аргиллиты, граувакки, сланцы, турбодиты. В районе Вим-Крик с образованиями Маллина связана медно-цинковая минерализация. Породы слабо метаморфизованы; вдоль контактов с интрузиями гранитов появляются железистые гранаты. Наиболее мощные разрезы формации — в районе заброшенного поселка Маллина, а также на участке между Эджиной и Канганом . . . . . 2500

**Вулканиды Негри**

1. Как и вулканиды Монс-Капри, вулканиды Негри тяготеют к окраинам купола Кайнис-Велл. Местами они залегают несогласно на более древних породах. Толеитовые лавы — от базальтов до андезитов, с характерными сферолитовыми и вариолитовыми разностями, с незначительными потоками ультрамафитов . . . . . 5—600  
Предполагается наземное происхождение.

Рис. 4. Геологическая схематическая карта Пилбарского щита [Fitton et al., 1975]

<p>1, 2 — нижний архей: 1 — зеленокаменные породы группы Течманс и ее аналогов, кремнистые сланцы группы Джордж-Крик, 2 — гранитоиды; 3 — граниты; 4—6 — верхний архей: 4, 5 — группа Вим-Крик и вулканиды Негри (4 — кислые и основные вулка-</p>	<p>ниты, 5 — осадочные отложения), 6 — расслоенные (меланжированные? — А. Н.) интрузии базит-гипербазитов Миллиндина комплекса; 7, 8 — нижний протерозой: 7 — вулканические и осадочные породы, 8 — слоистые интрузивные породы (долериты</p>	<p>Куя-Пуя, гранофиры Гидлей); 9 — мезозой — осадочные отложения Цифры на карте — купола: 1 — Маунт-Эдгар, 2 — Корруна-Доунс, 3 — Шоу, 4 — Тамбура, 5 — Норт-Пол, 6 — Портри, 7 — Сатририст, 8 — Кайнис-Велл, 9 — Хардинг, 10 — Белла-Белла, 11 — Тарнер, 12 — Юли</p>
--	---	--

К поверхности несогласия между нижнеархейскими группами пород и образованиями группы Вим-Крик приурочен комплекс Миллиндина (рис. 2; см. рис. 1). Он представлен клинопироксенитами, габбро мощностью 5,5 км. Большинство исследователей объясняют этот расчлененный комплекс интрузивным происхождением. Некоторые особенности залегания пород комплекса противоречат, как кажется, такому заключению. К этому вопросу удобнее вернуться в разделе «Тектоника».

В свете концепции стадийности развития земной коры [Пейве и др., 1976] приведенный выше разрез вулканогенно-осадочных комплексов представляет собой последовательную смену образований различных стадий. Подгруппа базитов Талга-Талга (нижняя зеленокаменная серия австралийских геологов) принадлежит к океанической стадии. Ее комплексы сопоставляются по положению в разрезе, соотношению с древнейшими трондземит-тоналит-гранодиоритами, а также по петрохимическим особенностям и изотопным данным о возрасте с наиболее древними членами разрезов Себаквайской группы Зимбабве и с Тьякастедской подгруппой Барбертонских гор [Glikson, 1979].

В переходную стадию образовались более молодые комплексы группы Течманс и группы Джордж-Крик (верхняя зеленокаменная серия). Эта стадия представлена рядами формаций толеитовых и магнезиальных базальтов, коматиитов, кремнистых пород, кислых вулканитов и вулканокластических образований. Преобладающая роль вулканитов наряду с заметным объемом хемогенных отложений составляет специфическую особенность разреза переходной стадии архейского времени. В эту стадию еще продолжают накапливаться значительные мощности базит-ультрабазитовых вулканитов, но вместе с тем заметное место в разрезах переходной стадии занимают хемогенные осадки, а также кислые вулканиты.

Формирование комплексов переходной стадии сопровождалось процессами плагιοгранитизации и ультраметаморфизма. Эти процессы начались после образования пород Талга-Талга и их аналогов на щитах других континентов. На Пилбарском щите плагιοгранитизация проявилась в интервале 3,4—3,3 млрд. лет тому назад, в Барбертонской провинции «древнейшие тоналиты» образовались на уровне 3,4—3,2 млрд. лет тому назад, а в Зимбабве возраст тоналитовых гнейсов Масхаба, Шабани, Беллингве, Селюкве совпадает с более древним интервалом—3,6—3,4 млрд. лет тому назад.

Описанным разрезам океанической и переходной стадий свойственны различные геохимические ассоциации главных элементов и элементов-примесей, раскрывающих определенную направленную раннеархейского развития Пилбарского сегмента. В работе А. Гликсона и А. Хикмана [Glikson, Hickman, 1979] суммированы данные изучения 465 образцов вулканических пород восточной части Пилбары.

В подгруппе Талга-Талга толеитовые базальты и долериты характерны высоким содержанием Ti и низким — K, Al, Ni, Cr. Большинство основных вулканитов попадает в поле наименее измененных современных вулканических пород, в то время как кремнистые вулканиты обычно обеднены Са. Коматииты и толеиты группы Варравуна и группы Джордж-Крик (Восточная Пилбара) с одинаковым магниевым числом показывают обеднение Fe (общим), Ti, Mn, P, а иногда и Zr, Y, U, Co, Zn и Cu в направлении вверх по разрезу.

Петрохимические подсчеты привели названных выше исследователей

к заключению о богатом Fe мантийном источнике (магниевое число в интервале 80—90). Разрывы составов между перидотитовыми коматиитами и высокомагнезиальными базальтами свидетельствуют о том, что эти магмы не связаны одна с другой кристаллизационным фракционированием. Дациты формации Дюффер с низкими содержаниями крупноионных литофильных элементов согласно их представлениям образовались путем частичного плавления основных пород, возможно, пород подгруппы Талга-Талга. Химический состав риолитов они связывают с привнесом Si и K, а ультракальиновые кварцевые порфиры формации Вимап, по-видимому, обязаны своим составом пневматолито-водной активности. Проведенный анализ раннеархейской «геохимической» стратиграфии зеленокаменных разрезов Пилбары привел А. Гликсона и А. Хикмана к заключению о росте коры в архее от симатического к континентальному, или, как они называют, континентально-океанскому, типу разреза.

С течением времени раннеархейские образования переходной стадии сменялись накоплением терригенных отложений и наземных вулканитов группы Вим-Крик, знаменующих, вероятно, завершение переходной стадии и начало континентальной.

Смене режимов предшествовали длительный перерыв и, как будет показано ниже, перестройка структуры всего сегмента. Оценка величины длительности перерыва зависит от определения нижней возрастной границы группы Вим-Крик. Существуют различные представления о возрасте этой группы пород. Одни исследователи относят их к верхнеархейским образованиям, другие — к нижнепротерозойским на том основании, что ряды формаций нижнеархейских пород резко контрастны по составу и условиям образования вулканогенно-терригенным формациям Вим-Крик. Мы присоединяемся к точке зрения тех исследователей, которые формации группы Вим-Крик относят все же к верхнему архею на основании соотношений с верхнеархейскими гранитоидами, рассматриваемыми ниже.

Резкая смена составов формационных комплексов группы Вим-Крик по сравнению с нижнеархейскими комплексами, различные условия их образования, проявления трондъемит-тоналитового магматизма, предшествовавшего образованию пород группы Вим-Крик, — все это дает основание предполагать, что рубеж ~3 млрд. лет тому назад представляет собой историко-геологическую границу, отделяющую переходную стадию от континентальной. Окончательное решение этого вопроса нуждается в специальных дополнительных исследованиях.

*Гранитоиды.* Породы этой группы заметно различаются по морфологии массивов, составу, времени проявления и, по-видимому, происхождению. Преобладают трондъемит-тоналитовые гнейсы, гнейсо-мигматиты, трондъемиты, тоналиты. Гранодиориты и калиевые граниты образуют второстепенные компоненты архейских массивов. Интрузии адамеллитов тяготеют к более древним контактам тоналитов с зеленокаменными сериями. В табл. 1 приведены данные химических составов разных типов гранитоидов Пилбарского щита, рис. 1 дает представление о их распределении в пределах щита.

Отличительная особенность гранитоидов трондъемитового ряда состоит в том, что им свойственны низкие (до очень низких) уровни содержания крупноионных литофильных и редкоземельных элементов. Эти данные дают основание ряду исследователей связывать происхождение

Таблица 1

Полный химический анализ кислых плутонических пород Пилбарского щита, Западная Австралия

Окислы, элементы					Окислы, элементы				
	1	2	3	4		1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	71,19	66,11	74,83	74,90	Pb	12	7	32	—
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,52	0,12	0,10	Th	11	8	10	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,01	15,07	13,60	13,40	U	2	1	10	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,48	5,41	0,30	0,40	Zr	149	160	—	—
FeO			0,91	0,80	Nb	12	9	—	—
MnO	0,40	0,10	0,06	0,05	Y	16	24	—	—
MgO	0,54	1,35	0,55	0,10	La	39	38	—	—
CaO	2,12	4,53	0,93	0,80	Ce	58	60	—	—
Na <sub>2</sub> O	5,17	3,97	3,90	4,10	Li	172	39	—	190
K <sub>2</sub> O	2,14	1,55	4,59	4,60	V	19	69	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,13	0,06	0,03	Cr	11	97	—	—
H <sub>2</sub> O	—	—	—	0,70	Co	6	17	—	—
Общее	99,37	98,74	99,08	99,98	Ni	6	50	—	—
Ba	382	340	—	520	Cu	14	33	—	—
Rb	97	73	—	40	Zn	48	59	—	—
Sr	201	287	—	—	Ca	21	16	—	—
					S	193	40	—	—

Примечание. 1 — среднее из одиннадцати образцов трондjemитов Маунт-Эдгар [Glikson, 1979]; 2 — среднее из двух образцов тоналитов Маунт-Эдгар [Glikson, 1979]; 3 — среднее из двух образцов гранитов, 64 км к югу от Порт-Хидланд [Oversby, 1976]; 4 — граниты Мулелла [Lippe, Hickman, 1975].

аномального состава трондjemит-тоналитов с частичным плавлением основных и ультраосновных пород «ранней зеленокаменной коры» [Glikson, 1979]. Некоторым гранитоидам Пилбары свойственны заметные аномалии содержания элементов-примесей, например очень высокое содержание стронция и высокое содержание лития, устойчиво аномальное обеднение иттрием и тяжелыми редкоземельными элементами.

Наиболее древние трондjemит-граниты и гнейсы близки по возрасту к дацитовым агломератам формации Дюффер, широко развитой на востоке Пилбарского щита (рис. 3). Трондjemит-граниты массивов Маунт-Эдгар, Корруна-Доунс и Шоу прорывают зеленокаменные породы подгруппы Талга-Талга, а местами и вышележащую формацию Дюффер, но не поднимаются на более высокие стратиграфические уровни. Составы трондjemит-гранитов и андезит-дацито-риолитов формации Дюффер обнаруживают геохимическое родство. Данные U-Pb определений циркопов показывают возраст мигматитов Шоу  $3417 \pm 40$  млн. лет, гомогенных разностей гранитов Маунт-Эдгар  $3280 \pm 20$  млн. лет и дацитов формации Дюффер  $3453 \pm 16$  млн. лет (табл. 2,3). Определения, выполненные Rb-Sr изохронным методом, датируют возраст плейчатых мигматитов массива Маунт-Эдгар в  $3125 \pm 366$  млн. лет, мигматитов и гранитов Шоу в  $2951 \pm 83$  млн. лет (см. табл. 2). Следовательно, базальты подушечного сложения подгруппы Талга-Талга океанической стадии древнее 3450 млн. лет.

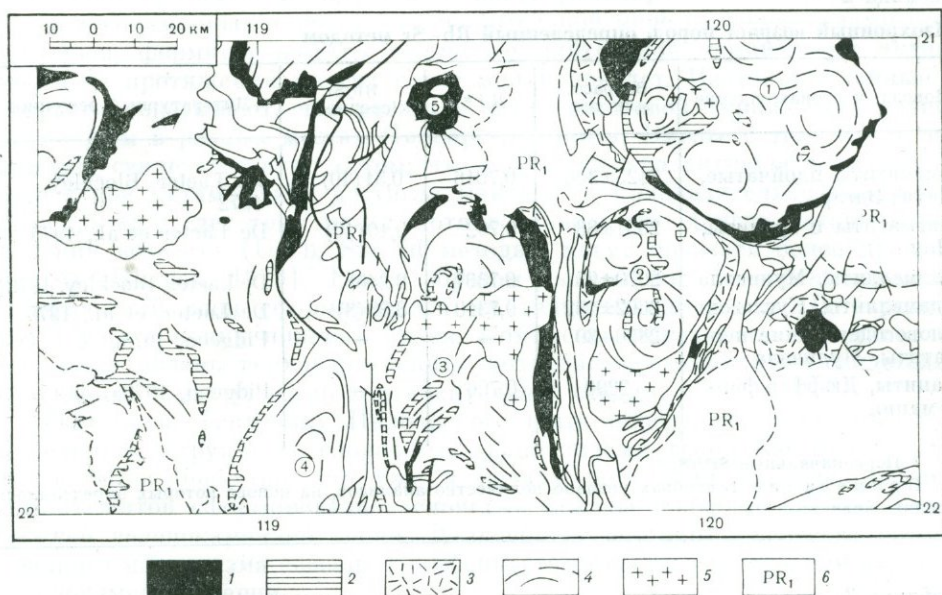


Рис. 3. Структурная схема восточной части Пилбарского кратона, Западная Австралия [Nickman, 1975]

1 — зеленокаменные породы подгруппы Талга-Талга (ранняя зеленокаменная серия); 2 — ксенолиты (останцы, — А. Н.) пород подгруппы Талга-Талга в ба-

толитах (куполах, — А. Н.); 3 — дацит-риолитовые туфы и линзы агломератов формации Дюффер; 4 — простираения гнейсовидности; 5 — посттектонические ада-

меллиты; 6 — протерозойские образования

Цифры на схеме — купола: 1 — Маунт-Эдгар, 2 — Корруна-Доунс, 3 — Шоу, 4 — Тамбура, 5 — Норт-Пол

Первые проявления гранитоидного магматизма, практически почти одновременные с накоплением кислых вулканитов Дюффер, знаменуют начало зарождения гранитно-метаморфического слоя. Этот процесс происходил в недрах Пилбарского щита параллельно с накоплением верхней серии зеленокаменных пород. С самого начала он проявлялся неравномерно, постепенно нарастая во времени и захватывая все новые пространства. Трондъемиты массивов Маунт-Эдгар, Корруна-Доунс и Шоу образовались, как уже было отмечено, после нижней зеленокаменной серии (Талга-Талга), плейчатые массивные и равномернoзернистые биотитовые граниты Кайнис-Велл, Белла-Белла, Хардинг возникли после отложения группы Джордж-Крик и, по-видимому, были комагматичны наиболее древним вулканитам Вим-Крик, местами сохранившимся в виде останцов кровли на гранитах.

Наиболее молодые интрузии гранитов представляют заключительное событие верхнеархейского времени. К ним принадлежат меланократовые среднезернистые и равномернoзернистые роговообманковые граниты и тоналиты с разнообразными ксенолитами основных пород. Эти относительно молодые граниты отличаются заметно меньшими размерами по сравнению с более древними раннеархейскими гранитоидами. В них отсутствует плейчатость, для них характерны резко дискордантные соотно-

Таблица 2

## Изохронный возраст пород, определенный Rb-Sr методом

Порода, местонахождение	Возраст, млн. лет	$R_i$ *	Rb/Sr (среднее)	Литературный источник
Мигматиты плейчатые, Маунт-Эдгар	3125±366	0,7016	0,31(10)	De Laeter, Blockley, 1972
Мигматиты и граниты, Шоу	2951±83	0,702	0,10(10)	De Laeter et al., 1975
Адамеллиты, Мулиелла	2670±95	0,7397	9,2(6)	De Laeter, Blockley, 1972
Адамеллиты, Куглеонг	2602±132	0,7310	8,38(8)	De Laeter, et al., 1975
Оловосодержащие пегматиты, Мулиелла	2830-30	-	-	Pidgeon, 1978a
Дациты, Дюффер-формация	2290	0,706	-	Pidgeon, 1978a

\* Первоначальные  $Sr^{87}/Sr^{86}$ .

Примечание. В скобках указано количество анализов, на основе которых определялось среднее значение.

Таблица 3

## Изохронный возраст пород, определенный U-Pb методом

Порода, местонахождение	Возраст, млн. лет	Литературный источник	Порода, местонахождение	Возраст, млн. лет	Литературный источник
Мигматиты, Шоу	3417±40	Pidgeon, 1978a, b	Дациты, Дюффер-формация	3453±16	Pidgeon, 1978a
Гомогенные граниты, Маунт-Эдгар	3280±20	Pidgeon, 1978a, b			

шения с вмещающими породами. На западе Пилбары они образуют кольцевой пояс вокруг древних гранитоидов Сатирист. Дугообразное тело гранодиоритов опоясывает западную окраину массива Портри; узкая полоса гранитов-адамеллитов протягивается вдоль южного ограничения гранитоидов Кайнис-Велл, а на востоке щита адамеллиты тяготеют к южному окончанию массива Корруна-Доунс (см. рис. 1-3).

В среднем составе гранодиоритов близ Портри содержится ~50% плагиоклаза (олигоклаза), 20% кварца, 5-10% роговой обманки, 10% микроклина (порфиробластического). Близ юго-восточной окраины массива Юли развиты оловоносные калиевые лейкократовые граниты. По сравнению с раннеархейскими трондземитами и тоналитами гранитоиды рассматриваемой группы отличаются более низкими содержаниями сидерофильных элементов, более высокой кислотностью и калиевостью (см. табл. 1). Возраст адамеллитов в восточной части щита Мулиелла - 2670±95 млн. лет, адамеллитов Куглеонг - 2602±132 млн. лет (см. табл. 2).

Приведенные данные о проявлениях гранитоидного магматизма не

оставляют сомнений в том, что к концу раннеархейского времени разрез зеленокаменных пород был в значительной мере насыщен телами гранитоидов, формировавшихся в течение длительной термической активности на протяжении многих сотен миллионов лет. Изотопные данные о возрасте показывают, что развитие трондъемитовой серии было разновременным в разных местах Пилбарского щита. Вместе с тем, Rb-Sr датировки свидетельствуют о том, что плутоническая активность и связанный с ней метаморфизм достигли максимума приблизительно на уровне 2,7—2,6 млрд. лет тому назад, хотя возможно, что другие методы определения возраста (U-Pb, Sm-Nd методы) могут показать более древние цифры [Glikson, 1979]. Таким образом выясняется, что гранитно-метаморфический слой сформировался на значительной части Пилбарского щита уже к концу нижнего архея. Комплексы-показатели его становления представлены верхнеархейскими интрузиями адамеллитов, свидетельствующими о наступлении континентальной стадии.

*Тектоника.* Тектонику Пилбарского щита определяют обширные куполовидные структуры, сложенные гранитоидами трондъемитового ряда. Выше было показано, что уже к началу появления наиболее ранних трондъемитов сформировались слоистые породы подгруппы Талга-Талга нижней зеленокаменной серии. Дальнейшая история архейского гранитоидного магматизма связана с особенностями состава и строения верхней зеленокаменной серии.

Океанический режим накопления раннеархейских отложений предопределил важные морфологические черты строения гранитно-метаморфического слоя Пилбарского щита. Свойственные ему зеленокаменные породы, вмещающие купола, заметно влияли на состав гранитоидных расплавов.

Купольные структуры рассеяны по всей площади щита. Порядок размерности куполов колеблется в довольно широких пределах. Так, размеры купола Кайнис-Велл  $\sim 48 \times 16$  км, Юли  $\sim 50 \times 25$ ; Сатирист  $\sim 47 \times 27$ , гранита Джордж  $\sim 12,5 \times 6$  км. Наиболее крупные гранитоидные структуры — Шоу, Маунт-Эдгар, Порт-Хидланд и другие — представляют собой поликупольные образования, состоящие из многих куполов более высокого порядка. Общая площадь поликупольной структуры Маунт-Эдгар превышает 3000 км<sup>2</sup>. Заметно больших размеров поликупольные структуры Порт-Хидланд, Шоу и др. Они отделены одна от другой межкупольными зонами, сложенными протяженными, линейно и дугообразно ориентированными фрагментами структурных форм, образованных метаморфическими вулканогенно-осадочными комплексами подгруппы Талга-Талга и формации Дюффер. Во внутренней структуре гранитоидных форм также сохранились многочисленные останцы зеленокаменных пород более или менее изометричной или прихотливой формы.

Интересные особенности морфологии структуры куполов приводит А. Хикман [Nickman, 1975], детально картировавший купола Маунт-Эдгар, Корруна-Доунс, Шоу и др. (см. рис. 3). Эти структуры сложены трондъемитами и гранитами, местами интродуцированными еще более молодыми гранитами. Их форма предопределена системой расположения основных и ультраосновных останцов, представляющих собой фрагменты килевых синклинорных и антиклинорных структур. Количество останцов и степень плейчатости пород заметно уменьшается от краев во внутренние части куполов; их центральные части сложены слабополосчатыми

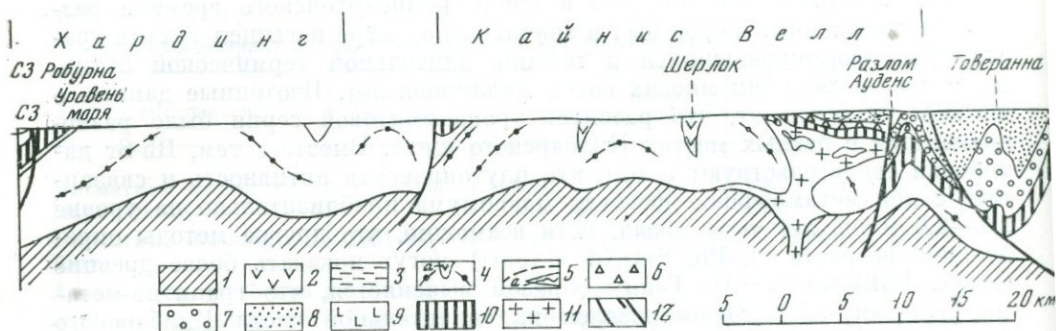


Рис. 4. Гипотетический профиль западной части Пилбарского щита [Fitton et al., 1975]. Интерпретация автора. Положение профиля см. на рис. 2

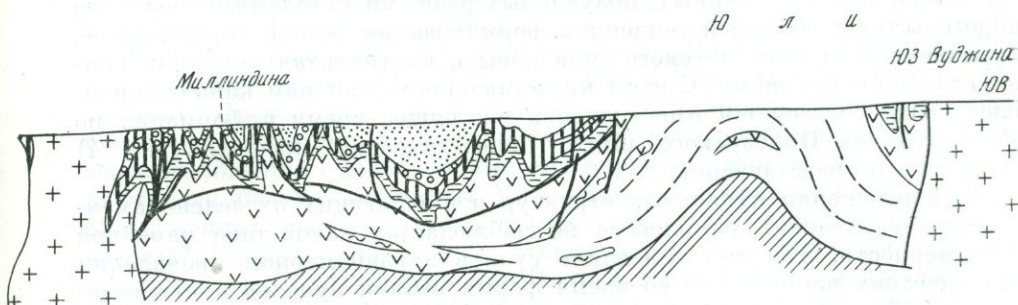
1 — комплексы пород океанического типа более древние, чем образования группы Течманс (первичная кора океанического типа — А. Н.); 2 — группа Течманс — основные и ультраосновные лавы, кремнистые сланцы, в меньшей мере — кислые вулканиты и тонкие вулканокласты; 3 — группа Джордж-Крик — слоистые черные и белые кремнистые сланцы; 4 — гранитоиды Кайнис-Велл и Хардинг — граниты, гнейсы

и мигматиты, а — останцы зеленокаменных пород; 5 — гранитоиды Юли — граниты, гнейсы и мигматиты, а — останцы зеленокаменных пород, более древних гнейсов; 6—8 — группа Вим-Крик: 6 — кислые лавы, агломераты, туфы (вулканиты Монс-Капри), 7 — грубые кварцево-полевошпатовые песчаники, галечные аркозовые гриты, грубые граувакки (песчаники Константин), 8 — сланцы, граувакки, турби-

диты (формация Маллина); 9 — преимущественно основные лавы (вулканиты Негри); 10 — меланжированные (? — А. Н.), слоенные ультраосновные, основные до гранофиров пластовые тела и линзы (Миллиндина-комплекс); 11 — гранодиориты Пивах — меланократовые рогообманковые граниты, гранодиорит-граниты с многочисленными ксенолитами базитов; 12 — дизъюнктивные нарушения

гнейсами или гомогенными гранитами. Вдоль северной окраины купола Маунт-Эдгар прослеживаются характерные многочисленные ответвления от основного тела в примыкающие зеленокаменные породы. Структура Маунт-Эдгар состоит из пяти «второстепенных» куполов овальной формы, очерчиваемых сетью богатых ксенолитами зон, сопровождаемых гнейсами и мигматитами. К этим же зонам раздела тяготеют «посттектонические» внедрения более молодых гранитов.

Гранитоиды куполов Маунт-Эдгар, Шоу, Корруна-Доунс и других контактируют с зеленокаменными породами подгруппы Талга-Талга. Контактные взаимоотношения либо интрузивные, либо тектонические, сбросового типа. Интрузивные границы хорошо выражены там, где простираются слоистости и полосчатости сходящаяся под большими углами одно к другому. Напротив, там, где простираются зеленокаменных пород конформны с полосчатостью гранитоидов, их первоначально интрузивные соотношения затушеваны дизъюнктивными нарушениями, отражающими восприимчивость этих механически слабых поверхностей к тектоническим деформациям. А. Хикман отмечает многочисленные сдвиговые нарушения в зонах чередования гнейсов с амфиболитами вдоль конформных контактов с зеленокаменными породами. С этими же зонами связаны тела аплитов и пегматитов.



Деформации раннеархейских пород, вмещающих купольные формы, однотипны на всей площади Пилбарского щита. Наиболее полно они представлены по периферии купола Юли (см. рис. 2), в районе Пилбарского рудного центра. Здесь зеленокаменные комплексы группы Течманс с характерными маркирующими горизонтами кремнистых сланцев (Гонг-Конг) и пород группы Джордж-Крик образуют серию сжатых килевидных складок, прослеживающихся по простиранию на протяжении нескольких десятков километров узкой полосой шириной 5—8 км. К этой полосе приурочены два крутых антиклинальных перегиба, разделенных синклиналью Джон-Булл, расширяющейся на северо-восток, вдоль северного ограничения купола. Килевые структуры срезаются вышележащими отложениями группы Джордж-Крик, образующими более простую, «вложенную» синклиналь той же ориентировки. Ее юго-восточное крыло протягивается вплоть до купола Гарнер, где в контакте с его гранитоидами и гранитоидами купола Юли залегают породы группы Джордж-Крик.

По-видимому, структура купольных форм не сразу возникла на всей площади щита. Как уже указывалось, наиболее ранние нижнеархейские проявления гранитоидного магматизма, сопровождавшиеся становлением наиболее крупных куполов, происходили на востоке сегмента, позднее этот процесс захватил и его западную территорию.

Все сказанное выше о морфологии гранитоидных тел и их соотношениях с фрагментами зеленокаменных структур не оставляет сомнений у исследователей в диапировой природе куполов. Вместе с тем разные геологи неодинаково оценивают положение куполов в разрезе земной коры. Так, М. Фиттон и Г. Сильвестер связывают их происхождение с ремобилизацией сиалического основания, на котором сформировались зеленокаменные серии, подвергшиеся затем воздействию диапировой тектоники. Их соавтор Р. Хорвитц, напротив, относит породы группы Течманс к разрезу первичной коры океанического типа, а купола — к более поздним структурам, связанным с преобразованием симатического слоя [Fitton et al., 1975].

Это представление получило более полное развитие в работах А. Гликсона, А. Хикмана [Glikson, 1979; Glikson, Hickman, 1979] и других авторов. Они считают, что полевые наблюдения над формами распространения зеленокаменных пород (см. рис. 2, 3) и условиями их залегания, раскрывающими характерные реликтовые структуры, предшествовавшие образованию куполов, а также материалы геохимического и изотопного изуче-

ния — весь комплекс данных, полученных разными методами, однозначно свидетельствует об общей тенденции формирования земной коры в архее, направленной от симатического типа коры к континентальному или континентально-окариному. С этим представлением, как нам кажется, наиболее полно согласуется имеющаяся в настоящее время информация по геологии архея Пилбарского щита. Гипотетический профиль (рис. 4) отражает это представление.

В расположении купольных структур и вмещающих их зеленокаменных пизнеархейских комплексов не наблюдается какой-либо линейной закономерности, что дает основание судить о равномерном проявлении тектонических напряжений во время формирования куполов и пластических деформаций «килевых» складчатых структур. Иные черты строения появились после стабилизации гранитно-метаморфического слоя.

Ко времени накопления вулканогенно-осадочных комплексов группы Вим-Крик уже наметилась некоторая тенденция расчленения Пилбарского щита на три полосы, ориентированные в северо-восточном направлении. С крайней западной полосой совпадает главная область распространения пород группы Вим-Крик (к юго-востоку от Порт-Хидланд, см. рис. 1). Внутри этой области распознаются относительно поднятые элементы структуры, подвергавшиеся интенсивной эрозии и субаэральным проявлениям вулканизма (базальты Варамби, вулканиты Монс-Капри и Негри), и опущенные участки, заполненные грубыми кластическими отложениями (песчаники Константин, алевриты Маллина). Центральная полоса (район куполов Юли—Маунт—Эдгар) — наиболее поднятая часть Пилбары. Здесь широко распространены породы группы Течманс и наиболее длительно проявлялся гранитоидный магматизм. Наконец, с восточной полосой, так же как и с западной, связано распространение грубых и тонких кластических отложений Москисто-Крик и более молодых протерозойских образований группы Фортеस्कью (см. рис. 1).

Вулканические и терригенные комплексы Вим-Крик и Москисто-Крик смяты в сложные складчатые формы. Относительно пологие наклоны слоев наблюдаются близ куполов Кайнис-Велл и Юли, по мере удаления от них углы падения становятся круче, наблюдается частая смена толщ разного состава, деформированных в относительно сжатые складки (см. рис. 4). Обращает внимание тесная связь сложноскладчатой структуры Вим-Крик и структуры Москисто-Крик с местами выходов на поверхность базит-гипербазитов Миллиндины. Они «внедряются» как в относительно поднятые элементы структуры, например, вдоль периферии купола Кайнис-Велл или вдоль западных окраин куполов Хардинг и Белла-Белла (см. рис. 1), так и в межкупольные участки между куполами Сатирист, Портри и Юли (см. рис. 2, 4).

Суммарная площадь, занимаемая породами Миллиндины, соизмерима с площадью крупных расслоенных комплексов мира [Fitton et al., 1975]. Как правило, базит-ультрабазиты приурочены к определенному стратиграфическому уровню, совпадающему с поверхностью несогласия между Вим-Крик и Джордж-Крик или с образованиями Течманс; лишь изредка они залегают ниже или выше этого уровня. Комплекс Миллиндина, как уже указывалось, представлен последовательно пластующимися слоями клинопироксенитов, перидотитов, габбро [Donaldson, 1974; McCall, 1971]. Мощность наиболее представительных разрезов достигает 5,5 км (юг Робурна), а в районе Соансвилла (на востоке сегмента) местами обна-

жаются лишь сосюритизированное или эпидотизированное габбро или изолированные тела ультрабазитов.

Выяснение особенностей структуры пород Вим-Крик и Москито-Крик, по-видимому, тесно связано с расшифровкой строения комплекса Миллиндины. Прежде всего требует объяснения наклонное положение поверхностей расщепления базит-гипербазитов, выяснение морфологии тел и взаимоотношений с вмещающими или окружающими их породами. Не являются ли базит-гипербазиты Миллиндины меланжированным образованием, принадлежавшим ранее к расслоенной интрузии зеленокаменной разреза? Вопрос этот остается открытым, но, кажется, есть основания предполагать, что структура Вим-Крик и Москито-Крик представляет собой сложноскладчатую аллохтонную, надвинутую с юга пластину.

Так или иначе, совершенно ясно, что появление комплекса Миллиндина знаменует собой важную особенность тектоники континентальной стадии развития Пилбарского щита.

*Заключение.* Рассмотренные разрезы формационных комплексов принадлежат к различным типам земной коры: образования нижней зеленокаменной серии отвечают океаническому типу коры, верхней зеленокаменной серии — переходному, а вулканогенно-терригенные формации группы Вим-Крик соответствуют континентальному типу коры Пилбарского щита.

Комплексы океанической стадии — древнее 3,4 млрд. лет, переходной стадии — охватывают интервал 3,4—3 млрд. лет; рубеж ~3 млрд. лет представляет собой естественную историко-геологическую границу начального этапа континентальной стадии.

Разрезам различных стадий формирования земной коры свойственны специфические геохимические ассоциации главных элементов и элементов-примесей, раскрывающих определенный ход развития Пилбарского сегмента в архее от океанического к континентальному или континентально-окраинному типу коры. Аналогичную направленность показывают и соотношения изотопов стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) и рубидия и стронция ( $\text{Rb}/\text{Sr}$ ).

Специфическая особенность разреза переходной стадии раннеархейского этапа становления земной коры состоит в преобладающей роли вулканитов основного состава, а также высокомагнезиальных базальтов, коматиитов, кислых вулканитов и заметных объемов хемогенных кремнистых пород.

Формирование трондъемит-тоналитовых куполов Пилбарского щита связано с переходной стадией становления материковой коры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии в связи с составлением новой тектонической карты. — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.
- Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 209 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 321).
- Тектоническая карта Северной Евразии. М-б 1:5 000 000 Л.: ГУГК, 1980.

- Donaldson M. J. Petrology of the Manni Complex, Roebourr, W. Australia.— J. Geol. Soc. Austral., 1974, vol. 21, pt 1, p. 1—16.
- Fitton M. J., Horwitz R. C., Sylvester G. Stratigraphy of the early Precambrian in the West Pilbara, W. Australia. Perth: Austral. CSIRO Min. Res. Lab. FPII, 1975, 30 p.
- Glikson A. Y. Early Precambrian Tonalite-Trondhjemite Sial Nucle.— Earth-Sci. Rev., 1979, vol. 15, p. 1—73.
- Glikson A. Y., Hickman A. H. Geochemistry of Archaean volcanic succession, eastern Pilbara Block, W. Australia.— In: Archaean Geochemistry Western Australia, Abstracts. Perth: 1979, p. 88—89.
- Hickman A. H. Precambrian structural geology of part of the Pilbara region— Geol. Surv. West. Austral. Annu. Rept 1974, 1975, p. 68—73.
- Hickman A. H., Lippe S. L. Explanatory notes on the Marble Bar, 1: 250 000 geological sheet, Western Australia.— Geol. Surv. West Austral Rept, 1974, 20 p.
- Laeter J. R. de, Blockley J. G. Granite ages within the Archaean Pilbara Block, W. Australia.— J. Geol. Soc. Austral., 1972, vol. 19, p. 363—370.
- Laeter J. R. de, Lewis J. D., Blockley J. D. Granite ages within the Shaw batholith, Pilbara region, W. Australia.— Geol. Surv. West Austral. Annu. Rept, 1974, p. 73—79.
- McCall A. G. Some ultrabasic and basic igneous rocks occurrences in the Archaean of Western Australia.— Geol. Soc. Austral. Spec. Publ., 1971, N 3, p. 429—442.
- Pidgeon R. T. 3450 m.y. old volcanics in the Archaean layered greenstone succession of the Pilbara Block, W. Australia.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1978a, vol. 37, p. 421—428.
- Pidgeon R. T. Geochronological investigations of granite batholith of the Archaean granite-greenstone terrain of the Pilbara Block, Western Australia.— In: Proc. of the 1978 Archaean Geochemistry Conf. Toronto, 1978b, p. 360—362.

## ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ В ФАНОРОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСАХ

Проблема строения и формирования докембрийской земной коры в складчатых сооружениях фанерозоя уже давно привлекает к себе внимание геологов самого различного научного профиля. Как известно, от ее решения зависит понимание не только основных закономерностей развития геосинклинальных систем и областей фанерозоя, но и многих теоретических вопросов, например созидания оболочек коры нашей планеты вообще. Тем не менее современное состояние этой проблемы, несмотря на обширную и с трудом обозримую посвященную ей литературу, еще очень далеко от совершенства.

Это объясняется прежде всего условиями обнаженности образований докембрия, не говоря уже о нередко встречающейся высокой степени их метаморфизма. Нельзя забывать то обстоятельство, что выходы на земную поверхность древнейших пород в фанерозойских складчатых сооружениях занимают сравнительно небольшие площади, отделенные десятками, а иногда и сотнями километров одна от другой. Огромные пространства между ними сложены, как хорошо знают геологи, сильно дислоцированными образованиями фанерозоя, местами, в свою очередь, перекрытыми чехлами молодых платформ.

В современной внутренней структуре фанерозойских выходов докембрия можно выделить четыре их тектонических типа, особенно хорошо выраженных в Евразии. Первый тип составляют срединные массивы. В последние два десятилетия вопросы строения и происхождения срединных массивов обстоятельно рассматривались в работах А. Л. Яншина [1965], М. В. Муратова [1974], В. Е. Хаина [1964] и многих других геологов. Нельзя не вспомнить также о том, что тектонике срединных массивов в 1973 г. было посвящено специальное совещание Междуведомственного тектонического комитета, труды которого были опубликованы в 1976 г. Ко второму типу выходов докембрия принадлежат образуемые ими линейные складчатые зоны, протягивающиеся на сотни километров и достигающие в поперечнике многих десятков, а иногда и первых сотен километров. Хорошим примером таких зон может служить хр. Улутау, расположенный в северо-западной части Центрального Казахстана. Именно Улутау Н. С. Шатский [1964] считал одним из тектонотипов геосинклинальных систем. К третьему типу относятся породы докембрия, обнажающиеся в ядрах антиклинорий или отдельных крупных антиклинальных складок, в том числе в таких структурах, которые А. Л. Яншин [1965] назвал «блоковыми антиклинориями». Наконец, четвертый тип охватывает образования докембрия, вскрытые в основании надвигов и покровов. Два последних типа широко распространены в фанерозойских складчатых сооружениях любого возраста.

С точки зрения интересующей нас проблемы формирования докембрийской коры в складчатых сооружениях фанерозоя существующие в

настоящее время концепции в своих крайних выражениях принадлежат к двум гипотезам, нередко претендующим на законченные теории. Согласно первой гипотезе современные выходы докембрия в фанерозойских геосинклинальных поясах представляют собой фрагменты фундаментов древних докембрийских платформ, которые в рифее и в различные более молодые эры были раздроблены глубинными разломами, определившими дальнейшее развитие геосинклинальных поясов на этом древнем гранито-гнейсовом основании. Корни этой гипотезы восходят к представлениям геологов конца XVIII и первой четверти XIX столетия, когда все горные породы подразделяли на первичные, или первозданные, вторичные, или переходные, третичные и четвертичные. Именно тогда в связи с торжеством контракционной теории происхождения Земли возникло представление о становлении в древнейшие эпохи геологической летописи первозданной гранито-гнейсовой оболочки, сплошным панцирем покрывавшей всю поверхность нашей планеты. Сейчас мы сказали бы, что к первозданным образованиям относили все породы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма, а также различного состава инъекционные гнейсы и гранито-гнейсы. Переходные образования составляли группу пород зеленосланцевой фации метаморфизма, а третичные и четвертичные — группы слабо измененных и совсем неизмененных пород. От этой «стратиграфической шкалы», сыгравшей большую роль во взглядах на формирование земной коры, до наших дней дошли лишь названия третичной и четвертичной систем, но, разумеется, выделяемые на совершенно другой, палеонтологической основе.

Однако, несмотря на то что уже в первой четверти нашего столетия рухнули основные каноны контракционной теории и геологи пользовались в своих главных подразделениях мало чем отличающейся от современной стратиграфической шкалой, идея о первозданности гранито-гнейсовой оболочки продолжала довлеть над умами исследователей. Это нашло отражение даже при создании в 10-е и начале 20-х годов нашего столетия основ геохимии, согласно которым подавляющее большинство радиоактивных элементов, а также калий были вынесены из недр Земли во время формирования первозданной оболочки коры. Но еще более четко эта идея красной нитью проходит через дошедшие до наших дней теоретические построения Г. Штилле [1964]. Он считал, что некогда весь сиаля с площадей, занимаемых современными океанами, был перемещен (о механизме перемещения он не говорил) на площади, занимаемые материками, и что начиная с альгонка (приблизительно рифея) все геосинклинальные области и системы путем последовательных регенераций развивались и замыкались на этом сиале. Более того, он писал, что в процессе геосинклинального развития заметного прибавления нового сиаля не было, а происходила лишь переработка того же самого, старого сиаля.

Легко видеть, что при таком подходе к решению вопроса о происхождении гранито-гнейсовой оболочки земной коры нетрудно принять выходы докембрия, особенно срединных массивов, в складчатых сооружениях фанерозоя за фрагменты раздробленной древней платформы. В отечественной литературе это выразилось в идее существования в пределах материков единой докембрийской панплатформы, последовательно раздроблявшейся сетью глубинных разломов, которая определяла заложенные и последующее развитие геосинклинальных поясов любого возраста.

И сейчас гипотеза о раздроблении докембрийских или дорифейских платформ находит немалое число сторонников.

По-видимому, в 20-е годы нашего столетия возникла вторая гипотеза формирования гранито-гнейсовой оболочки земной коры. Она рассматривала современные выходы метаморфизованного докембрия в складчатых сооружениях фанерозоя как центры ранней стабилизации геосинклинального пояса, являющиеся новообразованиями в процессе геосинклинального развития. В течение этого процесса центров стабилизации становилось все больше и больше, пока, наконец, весь пояс или часть его не подвергались общей консолидации при замыкании соответствующих геосинклинальных систем. Однако в те годы и вплоть до 60-х годов оставалось неясным, на каком фундаменте формировались центры ранней стабилизации и в какой причинной зависимости находятся геологические явления, приводящие к становлению «гранитного слоя» коры.

В самом начале 70-х годов в Геологическом институте АН СССР возникло новое направление в понимании геосинклинального процесса, позволившее по-другому подойти к решению различных вопросов проблемы становления «гранитного слоя». Появлению этого направления, разработанного большой группой ученых под руководством А. В. Пейве [Пейве, 1969; Пейве и др., 1971, 1972, 1976], предшествовали успехи бурения и драгирования дна океанов, достижения геофизики, широкое применение данных изотопного датирования абсолютного возраста горных пород и общий прогресс наук о Земле. Его главнейшие положения заключаются в том, что эвгеосинклинальные зоны фанерозойских поясов закладывались на коре океанического типа, т. е. на ультраосновном и основном субстрате, и что в процессе развития этих зон постепенно формировался гранитно-метаморфический слой. Эвгеосинклинальное развитие было вызвано подъемом теплового потока, сопровождавшегося выносом щелочей, кремнезема и других компонентов, что приводило к переработке коры океанического типа, ее гранитизации, а также к переработке и гранитизации более поздних геосинклинальных образований и внедрению различных гранитоидов, в том числе гранитоидов калиевой специализации.

Гранитно-метаморфический слой, неравномерно формирующийся во времени и пространстве, столь же неравномерно перераспределяется по всей геосинклинальной области или системе благодаря часто проявляющимся горизонтальным движениям. Неуклонное нарастание этого явления и сопутствующих ему складчатости и скупивания горных пород в конце концов приводит к образованию континентальной коры и, как следствие, к прекращению геосинклинального режима и переходу соответствующих территорий в платформенное состояние. Следует также сказать, что перераспределение в пространстве и времени гранитно-метаморфического слоя и первичных по отношению к нему пород океанического типа нередко сопровождалось образованием покровных структур и надвигов, а также возникновением в тылу движущихся пластин деструктивных тектонических форм.

Смена океанической коры ложа геосинклинальных поясов континентальной корой является длительным процессом. Его можно разделить на три стадии — океаническую, переходную и континентальную, сменяющие одна другую во времени. Каждой стадии присущи свои специфические особенности осадконакопления и проявлений магматизма. Океанической стадии отвечает спилито-диабазовая формация с радиоляритами, крем-

нистыми сланцами и хемогенными известняками. Фундаментом спилито-диабазовой формации служит гипербазит-габбровый комплекс (меланократовый фундамент). Переходной стадии свойственны дифференцированные серии вулканитов, ассоциирующих с граувакками, флишевыми толщами и рифогенными известняками. Гранитоиды представлены породами диорит-гранодиоритовой формации. Тип коры — субокеанический с локальным развитием гранитно-метаморфического слоя. Континентальная стадия, завершающая геосинклинальный процесс, характеризуется андезито-дацитово- и липаритовой формациями, накоплением моласс, массовым внедрением гранитоидов калиевой специализации и повсеместным развитием в геосинклинальной системе мощного гранитно-метаморфического слоя.

Новая концепция геосинклинального процесса была разработана на примере строения фанерозойских складчатых поясов. Изучение выходов докембрия в палеозоидах Евразии показало, что там, где наблюдается глубокий эрозионный срез или развиты покровные структуры, в основании выходов обнажается в различной степени метаморфизованный разрез офиолитовой ассоциации, включая основные эффузивы, превращенные в гранатовые и безгранатовые амфиболиты, а также эклогитоподобные породы. Верхняя часть разрезов сложена различными плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, пронизанными как рифейскими, так и палеозойскими гранитоидами разнообразного состава. По сути дела гранитизированная часть разреза докембрийских массивов в значительной мере и определяет состав и строение гранитно-метаморфического слоя.

Двуучленное строение разрезов докембрия, несомненно, отражает определенную последовательность образования оболочек земной коры. Следовательно, в свете новой концепции геосинклинального процесса принципиальное значение для понимания эволюции структуры земной коры в докембрии фанерозойских складчатых поясов имеет строение, структурное положение меланократового фундамента и его соотношение с гнейсами и гранитоидами. Рассмотрим эти соотношения на некоторых примерах Урало-Монгольского складчатого пояса.

*Западная часть Киргизского хребта.* Современная структура западной части Киргизского хребта характеризуется блоковым строением. Здесь с запада на восток выделяются Караарчинский, Терекский и Макбальский блоки.

**Караарчинский блок.** В основании его разреза обнажаются серпентиниты, полосчатые и массивные габброиды (рис. 1, I). Соотношения между этими породами сложные. Серпентиниты часто встречаются внизу разреза в виде линз среди полосчатых габброидов. Наблюдаются переходы серпентинитов в габброиды, что обуславливает полосчатую текстуру последних. В этом комплексе пород серпентиниты являются реликтами гипербазитового субстрата среди габброидов.

На гипербазит-габброидном комплексе без несогласия и признаков срыва залегает вулканогенно-кремнистая терекская свита. Ее породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев, в них сохранились реликты структуры эффузивов; осадочные разности представлены исключительно плитчатыми кремнистыми сланцами. Гипербазит-габброидный комплекс и эффузивы терекской свиты слагают единый разрез, аналогичный разрезу коры современных океанов. Радиологический возраст терекской свиты в 700 млн. лет определен М. А. Гаррис калий-аргоновым методом по

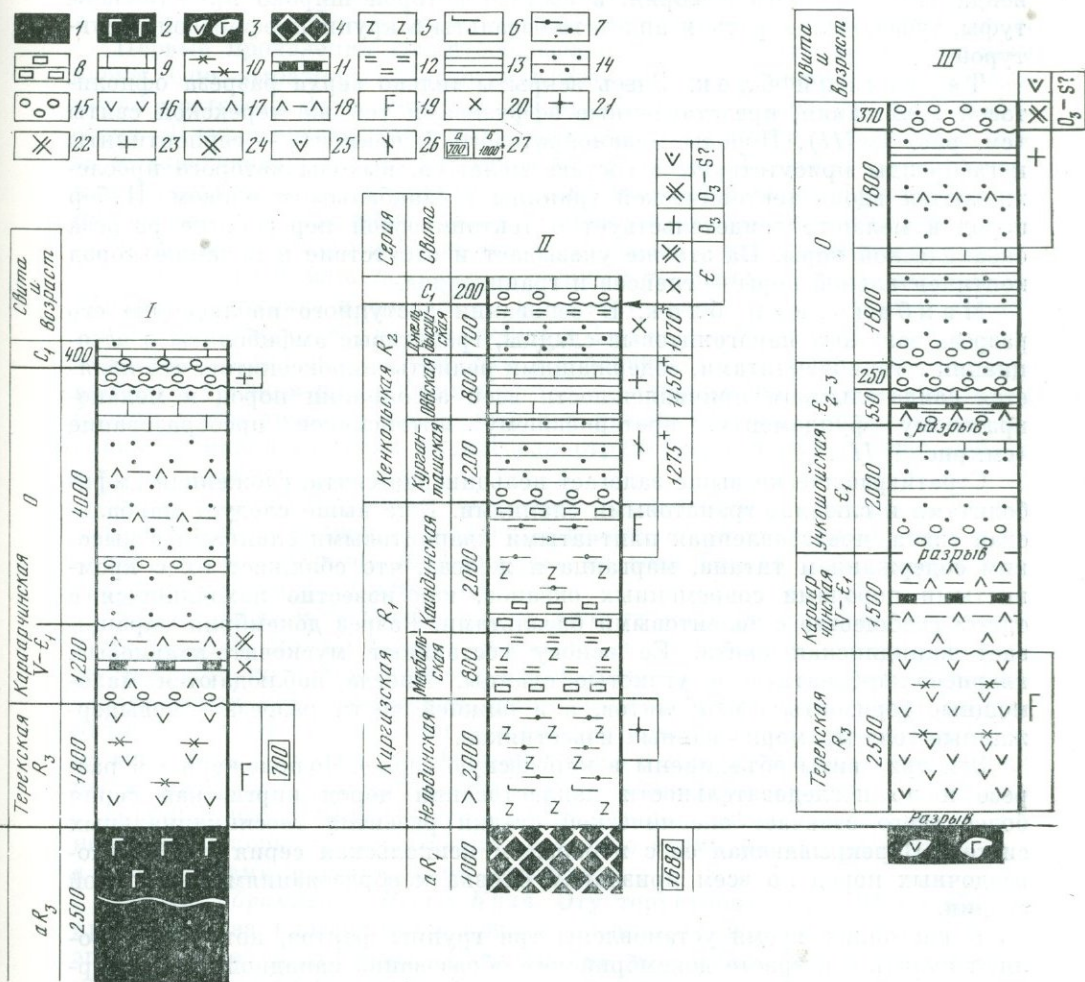


Рис. 1. Схема осадконакопления и проявлений гранитоидного магматизма

I—III — блоки: I — Караарчинский, II — Макбальский, III — Терекский  
 1—4 — породы меланократового фундамента: 1 — гипербазиты, 2 — габбро, 3 — серпентинитовый меланж, 4 — эклогитовая формация; 5—18 — геосинклинальные образования: 5 — амфиболиты, 6 — гнейсы, 7 — слюдяно-гранатовые

сланцы, 8 — мраморы, 9 — известняки, 10 — яшмы, 11 — кремнистые сланцы, 12 — кварциты, 13 — углесто-глинистые сланцы, 14 — песчаники и алевролиты, 15 — конгломераты, 16 — спилиты и диабазы, 17 — андезитовые порфириты, 18 — туфы; 19—26 — проявления магматизма: 19 — силлы и дайки габбро-диа-

базов, 20 — диориты, кварцевые диориты, 21 — плагиогранито-гнейсы, 22 — гранодиориты, 23 — граниты, 24 — сиенито-диориты, монцо-диориты, 25 — сиениты, граносиениты, 26 — граниты гнейсовидные; 27 — абсолютный возраст (а — калий-аргоновый, б — альфа-свинцовый методы)

валовой пробе. Стратиграфически выше залегает караарчинская свита венда (?) — нижнего кембрия, в составе которой широко представлены туфы, туфоконгломераты и андезито-базальты с крупнопорфировой структурой.

Терекский блок. Здесь вскрыты только верхи разреза офиолитовой ассоциации, представленные эффузивами той же терекской свиты (см. рис. 1, III). Породы меланократового фундамента — серпентиниты и габброиды присутствуют в составе меланжа, выходы которого прослеживаются вдоль тектонической границы с Макбальским блоком. Набор пород в меланже свидетельствует о тектонической переработке разреза океанической коры. На это же указывает и отсутствие в меланже пород континентальной коры — гнейсов и гранитоидов.

Макбальский блок. В основании доступного наблюдению его разреза залегают парагонитовые сланцы, гранатовые амфиболиты в ассоциации с горблендитами, содержащими реликты пироксенитов, что является свидетельством принадлежности всей ассоциации пород к меланократовому фундаменту, претерпевшему интенсивное преобразование (см. рис. 1, II).

Стратиграфически выше залегает нельдинская свита, сложенная амфиболитами и слюдяно-гранатовыми сланцами. Еще выше следует макбальская свита, представленная плитчатыми кварцитовыми сланцами с высоким содержанием титана, марганца и железа, что сближает их с кремнистыми породами современных океанов, как известно находящихся в одном сообществе с толеитовыми базальтами. Разрез докембрия наращивает каиндинская свита. Ее основу составляют мусковито-кварцевые, кварцево-карбонатные и углистые сланцы. Иногда наблюдаются маломощные горизонты амфиболитов, а в нижней части разреза — невыдержанные тела мраморизованных известняков.

Эти три свиты объединены в киргизскую серию. По положению в разрезе и по последовательности напластования пород киргизская серия более всего отвечает океанической стадии развития геосинклинальных систем. Перекрывающая ее с перерывом кенкольская серия терригенно-осадочных пород по всем признакам близка к образованиям переходной стадии.

В настоящее время установлены три группы фактов, которые позволяют судить о возрасте докембрийских образований западной части Киргизского хребта. Прежде всего это палеонтологические данные. Среднерифейский возраст кенкольской серии доказывается по строматолитам, обнаруженным в ней В. Г. Королевым и И. Н. Крыловым [1962]. Палеонтологические находки хорошо согласуются с радиологическими данными по гранитоидам, прорывающим отложения кенкольской серии.

Возраст киргизской серии определяется ее положением между среднерифейской кенкольской серией и эцлогитоподобными породами, возникшими в самом конце нижнего протерозоя, если верить полученной К-Аг методом цифре в 1688 млн. лет по гранатам [Алехин, 1971]. На принадлежность киргизской серии к нижнему рифею указывает и тектонический фактор, поскольку между ней и кенкольской серией отсутствует структурная перестройка.

Приведенные данные показывают, что в трех блоках западной части Киргизского хребта древнейшими образованиями являются породы офиолитовой ассоциации. Геологическая история этих блоков различна. Осо-

бенно разительны различия в проявлении процессов гранитообразования, отражающие разное время становления гранитно-метаморфического слоя в Кыргызском хребте и роль тектонического фактора в этом процессе.

Первые проявления гранитообразования установлены в Макбальском блоке. Они выражены плагиигранитизацией, наложившейся на породы меланократового фундамента и на вулканогенно-осадочную киргизскую серию. Плагиигнейсы и диорито-гнейсы локализованы в нельдинской свите и характеризуются всеми признаками метаморфических преобразований. Следующие проявления процессов метаморфизма и гранитообразования относятся к среднему рифею — времени становления Кызылташского, Караджилгинского и Береговского массивов соответственно с возрастом 1275, 1150, 1070 млн. лет, установленным альфа-свинцовым методом по цирконам [Киселев и др., 1974]. Примечательно, что эти древние гранитоиды отсутствуют в Караарчинском и Терекском блоках. В связи с этим напрашивается вывод о том, что Караарчинский и Терекский блоки в раннем и среднем рифее были пространственно разобщены с Макбальским блоком и что только в конце рифея в результате тектонического сжатия возникла сложная надвиговая структура, которую можно наблюдать на современном срезе.

Становление следующих поколений гранитоидов в этом регионе происходило уже в раннем и позднем палеозое, после тектонического сжатия. За этот отрезок времени уже во всех блоках был сформирован гранитно-метаморфический слой.

Таким образом, основываясь на данных по стратиграфии, тектонике и магматизму, можно сделать ряд выводов: 1) в западной части Кыргызского хребта по крайней мере с конца нижнего протерозоя существовала океаническая кора, лишенная гранитно-метаморфического слоя; 2) гранитно-метаморфический слой и континентальная кора здесь существуют не изначально с архея, они формировались в ходе геосинклинального процесса, начиная с раннего рифея; 3) следовательно, выступы докембрия в западной части Кыргызского хребта логично считать участками континентальной коры, образовавшейся в разное время на протяжении рифея, а не обломками эпикарельской платформы.

*Горное обрамление Иссык-Куля.* Эту территорию Тянь-Шаня обычно принимают за классический пример срединных массивов или выступов эпикарельской платформы. Древнейшими образованиями в таких выступах считаются гнейсы актюзской и кеминской свит, принимаемые за результат регионального метаморфизма осадочных пород.

Проведенные нами детальные геологические и петрологические исследования в этом районе позволили выявить широкое распространение пород офиолитовой ассоциации, испытавших разную степень преобразования в результате неоднократно проявившихся процессов метаморфизма, метасоматоза и гранитизации. Выходы офиолитов установлены как в пределах так называемых выступов эпикарельской платформы, так и в рифейской эвгеосинклинали Терской-Алатау, где сохранился полный разрез офиолитовой ассоциации, сходный с разрезом коры современных океанов (рис. 2). В обоих случаях породы офиолитовой ассоциации залегают в основании разрезов.

В настоящее время лучше других изучено строение Актюзского блока, расположенного в Заилийском Алатау, который считается фрагментом Муюнкумского срединного массива. В Актюзском блоке прослеживается

комплекс разнообразных пород, находящихся в сложных соотношениях (рис. 3). Здесь развиты серпентинитовые сланцы и протрузии серпентинитов, гранатовые амфиболиты с подчиненной ролью эклогитоподобных пород, перемежающиеся одни с другими слюдяные, гранатовые, тальк-парагонитовые сланцы, а также актинолититы, горнблендиты, плагиомигматиты, плагиогнейсы и микроклиновые гнейсы. Присутствие участков и полос серпентинита в биотитовых сланцах и актинолититах, взаимопереходы между ними, наличие хрома в породообразующих минералах заставляют принимать их за продукты длительных и разновременных преобразований пород меланократового фундамента. Это подтверждает отсутствие стратификации и закономерной для осадочных образований смены разновидностей и выдержанности их состава по простирацию.

По положению в разрезе намечается закономерная последовательность в строении офиолитовой ассоциации. Серпентиниты и продукты их преобразования слагают нижнюю часть разреза, тогда как гранатовые амфиболиты с участками эклогитоподобных пород надстраивают разрез, что указывает на их образование за счет габброидов и, возможно, дайкового комплекса (рис. 4). Таким образом, из приведенного материала видно, что в Актюзском блоке на меланократовый фундамент наложился различные метаморфические процессы, а неравномерное их развитие обусловило сонахождение различных по возрасту, составу и условиям образования пород и их сложные соотношения.

Среди этих процессов важная роль принадлежит явлениям гранитообразования. Первое проявление гранитизации здесь также выражено плагиогранитизацией, которая приводит к «раскислению» пород меланократового фундамента, образованию серых биотитовых плагиогнейсов, розовых альбитовых, а затем и микроклин-альбитовых гнейсов.

Принадлежность Актюзского блока к фундаменту океанической коры хорошо увязывается с составом окружающей его куперлисайской свиты. Эта свита сложена амфиболитизированными основными эффузивами, содержащими горизонты кремнистых пород и сургучные яшмы, т. е. формационно отвечает океанической стадии развития рассматриваемой территории.

Выходы пород древней океанической коры в северном обрамлении Исык-Куля распространены достаточно широко. По существу все так называемые интрузии габбро-диоритов среди гнейсов и гранитоидов в Заилийском хребте и Кунгей-Алатау — это реликты океанической коры, ее меланократового фундамента. В них всегда присутствуют гипербазиты и габброиды. Наблюдается и другая закономерность — эти «интрузии» габбро-диоритов нигде не размещаются среди осадочных толщ. Так же широко породы меланократового фундамента распространены в южном обрамлении Исык-Куля в Терскей-Алатау, где предполагается выступ гнейсового фундамента Исык-Кульского срединного массива. Здесь ультрабазиты и габброиды ассоциируют с толщей диабазов. Контакт между породами меланократового фундамента и спилит-диабазовой формацией затушеван амфиболитизацией и карбонатизацией как габброидов, так и эффузивов. По сути дела на всем протяжении от перевала Чон-Ашу до с. Кочкорка фрагментарно обнажен меланократовый фундамент. Здесь, кроме реликтов серпентинитов с хромшпинелидами, присутствуют в виде гнезд горнблендиты и такситовые габброиды. Все породы претерпели амфиболитизацию и интенсивную карбонатизацию, вплоть до образо-

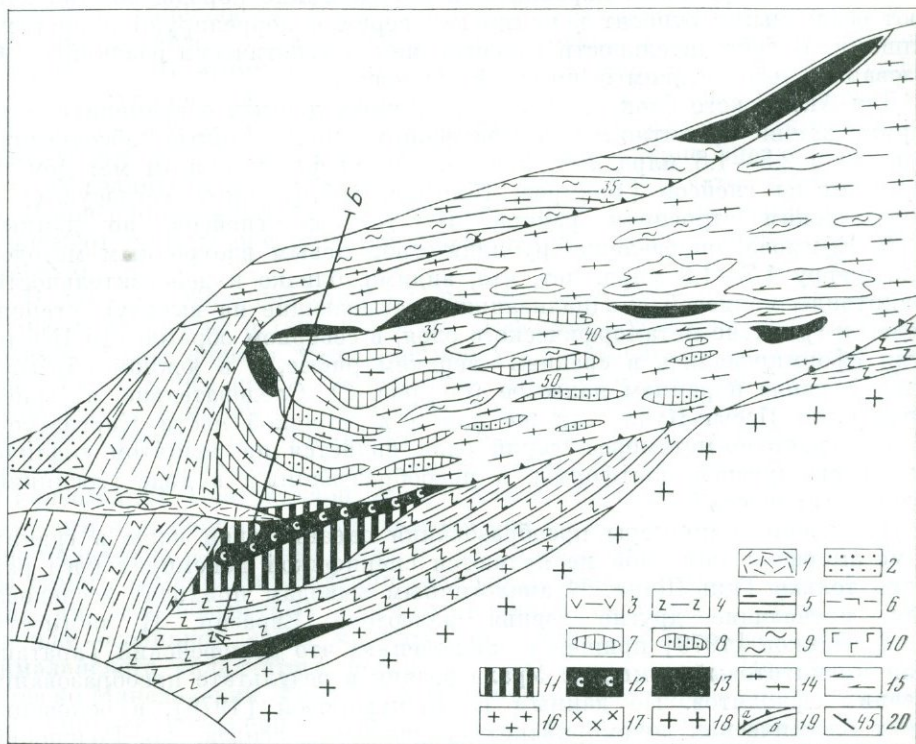


Рис. 3. Схематическая структурно-геологическая карта Актюзского блока

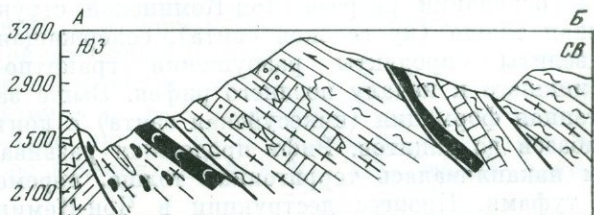
1 — наземная порфирит-порфир-туфовая формация раннего—среднего девона; 2 — сероцветная моласса среднего — позднего ордовика; 3—6 — диабаз-кремнистая амфиболитизованная формация океанической стадии (куперлисайская свита): 3 — спилиты и диабазы, 4 — амфиболиты, 5 — кремнистые сланцы и сургучные яшмы, 6 — амфиболовые сланцы; 7—13 — породы меланократового

фундамента, испытавшие преобразования: 7 — гранатовые амфиболиты, 8 — эклогитоподобные породы, 9 — биотит-гранатовые сланцы, 10 — актинолит-цоизитовые породы, 11 — хлорит-серпентинитовые, биотит-гранатовые сланцы и гнейсы, мономинеральные актинолититы и амфиболиты, 12 — серпентинитовые сланцы, 13 — протрузии серпентинитов; 14—18 — проявления гра-

ниоидного магматизма: 14 — плаггиомigmatиты и плаггиогнейсы, 15 — микроклиновые гнейсы, 16 — граниты пермские, 17 — гранодиориты среднекаменноугольные, 18 — гнейсовидные гранодиориты и граниты позднего рифея; 19 — разрывные нарушения (а — надвиги, б — сбросы и взбросы); 20 — элементы залегания пород; А—Б — линия профиля

Рис. 4. Схематизированный профиль через Актюзский блок

Положение профиля и условные обозначения см. на рис. 3



вания мономинеральных карбонатных пород. Такие породы обычно считают осадочными, относят к кеминской серии и коррелируют с другими толщами. В действительности сопоставляются генетически различные образования, несопоставимые по своей сущности.

Для Актюзского блока пока нет надежных данных о времени начала формирования гранитно-метаморфического слоя. Данные абсолютного возраста в 2,5—1,8 млрд. лет, полученные альфа-свинцовым методом по цирконам из гнейсов [Бакиров, Королев, 1979], плохо согласуются с геологическим строением района. Из тех же гнейсов, по данным И. А. Ефимова, определение рубидий-стронциевым изохронным методом дало цифру 1,7—1,6 млрд. лет, что, видимо, близко к действительности. Гранитоиды калиевой специализации, указывающие на высокую степень зрелости гранитно-метаморфического слоя, в северном обрамлении Иссык-Куля сформировались в среднем—верхнем рифее, а в южном обрамлении — в венде и раннем палеозое (см. рис. 2). Следовательно, в горном обрамлении Иссык-Куля, так же как и в западной части Киргизского хребта, гранитно-метаморфический слой является не реликтом сиалического коры древней платформы, а новообразованным в ходе геосинклинального процесса.

Приведенные примеры преобразования океанической коры в гранитно-метаморфический слой не являются спецификой докембрийского развития только Тянь-Шаня. К аналогичным выводам приходят исследователи, изучающие другие звенья палеозойд Евразии. В частности, Ю. Д. Панков [1979] пришел к заключению, что дорифейский Тараташский мигматитовый комплекс Урала возник в результате преобразования древних офиолитов. По данным Е. Кожухаровой [1979], в основании таких классических докембрийских средних массивов, как Родопский, сохранились реликты меланократового фундамента со всеми переходами от серпентинитов в слюдяные сланцы и амфиболиты, впоследствии неоднократно подвергавшиеся гранитизации.

Процесс направленной эволюции океанической коры в континентальную осложняется явлениями ее деструкции с образованием рифтогенных структур. Рифтогенез по своей сути не является главным звеном геосинклинального процесса. Ему свойственны свои специфические формации, последовательный ряд которых существенно отличается от формаций, отражающих эволюцию структуры земной коры в ходе геосинклинального развития.

Деструкция континентальной коры происходит в результате ее растяжения, последующего разрыва и раздвигания, которое может достигнуть и более глубоких оболочек коры. Примерами таких структур могут служить: Вардарская зона в раннем палеозое в Югославии, Джалаир-Найманская зона в позднем рифее в Казахстане, Чон-Кеминская зона в Северном Тянь-Шане (см. рис. 2).

В основании разреза Чон-Кеминской структуры обнажается терригенная толща (кунгейская свита), содержащая аркозовые песчаники и гравелиты — продукты разрушения гранитно-метаморфического слоя, возникшего к началу позднего рифея. Выше залегает терригенно-вулканогенная формация (ичкесуйская свита) с контрастным вулканизмом от диабазов до дацитов. Рифт продолжал развиваться в кембрии, когда в нем накапливалась терригенная толща, перемежавшаяся андезитами и их туфами. Процесс деструкции в Чон-Кеминской зоне не дошел до

вскрытия океанической коры. В ее пределах породы офиолитовой ассоциации не обнажаются. Закрытие Чон-Кеминского рифта произошло в ордовике в связи с мощным гранитообразованием по всему Северному Тянь-Шаню. К этому времени относится внедрение в пределах рифта диорит-гранодиоритовой формации, а в силуре — калиевых гранитов. Следовательно, для рифтогенных структур наряду с особенностями осадконакопления, отличными от геосинклиналей, характерно внедрение аллохтонных гранитоидов, самых поздних для данной складчатой зоны.

Приведенные примеры показывают, какие сложные изменения претерпевают породы океанической коры в ходе превращения в континентальную.

В рамках небольшой статьи у нас нет возможности с такой же степенью подробности остановиться на строении и условиях формирования докембрийской коры в других регионах фанерозойских складчатых поясов. Тем не менее нельзя не заметить, что докембрийские массивы Молдаванского комплекса Западной Европы — Центрально-Французский, Вогезы, Шварцвальд, Оденвальд и Чешский массив, так же как и не затронутые в нашем обзоре выходы докембрия в Центральном Казахстане и палеозоидах Центральной Азии (Алтай, Тува, Монголия), по геологическим и радиометрическим данным подтверждают точку зрения на эти докембрийские образования как на изолированные один от других районы самого раннего становления гранито-гнейсового слоя в соответствующих им разновозрастных геосинклинальных системах и областях. Нескольким особняком стоят крупные докембрийские массивы Альпийско-Гималайского складчатого пояса. К ним принадлежат Пелагонийский, Сербско-Македонский, Родопский, Мендерес и некоторые другие. К интерпретации их положения в общей структуре пояса мы вернемся ниже.

*Заключение.* Две гипотезы формирования докембрийской коры в складчатых сооружениях фанерозоя в той или иной мере страдают, как нам представляется, существенным общим для них методическим недостатком. Дело в том, что исследователи, придерживающиеся гипотезы разламывания древних (в некоторых случаях и более молодых) платформ, на геологических профилях соединяют воедино разобщенные современные выходы докембрийских пород, полагая, что возраст метаморфизма, гранитизации и докембрийских гранитов остается тем же самым и в ложе огромных пространств между этими выходами. Говоря другими словами, они считают, что по крайней мере соответствующие докембрийские явления были повсеместны и одновременны в пределах каждой данной геосинклинальной области, а то и всего складчатого пояса.

В таких случаях они нередко ссылаются на трансгрессивное залегание нижнего палеозоя на метаморфизованных и гранитизированных породах докембрия. Более того, если разрез нижнепалеозойских отложений обнаруживает строение, характерное для коры океанического типа, то они делают вывод о повсеместном для данной складчатой области его залегании на фундаменте древней платформы. Однако легко видеть, что при таком решении вопроса принимается постулат не о локальном образовании гранито-гнейсовой оболочки, возникающей, как было сказано выше, сначала в поднятиях и затем в разные интервалы времени в прогибах, а о формировании ее в «один прием» на огромных пространствах. Подобную интерпретацию геологических данных мы, естественно, принять не можем.

Не спасают первую гипотезу и представления о том, что докембрийские срединные массивы нередко под тупыми углами (в плане) как бы срезаются вдоль разломов более молодыми складчатыми сооружениями. Такие тектонические соотношения нельзя считать доказанными. Во-первых, никто еще не обосновал, на какую наименьшую длину могут простираться любые складчатые сооружения метаморфид. А во-вторых, в земной коре известно немало подобного рода торцовых сочленений, для которых не может быть и речи о наложении одних сооружений на другие. Ярким примером этому является торцовое сочленение между сооружениями собственно Альп и Динарид, смыкающихся вдоль разлома на протяжении сотен километров под углом не менее  $75-80^\circ$ . Если бы эти складчатые сооружения были сложены породами не одного и того же возраста, то, весьма вероятно, многие геологи пришли бы к выводу, что одно из них не только его срезает, но и на нем залегают. Природа торцовых сочленений еще ждет своих исследователей.

Разделяя и развивая вторую гипотезу, мы отвергаем подобный метод интерпретации, считая его неверным. Процессы созидания гранитно-метаморфического слоя начинаются в поднятиях (островных дугах), причем, как мы стремились показать, не в одни и те же интервалы дорифейского времени. Эти процессы длительны и унаследованы настолько, что метаморфизм, гранитизация и становление гранитоидов очень часто продолжают и в фанерозое, вплоть до образования совершенной континентальной коры. Процессы разновозрастного становления метаморфической оболочки, тождественные в своих главных показателях, постепенно охватывают и пространства между поднятиями, где они начались. Именно таким путем эта оболочка, в конце концов возникает и в глубоких впадинах и прогибах, выполненных фанерозойскими отложениями. Об этом свидетельствуют самые молодые гранитоиды, обычно калиевой специализации, встречающиеся не только в поднятиях среди пород докембрия, но и внутри таких впадин и прогибов. Тем не менее мы отдаем себе отчет в том, что наша трактовка «закрытых» пространств также включает элементы гипотетичности. Большую роль в активном решении вопроса могло бы сыграть глубокое бурение.

Однако есть еще одно геологическое явление, подтверждающее вторую гипотезу. Как хорошо знают все геологи, после завершения геосинклинального режима возникают складчатые сооружения, представляющие собой сушу. Наука не знает ни одного случая, выпадающего из этой закономерности. Мы не сомневаемся в том, что это обстоятельство объясняется не только складчатостью и тектоническим скупиванием горных пород, но и образованием зрелого «гранитного» слоя земной коры. Этот относительно легкий слой как бы «всплывает» на поверхность сферы Земли. Вместе с тем нельзя пройти мимо того несомненного факта, что даже после общего «всплывания» в немногих местах и не во всех геосинклинальных областях и системах сохраняются участки либо с корой переходного, либо даже с корой океанического типа. Именно такие места, иногда после очень продолжительного времени, становятся центрами некоторой категории явлений, которые часто объединяют под общим названием тектонической активизации. В отдельных случаях подобные «прорехи», или «дыры», в гранитном слое сохранились как в складчатых сооружениях фанерозоя, так и в фундаментах древних платформ, о чем уже писала А. С. Новикова [1975].

Как было сказано выше, к особой категории структур, вероятно, следует относить такие срединные массивы Альпийско-Гималайского пояса, как Пелагонийский, Сербско-Македонский, Родопский, Мендерес и др. Как считают многие исследователи, они являются отторженцами фундамента Африканско-Аравийской платформы, попавшими в Тетис вследствие унаследованного дрейфа этой платформы в северном направлении. Покровное залегание трех из названных массивов на отложениях мезозоя доказано. Однако нельзя исключить и другую альтернативу и рассматривать соответствующие массивы как центры рифейской стабилизации земной коры в обширном океаническом бассейне Тетис, в дальнейшем перемещенные также в северном направлении.

В задачу статьи не входил анализ местной или общей стратиграфии выходов докембрия в фанерозойских складчатых поясах. Но доступные нам изотопные датирования горных пород, их геологические соотношения с более молодыми отложениями, а также общие историко-геологические данные свидетельствуют о том, что повсеместно в фанерозоидах резко преобладающая, большая часть разреза принадлежит к рифею и венду и что только в немногих случаях на дневную поверхность выступают образования раннего протерозоя с нижней возрастной границей 2700—2500 млн. лет. Большие значения цифр абсолютного возраста, полученные в ряде мест альфа-свинцовым методом по цирконам, нельзя считать достоверными, так как они плохо согласуются с геологической историей этих регионов.

Возникшее противоречие между данными абсолютного возраста и предполагаемой принадлежностью выступов докембрия к древним платформам, опять-таки гипотетически, стали объяснять проявлением процессов ретроградного метаморфизма, существенно «омолодившего» эти древнейшие образования. Применительно к докембрийским выступам Средней Азии подобное «омоложение» древних метаморфических комплексов происходило начиная с нижнего протерозоя и до позднего рифея. Таков разброс цифр абсолютного возраста докембрийских гранитоидных комплексов.

Обычно разрозненные выступы докембрийских метаморфических образований в палеозоидах при составлении карт стремятся объединить, руководствуясь все тем же принципом наложения процессов ретроградного метаморфизма. Поэтому рифейские и палеозойские геосинклинали показываются в виде узких полос среди обширных пространств «диафторированного» глубокого докембрия. Совершенно очевидно, что подобные построения основаны только на предположениях и общей философской концепции эволюции структуры земной коры и не содержат надежных геологических доказательств.

Мы изложили положение, согласно которому в пределах фанерозойских складчатых поясов в конце докембрийского времени существовали отдельные большие и малые участки со сформированным в той или иной мере гранитно-метаморфическим слоем. Между ними расстилались пространства с корой океанического или переходного типа, которые приобрели такой слой лишь в разные временные интервалы фанерозоя. В конце различных тектонических циклов отдельные геосинклинальные системы и области приобретали континентальную кору и переходили в платформенное состояние. Процесс созидания континентальной коры в одних сегментах Земли нередко прерывался, а в других протекал в относитель-

но замедленном темпе. И одна из важнейших задач геологии — выяснить причины столь неравномерного развития разных оболочек коры во времени и пространстве. Мы до сих пор не знаем, почему одни геосинклинальные системы, области или пояса прекратили свое существование раньше, а другие позже. Не известны также и причины их взаимного расположения относительно стран света. И вряд ли можно сомневаться в том, что для решения этой задачи надо привлекать космологические факторы, влияющие на эволюцию вещества Земли и направляющие по определенным законам геологическое развитие нашей планеты.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алехин Ю. А.* Стратиграфия и метаморфизм древних толщ Макбальского поднятия.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 113—116.
- Бакиров А. Б., Королев В. Г.* Возраст древнейших пород Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 7, с. 143—146.
- Киселев В. В., Королев В. Г., Краснобаев А. А.* и др. О докембрийском возрасте некоторых гранитоидных интрузий в западной части Киргизского хребта (Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 2, с. 407—409.
- Кожухарова Е.* Протерозой юго-западной части Западных Родоп.— В кн.: Докембрий Родопского массива и обрамляющие его фанерозойские метаморфизованные формации. София: Изд-во Бол. АН, 1979, с. 78—81.
- Королев В. Г., Крылов И. Н.* К стратиграфии докембрия Северного Тянь-Шаня.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 6, с. 1334—1336.
- Муратов М. В.* Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей.— Геотектоника, 1974, № 3, с. 34—46.
- Новикова А. С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 147 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 265).
- Панков Ю. Д.* История формирования минеральных парагенезов Тараташского мигматитового комплекса.— В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Урал. политехн. ин-т, 1979, вып. 7, с. 47—64. (Межвуз. науч.-темат. сб.).
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Кнунпер А. Л.* и др. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 3, с. 657—659.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—26.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. 260 с.
- Хайл В. Е.* Общая геотектоника. М.: Наука, 1965. 476 с.
- Шатский Н. С.* Гипотеза Вегенера и геосинклинали.— Избр. труды. М.: Наука, т. 2, с. 601—615.
- Шгилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964. 886 с.
- Яншин А. Л.* Проблемы срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, с. 8—39.

## О ЦИКЛИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ РИФЕЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Одна из главнейших особенностей геосинклиналей неогена — циклический характер их развития (см., например, В. Е. Хаин [1973], с. 187—212). Существует ряд публикаций и о полициклическом строении разрезов классического рифея Енисейского кряжа [Шатский, 1960; Семихатов, 1962; Мусатов, Волобуев, 1964; Вотах, 1968; Постельников, 1973; Румянцева, 1975; Ануфриев, 1975; и др.]. В них описаны осадочные циклы главным образом рифейских миегеосинклинальных толщ восточного склона кряжа. Установленная цикличность успешно использовалась для стратиграфических корреляций со сходными миегеосинклиналями других складчатых сооружений [Шатский, 1960; Романова, 1961], реже — для прогнозирования полезных ископаемых. В данной статье сделана попытка оценить значение цикличности как общей характеристики геосинклинального процесса в позднем докембрии, а также проследить ее вещественные изменения в латеральном ряду: миегеосинклиналь — центральное поднятие — внутренние участки ортогеосинклинали. В связи с этими задачами впервые для региона рассмотрены соотношения главных проявлений рифейского магматизма с цикличностью осадконакопления.

Остановимся на содержании некоторых терминов. Циклы включают явления, процессы, развитие которых происходит направленно и связано общими закономерностями. Циклома (сокр. от «циклозома») — комплекс пород, соответствующий циклу [Вассоевич, 1975]. Понятие «ритм» есть повторение сходных явлений через соизмеримые промежутки. Многократная повторяемость одномасштабных циклов — частный случай ритмичности. Стадии — последовательно сменяющиеся обстановки (состояния) развития явления, процесса. Выделение ряда стадий развития подчеркивает его направленность. Рассмотренным терминам в разрезах пород могут соответствовать одни и те же цикломы; однако понятие «циклическое развитие» является наиболее полным, диалектически объединяет два других — ритмичность (повторяемость) и стадийность (направленность) — две стороны единого процесса полициклического развития.

Термин «формация» (осадочная, магматическая) употребляется в понимании Н. С. Шатского, а также Н. П. Хераскова [1976] и Ю. А. Кузнецова [1964]. Главнейшим признаком большинства формаций является их состав, хотя в некоторых случаях решающее значение приобретает строение разреза (флишевая формация). Определенными наборами пород характеризуются также литостратиграфические подразделения — свиты, серии — местной шкалы и магматические комплексы позднего докембрия Енисейского кряжа. Не случайно поэтому, что выделенные ниже формации, как правило, совпадают с ними. Конкретным цикломам ранга циклокомплексов [Вассоевич, 1978] соответствуют конкретные формационные комплексы — совокупности смежных по возрасту и территории распространения формаций. В разных структурных зонах один и тот же цикл

может иметь неодинаковое вещественное содержание и объединять таким образом несколько разновозрастных формационных комплексов (циклом).

В горсте Енисейского кряжа рифейские породы слагают восточный миогеосинклинальный, центральный поднятый и западный ортогеосинклинальный блоки<sup>1</sup> (рис. 1) с Ишимбинским и Енисейским тектоническими швами. Татарский шов с приразломным Ангаро-Тисским прогибом разделяет центральный блок на Центральное и Приенисейское поднятия.

Весьма полный амагматичный разрез рифея миогеосинклинальной зоны обнажен в Ангаро-Питском прогибе и на прилегающих к нему поднятиях (рис. 2, колонка 1). На поднятиях базальные горизонты пород сухопитской серии мощностью 300—400 м сложены аркозовыми песчаниками и конгломератами с пачками кварцитов, известняков, алевросланцев. Граница их и подстилающих мраморов тейской серии маркируется резкими литологическими изменениями и местными размывами. Выше в разрезе самого прогиба преобладают (снизу): однообразные слюдястые метапелиты и метаалевролиты сухопитской серии, фациально разнообразные метаглинисто-терригенные и карбонатные породы тунгусской серии, мелководные обломочные и карбонатные отложения осланской серии. Вся рифейская осадочная толща миогеосинклинали соответствует сложному, но единому трансгрессивно-регрессивному мегациклу мощностью около 10 км.

Рифейская мегацикла распадается на ряд более простых подобных циклом второго и третьего порядков (см. рис. 2). Границы их подчеркнуты местными размывами и горизонтами обломочных пород. Выше залегают сланцы и алевролиты. В нижнесухопитской цикломе они образуют мощную толщу (2,5—3 км) однообразных слюдястых метапелитов и аркозовых олигомиктовых алевролитов верхней половины кординской, горбилоской и удерейской свит. Аналогичная толща темных сланцев, но меньшей мощности (0,4—0,6 км) находится в низах верхнесухопитской цикломы. Среди этих отложений в нижнесухопитской цикломе залегают пачки флишoidalного переслаивания сланцев, алевролитов, реже песчаников. Еще шире флишoidalды развиты в погорюйской свите верхнесухопитской цикломы, где они образуют самостоятельную толщу (0,9—1,2 км), залегающую выше упомянутых метапелитов. Нижнесухопитская циклома венчается маломощной (~100 м), но выдержанной по площади пачкой глинистых известняков с прослоями косослоистых песчаников и со следами размывов. Верхнесухопитская циклома также заканчивается маркирующей толщей мелководных глинистых известняков, пестрых аргиллитов, доломитов сосновской свиты (или свит карточки и альдынской) мощностью 0,4—0,8 км.

Рассмотренные цикломы третьего порядка сложены близкими наборами пород — пачками метапелитов и алевросланцев, ритмичнослоистых флишoidalдов, известняков и доломитов. Однако количественные соотношения различны: метапелиты и алевролиты резко преобладают в нижне-

<sup>1</sup> Распределение упоминаемых в статье структурных, осадочных и магматических подразделений на территории кряжа и их более подробные характеристики см.: Е. С. Постельников [1980]. Возраст и последовательность серий и свит показаны на рис. 2.

сухопитской цикломе, а флишоиды и карбонатные отложения образуют самостоятельные толщи в нижней и верхней частях верхнесухопитской цикломы. Эти характерные ассоциации пород выделены мною в качестве отдельных формаций — нижнесухопитской аспидной, погорюйской ритмичнослоистой и сосновской карбонатных пород со строматолитами (карбостромовой, по Б. М. Келлеру). По общим характеристикам они близки к соответствующим формационным типам, в частности к выделенным для позднего докембрия [Келлер, 1973; Материалы..., 1961]. В совокупности аспидная, ритмичнослоистая и карбостромовая формации образуют единый формационный ряд — сухопитскую циклому второго порядка.

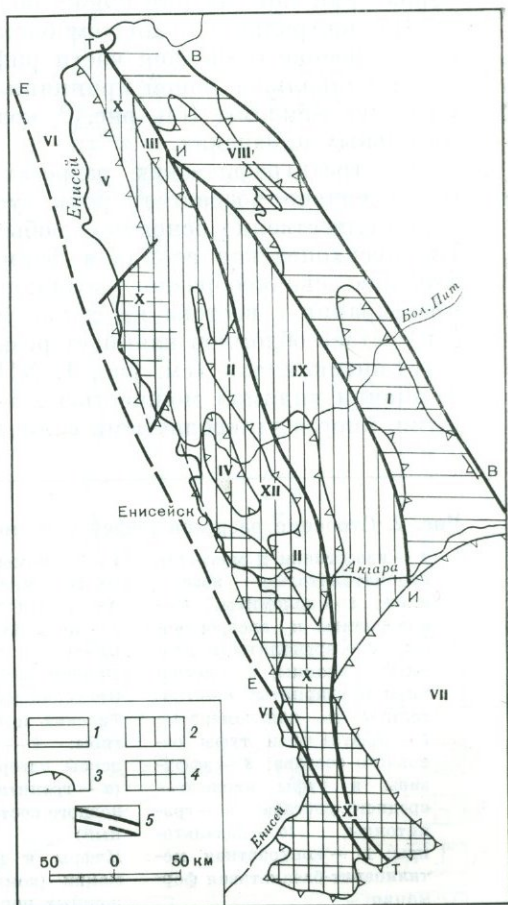
Другие члены разреза сухопитской серии — верхнеудерейская терригенно-карбонатная пачка, темные алевросланцы в низах погорюйской свиты и т. д. — из-за малой мощности самостоятельных формаций не образуют. В пределах выделенных формаций они занимают краевое положение, как бы являясь представителями смежных формационных подразделений (переходные, или краевые, члены формаций по Н. П. Хераскову).

Отложения тунгусикской серии согласно, на поднятиях с разрывом, залегают на породах сосновской формации. Они включают три цикломы третьего порядка (см. рис. 2). В каждой из них преобладают (снизу вверх) метapelиты (свиты красногорская, шунтарская, низы дадыктинской) и карбонатные или терригенно-карбонатные породы карбостромового типа (свиты джурская, Серого ключа, верхи киргитейской цикломы). Строение циклом усложнено вследствие палеоструктурной расчлененности территории. Их нижние подразделения имеют максимальную мощность в конседиментационных прогибах, а верхние — на поднятиях, частично

Рис. 1. Главные элементы современной структуры Енисейского крыжа

1 — многогеосинклиналь; 2 — поднятия; 3 — прогибы и их контуры; 4 — выступы архейско-нижнепротерозойских пород; 5 — тектонические швы

Прогибы: I — Ангаро-Питский, II — Ангаро-Тисский, III — Верхневороговский, IV — Орловский, V — Исаковский, VI — Енисейский, VII — Тасеевская впадина, VIII — впадины Тейско-Чапского района. Поднятия центрального блока: IX — Центральное, X — Приенисейское, XI — Южно-Енисейская глыба, XII — Сухопитское. Разломы: И—И — Ишимбинский, Т—Т — Татарский, Е—Е — Енисейский, В—В — Восточный



замещая друг друга по простиранию. Это скорее формационные, а не стратиграфические единицы.

Тунгусикская серия в целом — также сложная циклома второго порядка. Ее нижний и верхний члены (потоскуйская и в особенности киргитская подсерии) сложены мелководными, часто пестроцветными отложениями, а в средней части преобладают относительно глубоководные черные сланцы и глинистые известняки шунтарской свиты.

На породах тунгусикской цикломы в Ангаро-Питском прогибе и в ограничивающей его с запада Ишимбинской шовной зоне с незначительным размывом залегают отложения ослянской серии и обломочные пестроцветы тасеевской серии. В совокупности эти накопления образуют циклому второго порядка (3—4 км), указанную на рис. 2 как позднерифейская. В ее разрезе также выделяются ослянская и тасеевская цикломы третьего порядка, сложенные молассовыми, карбостромовыми и флишевыми формациями (орогенная стадия развития [Постельников, 1973]). В других орогенных прогибах (Тейско-Чапском — чингасанская и чапская серии, Вороговском — вороговская серия) позднерифейский цикл имеет существенно иное выражение, хотя его временной объем на всей территории Енисейского кряжа почти не изменяется.

На центральном поднятом блоке горста Енисейского кряжа циклическое строение осадочной части рифейского разреза по сравнению с миогеосинклинальной зоной принципиально не изменяется: в нем выделяются те же цикломы (см. рис. 2, колонки 1—3). Остановимся на их отличительных признаках.

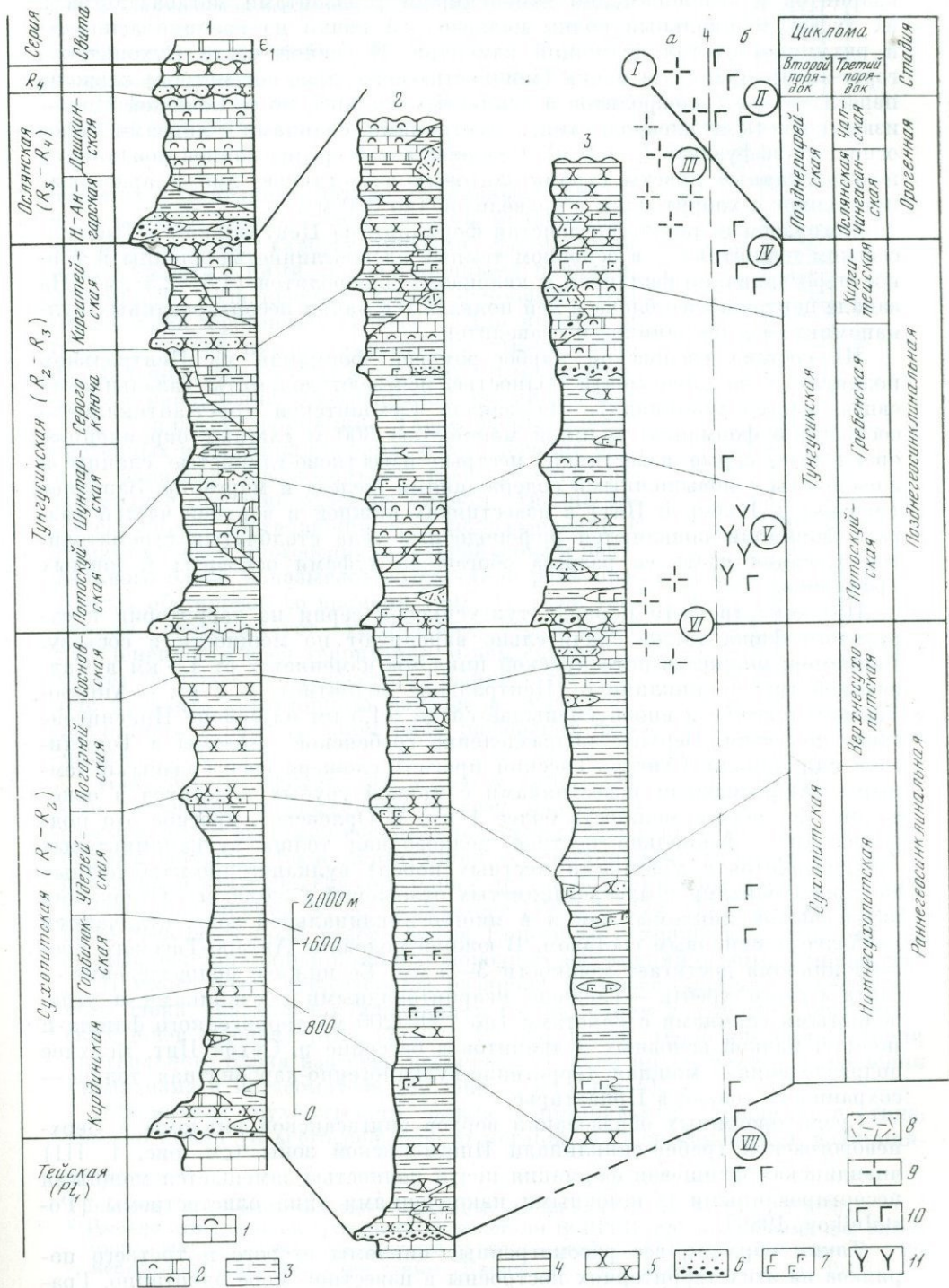
В стратиграфических разрезах сухопитской цикломы центрального блока сильно возрастает роль туфов и эффузивов различного состава (преимущественно основных), обычно превращенных в зеленые сланцы. Нижнесухопитская аспидная формация в Ишимбинской шовной зоне и западнее скачкообразно увеличивается в мощности до 5 км. Вкрест простиранья с востока на запад уменьшается аркозность ее кластитов, и в составе обломков начинает резко преобладать кварц. На Сухопитской горст-антиклинали (см. рис. 1, XII) разрез верхней половины аспидной формации видимой мощностью 2,5—3 км сложен кварц-серицит-хлоритовыми, иногда углеродистыми сланцами с тонкими прослоями алевролитов,

Рис. 2. Строение разрезов рифейского мегацикла на территории Енисейского кряжа

1 — известняки и мраморы, строматолитовые известняки; 2 — доломиты; 3 — алевролиты и алевросланцы; 4 — аргиллиты и глинистые сланцы; 5 — песчаники и кварциты; 6 — гравелиты и конгломераты; 7 — эффузивы и туфы основного состава; 8 — эффузивы и туфы кислого — среднего состава; 9 — гранитоиды; 10 — базальтоиды; 11 — контрастная металипарит-базальтовая формация

1—3 — номера колонок: 1 — миогеосинклинальная зона, Ангаро-Питский прогиб; 2, 3 — центральный блок; 2 — Центральное поднятие, 3 — Приенисейское поднятие, Ишимбинская зона, Ангаро-Тисский и Орловский прогибы; 4 — главные комплексы изверженных пород (*a* — гранитоидные, *b* — основного состава и контрастный)  
Цифры в кружках — формации (комплексы) изверженных пород: I — гранит-

лейкогранитовая (глушинский, согренский и др.), гранит-граносиенитовая (нойбинский, климовский и др.); II — трахибазальтовая (ведугинский и др.); III — гранитных батолитов (татарский); IV — габбро-диабазовая (токминский и др.); V — контрастная липаритобазальтовая; VI — тейский (посоленский) гнейсогранитовый; VII — метагаббро-диабазовая (индиглинский)



кварцитов и зеленокаменно измененными горизонтами метабазальтов и их туфов. Фациальный облик мелководной пачки на границе аспидной и ритмичнослоистой формаций изменчив. В южной части Сухопитской горст-антиклинали эта пачка (мощностью несколько сот метров) сложена переслаиванием алевролитов и глинистых сланцев, по р. Большой Пит — известковистыми алевролитами, известняками, сланцами с линзами туфов основных эффузивов (~150 м). Севернее в ней среди сланцев появляются невыдержанные пласты строматолитовых известняков, линзы аркозовых песчаников с хлоритондом и гравелитов (до 300 м).

Погорюйская ритмичнослоистая формация на Центральном и Приенисейском поднятиях — в основном темные алевроглинистые сланцы и тонкое переслаивание филлитов и кварцевых алевролитов (1,5—2,5 км). На западе центрального блока в ней появляются пачки несортированных вулканомиктовых песчаников и гравелитов.

Из состава сосновской карбостромовой формации на Центральном поднятии и западнее почти полностью исчезают доломиты (аладынская свита миогеосинклинали). На западе Сухопитской горст-антиклинали сосновскую формацию видимой мощностью 300 м слагают окремненные оранжевые, серые известняки, пестрые известково-глинистые сланцы и алевролиты с повышенными содержаниями железа и марганца. Западнее (низовье р. Большой Пит) в известняках нижней и верхней частей разреза формации появляются рифоподобные тела столчатых строматолитов. Средняя часть ее разреза обогащена туфами основных и кислых эффузивов.

Цикломы третьего порядка тунгусикской серии на территории центрального блока также значительно варьируют по мощности и составу. Например, мощность потоскуйской цикломы изменяется от 1,6 км в Кадринской грабен-синклинали (Центральное поднятие) до 3 км в Ангаро-Тисском прогибе и вновь уменьшается до ~1,5 км на склоне Приенисейского поднятия. Верхнее подразделение гребенской цикломы в Токминской синклинали (Ангаро-Тисский прогиб) сложено своеобразными темными углеродистыми известняками с пачкой грубых кластитов в основании. Его общая мощность более 1 км. В Орловском прогибе это подразделение — фациально пестрая мелководная толща вулканомиктовых (до гравелитов с обломками местных пород) вулканогенно-карбонатных со строматолитами и алевроглинистых отложений ( $\geq 1000$  м). Отложения киргитейской цикломы, как и в миогеосинклинальной зоне, отличаются наиболее изменчивым составом. В южной половине Ангаро-Тисского прогиба циклома достигает мощности 3—4 км. Ее нижнее подразделение — свита Сухого хребта — сложено кварцитовидными песчаниками и углеродистыми сланцами с пакетами (по 100—200 м) терригенного флиша и мощной пачкой основных вулканитов в бассейне р. Сухой Пит. Верхнее подразделение — мощная терригенно-вулканогенно-карбонатная толща — сохранилось только в Приангарье.

Среди орогенных образований верхов чингасанской цикломы в Верхневороговской грабен-синклинали Ишимбинской зоны (см. рис. 1, III) чивидинская флишевая формация почти полностью замещается мощными несортированными обломочными накоплениями типа олистостромы [Ростельников, 1980].

Таким образом, все рассмотренные цикломы второго и третьего порядков на этих территориях построены в известной мере однотипно. Гра-

Рис. 3. Соотношения осадочных формаций геосинклинального (1) и орогенного (2) классов в разрезах рифея миогеосинклинали и центрального блока Енисейского края

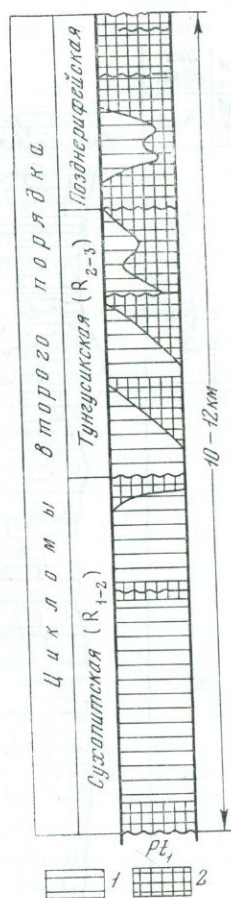
1 — формации аспидная, флишевая, ритмичнослоистая и сходные образования; 2 — формации молассовая, карбостромовая и сходные образования

ницы их, как правило, четкие. Базальные горизонты и верхние части циклом сложены мелководными молассовыми, карбостромовыми формациями или сходными с ними, но маломощными пакками, играющими роль краевых членов формаций. Это образования орогенного класса<sup>1</sup>. Для нижних и средних частей циклом характерны относительно фациально выдержанные метапелиты и мелкообломочные накопления типа аспидной, ритмичнослоистой, флишевой формаций. Такое распределение орогенных и геосинклинальных подразделений разных порядков обуславливает трансгрессивно-регрессивное строение разрезов циклом. Анализ количественных соотношений этих подразделений в разрезах рифея миогеосинклинальной зоны и центрального блока показывает возрастание роли орогенных обстановок во времени (рис. 3). Этой тенденции соответствует увеличение структурной расчлененности всей территории, о чем свидетельствует все большее разнообразие фаций и увеличение процента автохтонного материала за счет аллохтонного в вертикальном ряду рифейских формаций.

Как уже отмечалось, эти и другие направленные изменения в рифейском разрезе позволяют рассматривать весь миогеосинклинальный рифей в качестве мегацикломы первого порядка. Число образующих эту мегациклому типовых формаций невелико, и они тесно связаны одна с другой через краевые члены. Поэтому справедливо мнение М. А. Семихатова [1962, с. 177—178], рассматривающего весь осадочный разрез рифея Енисейского края как сложный, но единый формационный комплекс породных ассоциаций огромной мощности.

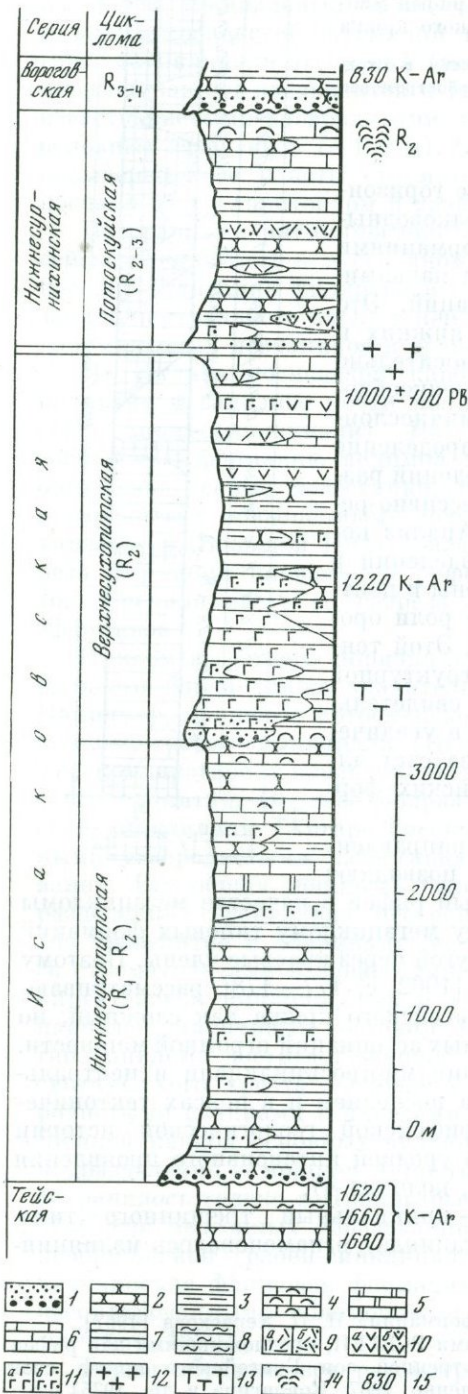
Намного более существенны различия миогеосинклинали и центрального блока, связанные с появлением на последнем и в поясах тектонических швов изверженных пород<sup>2</sup>. В рифейской геологической истории центрального блока известно несколько уровней интенсивного проявления магматизма и метасоматоза (см. рис. 2, колонка 4).

Магматизм сухопитского цикла — инициальный трещинного типа. Начало цикла (и всего рифейского мегацикла) ознаменовалось излияния-



<sup>1</sup> Включая «геоантиклинальные орогенные формации» Н. П. Хераскова [1967].

<sup>2</sup> Именно эти различия подчеркнуты геологами ВСЕГЕИ, предложившими для рифея миогеосинклинальной, центральной и внутренней зон Енисейского края свои местные стратиграфические схемы [Кириченко, 1967; Ковригина и др., 1975].



ми щелочных толеитовых базальтоидов и внедрением даек габбро-диабазов индиглинского комплекса. Метавулканиты основного состава встречаются среди сланцев сухопитского циклома на нескольких стратиграфических уровнях (метабазальтовая формация [Корнев и др., 1974]). Гранитоиды сухопитского цикла на Енисейском кряже неизвестны.

Становление первых рифейских гранитоидов — гранито-гнейсов тейского (посольненского) комплекса относится к концу сухопитского — началу тунгусикского циклов. Тейские гранито-гнейсы сформировались в результате интенсивного калиевого метасоматоза (микроклинизации) преимущественно дорифейских сиалических образований на Южно-Енисейской глыбе и в древних выступах Приенсейского поднятия и в меньшей степени Центрального поднятия [Белянкина, 1969].

Среди дайковых серий и вулканитов тунгусикского цикла преобладают породы основного состава — диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты, спилиты и их туфы, приуроченные к сланцевым толщам прогибов (Ангаро-Тисского и др.). В бортах прогибов и на поднятиях чаще всего в верхних подразделениях циклом третьего порядка наблюдаются кислые и средние вулканиты, латерально замещающие основные разности (контрастная липарит-базальто-

Рис. 4. Сводный разрез рифея Исаковского прогиба Енисейского кряжа

1 — конгломераты и гравелиты, туфоконгломераты; 2 — песчаники и кварциты, туфопесчаники; 3 — метаалевролиты, туфоалевролиты; 4 — известняки, строматолитовые известняки; 5 — доломиты; 6 — мраморы; 7 — глинистые сланцы, туфосланцы; 8 — слюдяные сланцы; 9 — кислые эффузивы: а — лавы, б — туфы; 10 — метаандезиты: а — лавы, б — туфы; 11 — метабазальты: а — лавы, б — туфы; 12 — габбро-плагииграниты; 13 — габбро-диабазы; 14 — строматолиты *Vaicalia* sp. (джурский уровень); 15 — абсолютный возраст пород, млн. лет

вая формация потоскуйской цикломы, последовательно дифференцированная лпарит-андезит-базальтовая формация гребенской и киргитейской циклом [Корнев и др., 1974]).

Тунгусикский цикл завершился становлением массивов микроклиновых гранитов батолитовой формации (татарский комплекс), наиболее широко распространенных среди гранитов Енисейского кряжа. Самые крупные массивы — Чиримбинский, Каламинский, Аяхтинский, Гурахтинский, Татарский — расположены вдоль свода Центрального поднятия.

Позднерифейские изверженные формации — гранит-лейкогранитовая, гранит-граносиенитовая, трахибазальтовая — являются типично орогенными.

Из приведенного краткого анализа возрастной приуроченности изверженных формаций Центрального и Приенисейского поднятий и приразломных прогибов следует, что они в главных своих проявлениях также подчиняются крупной цикличности (см. рис. 2). Наиболее интенсивное формирование гранитоидов совпадает с периодами воздыманий у границ циклов второго порядка. Глубинный базальтоидный магматизм в главных проявлениях следует за гранитоидным. Он тяготеет к сланцевым толщам нижних—средних частей циклом. Эти закономерности осложнены пространственной связью разных типов изверженных пород с определенными тектоническими подразделениями. Так, гранито-гнейсы тейского комплекса генетически связаны с дорифейскими сиалическими выступами, размещение батолитов татарского комплекса подчинено тектоническому плану рифейской геосинклинали, а мелкие тела позднерифейских гранитоидов приурочены к секущим геосинклинальным структурам разломов орогенного глыбово-сводного поднятия. Максимальные проявления базальтоидов связаны с обстановками опусканий и растяжения в рифтовых приразломных прогибах.

Строение и состав разрезов обнаженного участка внутренней зоны рифейской геосинклинали — Исаковского прогиба (см. рис. 1, V) своеобразны<sup>1</sup>. Позднедокембрийские образования Исаковского прогиба подразделяются на три серии (снизу вверх, рис. 4) — исаковскую, нижнесурнихинскую и воровговскую. Принадлежность последней к позднерифейским орогенным образованиям несомненна. Определение возраста исаковской и нижнесурнихинской серий вызывает затруднения. Литологические критерии, применявшиеся при сопоставлениях подразделений местной стратиграфической шкалы мнгогеосинклинали и центрального блока кряжа, оказываются здесь явно недостаточными, а метод прямого прослеживания свит и серий затруднен тектоническими соотношениями почти всех подразделений рифейского разреза Исаковского прогиба. Палеонтологически и радиологически они слабо охарактеризованы. Не случайно разные исследователи определяют возраст геосинклинального разреза Исаковского прогиба по-разному. Так, исаковская серия сопоставляется с частями тейской [Ковригина и др., 1975], тунгусикской [Семихатов, 1962; Корнев и др., 1974; и др.], сухопитской (ряд геологов Красноярского ГУ) серий региональной стратиграфической шкалы. Ав-

<sup>1</sup> Это, по-видимому, связано с существенно иным (более меланократовым) характером архейско-нижнепротерозойского фундамента всего Енисейского прогиба по сравнению с фундаментом рифейд остальной части Енисейского кряжа [Постельников, 1980].

тор сделал попытку решить этот вопрос на основе циклического анализа с привлечением всех известных материалов.

Породы исаковской серии претерпели региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Сводный разрез серии для северной половины Исаковского прогиба составлен Л. К. Качевским (Красноярское ГУ, 1977 г.). Приведем этот разрез (снизу вверх).

	Мощность, м
1. Мощная толща темных кварц-серицитовых углеродистых сланцев с горизонтами кварцитов, сидеритсодержащих карбонатных пород, метадиабазов. Нижние 300–400 м разреза толщи обогащены грубо-кlastическим материалом. В кровле толщи выделяется пачка измененных туфов и эффузивов основного состава . . . . .	1500–2000
2. Чередование пачек карбонатных кварц-серицитовых, кварц-хлорит-серицитовых сланцев, карбонатных кварцевых метапесчаников, мраморов, реже — измененных туфов и эффузивов основного состава. В верхах толщи — карбонатные конгломераты . . . . .	1500
3. Рассланцованные зелено-серые метадиабазы (80%) и измененные туфы основного состава. Редкие прослои филлитов . . . . .	500–1000
4. Чередование пачек темно-зеленых амфиболитов и серых гранат-биотит-мусковит-кварцевых сланцев. Прослои мраморов. В верхах — измененные лавы и туфы основного состава . . . . .	400–1300

Несколько отличный разрез исаковской серии приводят Е. К. Ковригина, Н. С. Подгорная и др. (ВСЕГЕИ, 1974 г.) для южной половины Вороговского прогиба. В обнажениях по рекам Исаковке, Летней, Верхней Сурнихе исаковская серия подразделена ими на три свиты (снизу).

	Мощность, м
1. Летнинская свита. Основание не вскрыто. Разрез начинается микрокристаллическими хлоритовыми сланцами с прослоями кварцитов и метаморфизованных аркозовых песчаников. Видимая мощность — до первых сотен метров. Основная часть разреза сложена переслаиванием пачек (десятки метров) серых, иногда брекчневидных известняков и доломитов, в верхней части свиты строматолитовых. Редкие прослои карбонатных метапесчаников, кристаллических сланцев, кварцитов . . . . .	До 800 (видимая)
2. Торжихинская свита. Залегает на летнинской «с признаками размыва», а местами несогласно перекрывает более древние породы. Свита сложена известковистыми метапесчаниками — металавролитами, биотитовыми, хлорит-биотитовыми микрокристаллическими сланцами с подчиненными горизонтами основных метаэффузивов и аркозовых метапесчаников. В низах разреза указываются конгломераты с обломками кристаллических известняков, доломитов, кварца, кварцитов, гнейсов . . . . .	1000
3. Фомкинская свита. Переслаивание пачек хлоритовых и карбонатно-слюдистых сланцев, известняков, кварцитов, метаморфизованных вулканитов типа спилитов и их туфов . . . . .	≥1500

Главное отличие приведенных разрезов — наличие в низах второго из них карбонатной летнинской свиты. Ее стратиграфическое положение спорно. Е. А. Долгинов [1966] отнес эти карбонатные породы к сосновской свите, отделив от вышележащих толщ размывом. Р. Б. Карпинский в 1975 г. поместил их в верхах геосинклинального разреза р. Исаковки. Я исключаю летнинскую свиту из состава исаковской серии (см. ниже).

Эффузивные породы исаковской серии наиболее распространены в

верхней части ее разреза. Они образуют полосу шириной 4—8 км, длиной 120—130 км от р. Верхней Сурнихи на юге до широтной петли Енисея на севере. Эта полоса обычно трактуется как зона раздвига. Она сложена переслаиванием эффузивов и туфов базальтоидов с филлитами (особенно в северной трети). Среди эффузивов многочисленны параллельные дайки и силлы диабазовых порфиритов, метагабброидов (р. Нижняя Сурниха) мощностью от 1 до 100 м и более. На значительных участках изверженные породы полностью превалируют в разрезе полосы. А. Г. Миронов и А. Д. Ножкин [1978, с. 66—68 и др.] объединяют изверженные породы исаковской серии в метабазальтовую ассоциацию вулканитов — производных недифференцированных лав толеит-базальтового состава с отчетливым известково-щелочным уклоном.

Отложения нижнесурнихинской серии распространены в пределах суомеридиональной синклинали с структуры, расширяющейся и погружающейся в южном направлении. Лучший из разрезов серии обнажен в низовьях р. Нижней Сурнихи. Нижняя часть разреза нижнесурнихинской серии сложена вулканомиктовыми конгломерато-брекчиями, гравелитами, песчаниками с прослоями туфов, туффитов, кислых лав. Выше залегают темно-серые филлитизированные сланцы с пиритом, туфопесчаники с линзами кварцевых порфиров, туфы и лавы андезитовых и базальтовых порфиритов. Верхняя половина нижнесурнихинской серии сложена переслаиванием серых и пестрых известняков и глинистых сланцев с редкими прослоями кварцитовидных песчаников. Вверх роль известняков постепенно нарастает. Разрез завершается пачкой пестроцветных брекчиевидных доломитов со строматолитами и онколитами. Часты прослои зеленых и красных карбонатно-слюдистых сланцев, кварцитовидных песчаников.

Общая мощность нижнесурнихинской серии 2—2,5 км.

Вулканиты нижнесурнихинской серии объединены в металипарит-андезито-базальтовую ассоциацию [Миронов, Ножкин, 1978, с. 68—72].

Отметим, что стратиграфия самих познедокембрийских серий Исаковского прогиба нуждается в разработке. Торжихинская и фомкинская свиты исаковской серии в совокупности с ультрабазитами сурнихинского комплекса образуют офиолитовую ассоциацию пород. Известно, что для офиолитовых ассоциаций вообще типично аллохтонное залегание [Пейве и др., 1980]. В этой связи интересны описания контактов исаковской серии с подстилающими породами, сделанные мною в бассейнах рек Исаковки и Верхней Сурнихи в 1973—1974 гг. Были исследованы соотношения пород исаковской серии с мраморами и гнейсами тейской серии (р. Исаковка сразу ниже устья р. Торжихи) и с доломитами летнинской свиты (р. Исаковка в 10 км выше устья р. Летней; р. Летняя в 4,5 км выше устья; низовья р. Верхней Сурнихи). На всех перечисленных участках эти контакты тектонические. Плоскости контактов обычно покрыты осыпями или задернованы. Лишь в двух обнажениях по р. Верхней Сурнихе удалось наблюдать надвигание исаковских сланцев на доломиты под углом ~50°. Сланцы исаковской серии вблизи контактов пloyчато перемяты, нередко перетерты, прокварцеваны. Они содержат развальцеванные, часто оглаженные куски карбонатных пород и кварца размером от 1—2 до 10—20 см. Эти образования тектонического происхождения раньше ошибочно принимались за базальные конгломераты. Доломиты летнинской толщи у контактов передроблены, осветлены, теряют слоистое сло-

жение. Конечно, указанные наблюдения недостаточны для вывода об аллохтонном залегании, но они позволяют ставить этот вопрос. Не исключены послеисаковский возраст летнинской свиты и сопоставление ее с карбонатными пачками нижнесурнихинской серии. Об этом свидетельствуют строматолиты джурского уровня, обнаруженные мною в доломитах летнинской свиты по р. Исаковке (определение И. Н. Крылова).

Из приведенных описаний ясна сложность выявления стратиграфической принадлежности исаковской и нижнесурнихинской серий. Общий характер разреза исаковской серии — преобладание темных сланцев, базальтоидный вулканизм подтверждают правильность отнесения ее к образованиям раннегеосинклинальной стадии. На границе исаковского — нижнесурнихинского циклов в восточном борту Исаковского прогиба появляются мелкие массивы габбро-плагиогранитной формации (Усть-Порожнинский, возможно, частично Кийский [Белов, 1968, рис. 4—12]). К внутренней части прогиба они латерально сменяются габбро-диабазами, а на Приенисейском поднятии — гранито-гнейсами.

Большое фациальное разнообразие осадочных и изверженных пород нижнесурнихинской серии позволяет условно отнести ее к позднегеосинклинальной стадии. Это же подтверждает и некоторое сходство нижнесурнихинской металипарит-андезито-базальтовой ассоциации вулканитов с андезито-базальтовой формацией современных островных дуг. Из пустых доломитов в верхах разреза серии по р. Нижней Сурнихе определены строматолиты *Inzeria tjomuse* Kryl. (низы R<sub>3</sub> уральского разреза [Карпинский, Шенфиль, 1978]).

Проведенный циклический анализ позволяет уточнить эти выводы. По-видимому, нижняя из циклов исаковской серии (см. рис. 4) соответствует нижнесухопитской цикломе миеогеосинклинали, верхняя — верхнесухопитской цикломе, а нижнесурнихинская может быть сопоставлена с потоскуйской цикломой.

**Заключение.** Какого порядка циклы называть полными геосинклинальными? Какие из них соответствуют стадиям геосинклинального развития? Решающими для ответа на эти вопросы являются структурные и формационные критерии, разработанные и апробированные на больших территориях при мелкомасштабном тектоническом районировании [Тектоника Евразии, 1966; Пейве и др., 1976; Тектоника Северной Евразии, 1980; и др.]. Рассмотрим в этом аспекте прежде всего циклы второго порядка.

Две трети объема сухопитской цикломы сложены породами нижнесухопитской аспидной формации, типичной для ранних стадий развития ряда рифейских и более поздних геосинклиналей [Келлер, 1973; Хаин, 1973; и др.]. Тесно связанные с отложениями аспидной формации флишшиды погорюйской ритмичнослойной формации фиксируют самое начало расчленения обширного раннерифейского прогиба. Это расчленение было еще весьма незначительным, о чем свидетельствует фациальная выдержанность и преимущественно олигомиктовый состав обломков в отложениях ритмичнослойной и сосновской карбостромовой формаций. Вулканизм сухопитской цикломы также инициальный (базальтоидный).

Формирование тейских гранито-гнейсов не привело к завершению геосинклинального режима. Выделившая «гранито-гнейсовую формацию» на западе Центрального Казахстана Т. Г. Павлова справедливо подчеркнула ее тесную связь с геосинклинальным этапом, назвав гранито-гнейсы «формацией геоантиклиналей... в пределах геосинклинальных систем»

[Павлова, 1964, с. 829]. Избирательный характер тейской гранитизации увеличил латеральную неоднородность земной коры региона.

Значительное структурное и фациальное разнообразие обстановок тунгусикского цикла было прежде всего обусловлено интенсивным формированием Восточного, Ангаро-Тисского и других приразломных прогибов-раздвигов рифтового типа. Характерные признаки этого цикла — появление контрастной серии вулканитов и излияния андезитов на западе — являются признаками позднегеосинклиналиной стадии.

Становление гранитов батолитовой формации в конце цикла ( $850 \pm 50$  млн. лет тому назад) совпало с инверсией рифейского прогиба кряжа. Выше залегают мелководные и континентальные молассовая, олистостромовая и флишевая, карбостромовая формации, сопровождавшиеся типично орогенным магматизмом (см. рис. 2, колонка 4). Однородные карбонатные толщи верхов юдомя — нижнего кембрия относятся к отложениям платформенного чехла.

Одним из важных признаков завершения геосинклиналиного режима является региональное структурное несогласие в кровле геосинклиналиного комплекса. Именно такое несогласие в масштабе всего кряжа отмечается на границе тунгусикской и ослянской (чингасанской и др.) циклом. Выше этой границы изменяется общий стиль тектонических структур: осадконакопление происходит на фоне общего воздымания в отдельных краевых и межгорных впадинах. Второй крупный перерыв в рифейском разрезе Енисейского кряжа связан с границей сухопитской и тунгусикской циклом. Однако он менее значителен: базальные тунгусикские горизонты почти повсеместно залегают только на породах сосновской свиты; между цикломами известны также постепенные переходы.

Структурная эволюция на протяжении рифейского мегацикла заключалась в смене преобладающего прогибания (сухопитский цикл) этапом тектонической дифференциации (тунгусикский цикл) и восходящими движениями в конце рифея. Сходная последовательность обычна и для геосинклиналией фанерозоя.

Как показано выше, направленное развитие рифейского мегацикла — его стадийность — сочетается с полиритмичной повторяемостью подобных циклов разного порядка. Поэтому для установления стадий необходим весь комплекс их формационных и структурных признаков, а также яркое, широкое проявление каждого из них. Учитывая все сказанное, следует рассматривать сухопитский цикл как раннегеосинклиналиную, а тунгусикский — как позднегеосинклиналиную стадию рифейского мегацикла. Смена геосинклиналиного режима орогенным устанавливается по комплексам-показателям окончательного становления континентальной земной коры: структурной перестройке, широкой калиевой гранитизации, началу регионального накопления молассовой и других орогенных формаций [Шейве и др., 1976]. Именно эти условия характерны для границы тунгусикского и позднерифейского циклов. Орогенная стадия мегацикла соответствует позднерифейскому трансгрессивно-регрессивному циклу (ослянскому—тасеевскому, чингасанскому—чанскому и др.).

Таким образом, продолжительность позднедокембрийского геосинклиналиного (точнее, геосинклиналиного—орогенного) мегацикла на Енисейском кряже равна всему рифейскому времени.

Близкие выводы об идентичности стадий рифейской геосинклиналиной—орогенной истории Енисейского кряжа «самостоятельным, хотя и

не вполне завершенным циклам» впервые были сделаны сотрудниками Енисейской экспедиции МГУ [Хаин и др., 1967, с. 90]. Однако последующие попытки выделить самостоятельные геосинклинальные трехстадийные циклы меньшего масштаба (например, гренвилльский, байкальский [Волобуев и др., 1976]) вряд ли целесообразны.

Наряду с формациями-индикаторами определенных стадий рифейского геосинклинального процесса в разрезах рифея Енисейского кряжа на разных стратиграфических уровнях широко распространены сходные формационные подразделения. Например, мелководные обломочные пестроцветы орогенного типа многократно встречаются у границ циклом разных порядков (см. рис. 2, 3). На геосинклинальном этапе мощность этих обломочных горизонтов не превышает первых сотен метров; они распространены лишь на участках поднятий, а к смежным прогибам замещаются иными фациями. Лишь на орогенной стадии формация молассы приобрела региональное распространение, а мощность ее возросла до нескольких километров (немчанская свита и др.). Другой пример — флишевая и ритмичнослоистая формации. Ритмично построенные толщи и отдельные горизонты встречаются в разрезах всех рифейских циклом третьего порядка, главным образом в их средних частях. Однако максимальное распространение они имеют в предорогенной киргитейской цикломе [Воробьев, 1964; Забродин, Бевзенко, 1975; Постельников, 1980]<sup>1</sup>.

Отмеченные особенности вертикальных разрезов рифейского мегацикла обусловлены эволюцией земной коры Енисейского кряжа. В ходе этой эволюции выявляются два главных противоположных по направленности процесса — сиалеобразование и деструкция сиалической коры. Первая тенденция наиболее ярко фиксирована в регрессивных частях циклом отложениями типа молассы, карбостромовой формации и т. д. в сочетании с кислым коровым магматизмом и калиевым метасоматозом. Она соответствует периодам сжатия, поднятий и новообразования сиала. Второй процесс — деструкция сиалической коры — наиболее полно выражен в зонах рифтогенеза сухопитского, тунгусинского и, возможно, начала позднерифейского цикла. С этими зонами связано формирование офиолитовой ассоциации, черносланцевых, отчасти ритмичнослоистых толщ циклом с присущим этим подразделениям глубинным базальтоидным магматизмом. Сиалеобразующий и рифтовый процессы в рифейской геосинклинальной системе Енисейского кряжа были неразрывно взаимосвязаны, составляя сущность рифейского геосинклинального развития. Выше было показано, что соотношения их во времени имели циклический характер.

Направленность названных сложных процессов во времени заключалась в неравномерном увеличении роли как отдельных факторов становления континентальной коры (орогенных осадочных формаций, кислого магматизма, усложнения морфоструктуры региона и т. д.), так и сиалеобразующей тенденции в целом. Это привело к окончательному приращению территории Енисейского кряжа к континенту в самом конце рифея.

<sup>1</sup> Возможно, что сходная картина наблюдается в классических для флиша разрезах Альпийской складчатой области. В мезозое — кайнозое Альпийской области установлено по крайней мере десять возрастных уровней флишеобразования. Но максимальное распространение имеет верхнемеловой—олигоценый (предорогенный) флиш [Архипов, 1974].

Выделение циклом и формаций — естественных членов позднедокембрийских разрезов — позволяет конкретно, ассоциациями горных пород, характеризовать сложный возвратно-поступательный (спиралевидный) стиль развития земной коры рифейской эры.

## ЛИТЕРАТУРА

- Ануфриев А. А.* Особенности строения отложений сухопитского и тунгусинского комплексов рифея в Восточном Заангарье Енисейского кряжа (в связи с поисками полезных ископаемых): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГРИ, 1975. 16 с.
- Архинов И. В.* О месте и времени формирования флиша альпийской складчатой области.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 69, вып. 1, с. 125—134.
- Белов В. П.* Верхнепротерозойская (рифейская) габбро-плагиигранитная формация Енисейского кряжа.— Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 4, с. 926—929.
- Белянкина М. Н.* Связь гранитоидных формаций со складчатыми структурами в байкалидах Енисейского кряжа.— Геотектоника, 1969, № 3, с. 62—74.
- Вассоевич Н. Б.* О периодичности, ритмичности, цикличности, этапности и других связанных с этими явлениями понятиях и о соответствующей терминологии. Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1975. 12 с.
- Вассоевич Н. Б.* Об основных понятиях и терминах стартоциклономии.— В кн.: Циклические осадконакопления нефтегазовых бассейнов и закономерности размещения залежей. Новосибирск: Наука, 1978, с. 31—34.
- Волобуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И.* и др. Возраст фундамента геосинклинальных формаций гренвиллид Енисейского кряжа.— В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М.: Наука, 1976, с. 39—47.
- Воробьев И. В.* К вопросу о вендско-рифейских осадочных формациях Енисейского кряжа.— В кн.: Вопросы геологии Красноярского края. М.: Изд-во МГУ, 1964, с. 327—341.
- Вотах О. А.* Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М.: Наука, 1968. 138 с.
- Долгинов Е. А.* Рифейская история развития и основные черты тектонического строения Енисейского кряжа (Заангарская часть): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1966. 20 с.
- Забродин В. Ю., Бевзенко Е. А.* Верхнепротерозойский флиш Нижнего Приангарья.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1975, вып. 10, с. 17—24.
- Карпинский Р. Б., Шенфиль В. Ю.* Новые данные о возрасте рифейских толщ северо-западной части Енисейского кряжа.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР, 1978, с. 70—73.
- Келлер Б. М.* Тектоническая история и формации верхнего докембрия. М.: ВИНТИ, 1973. 120 с. (Итоги науки и тех. Сер. «Общая геология»; Т. 5).
- Кириченко Г. П.* Стратиграфия докембрия западной окраины Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л.: Недра, 1967, с. 3—48.
- Ковригина Е. К., Подгорная Н. С., Петров С. Г.* и др. История геологического развития Енисейского кряжа в докембрии и основные элементы его металлогении.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1975, т. 234, с. 87—93.
- Корнев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В.* Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М.: Недра, 1974. 132 с.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 385 с. Материалы по тектонической терминологии. Ч. 1. Крупные структуры земной коры и геологические формации.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1961, вып. 12. 456 с.
- Миронов А. Г., Ножкин А. Д.* Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж). Новосибирск: Наука, 1978. 254 с.
- Мусатов Д. И., Волобуев М. И.* Некоторые вопросы геологического развития Енисейского кряжа.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М.: Недра, 1964, с. 59—85.

- Павлова Т. Г.* О новом типе гранитной формации на примере западной части Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 4, с. 827–829.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6–23.
- Постельников Е. С.* Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). М.: Наука, 1973. 126 с.
- Постельников Е. С.* Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. М.: Наука, 1980. 78 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 341).
- Романова Г. Ю.* Седиментационные циклы в отложениях верхнего протерозоя юго-восточной оконечности Енисейского кряжа.— В кн.: Очерки по металлогении осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 187–195.
- Румянцева Э. Ф.* Средний рифей Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1975. 29 с.
- Семилатов М. А.* Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 242 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 68).
- Тектоника Евразии* (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии. М-б 1:5 000 000). М.: Наука, 1966. 487 с.
- Тектоника Северной Евразии* (Объяснительная записка к Тектонической карте Северной Евразии. М-б 1:5 000 000). М.: Наука, 1980. 221 с.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Хаин В. Е., Волобуев М. И., Воробьев И. В.* Основные этапы тектонического развития Енисейского кряжа в докембрии и раннем палеозое.— Вестн. МГУ. Геол., 1967, № 5, с. 70–93.
- Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Шарский Н. С.* Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 5–15 (МПК. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 8).
- Postelnikov E. S.* Late Precambrian Chividina tilloids of the Jenisei ridge, Middle Siberia (USSR).— In: Pre-Pleistocene tillits. Cambridge: Univ. Press, 1980, p. 345–350.

## К ВОПРОСУ О СТРОЕНИИ ФУНДАМЕНТА ПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР МОНГОЛИИ

Представления о чрезвычайной древности пород Центральной Азии появились среди геологов еще в конце XIX — начале XX в. после работ И. Д. Черского [1896] и Е. Зюсса [Suess, 1902], писавших о «древнем темени Азии». Однако вскоре Л. де Лонэ [Launay, 1911] противопоставил концепции «древнего темени Азии» гипотезу о последовательном обрастании складчатыми сооружениями протоплатформы Лены и Алдана. С тех пор различные исследователи неоднократно приводили доводы в пользу первой или второй концепции. Идею о «древнем темени» особенно поддерживал В. А. Обручев [1932], относивший к «древнему темени» Байкальскую горную область, Саянские хребты и значительную часть Северной Монголии. В противовес этому Н. С. Шатский показал, что «древнее темя Азии в понимании В. А. Обручева представляет образование неоднородное, включающее в свой состав весьма различные по возрасту и по генезису геотектонические районы» [Шатский, 1932, с. 508].

Наиболее полные сведения о составе докембрийских толщ Монголии были получены в 60-х годах в результате проведения геологической съемки масштаба 1 : 1 500 000, выполненной группой советских специалистов под руководством Н. А. Маринова. На основе этих работ докембрийские образования по составу и степени метаморфизма были расчленены на три комплекса — гнейсовый, карбонатный и зеленосланцевый, условно отнесенные к нижнему, среднему и верхнему протерозою. Дальнейшие исследования [Палей, Благодиров, 1974] показали, что докембрийские толщ Монголии в возрастном отношении охватывают не только нижний протерозой в современном понимании, но и большую часть рифея. Все эти докембрийские образования по традиции рассматривались [Зайцев и др., 1974] как фундамент палеозойских структур. Однако специальное изучение соотношений древних метаморфических толщ с венд-кембрийскими отложениями обнаружило зависимость этих соотношений от формационного состава раннепалеозойских структур; докембрийские гнейсовые толщ служат фундаментом только для мио- и миктогеосинклинальных отложений каледонского цикла, а с эвгеосинклинальными отложениями повсеместно наблюдаются тектонические (покровные) соотношения [Палей, 1979].

Особенности строения и формационного состава каледонских и герцинских структур Монголии позволили предположить, что палеозойские геосинклинальные прогибы закладывались в различных областях на коре разного типа. Это нашло отражение на «Тектонической карте МНР», составленной под редакцией академика А. Л. Яншина [Тектоническая карта..., 1978]. На этой карте геосинклинальные структуры в зависимости от типа коры подразделены на эпикокеанические и эпиконтинентальные. Тем самым поставлен вопрос о гетерогенности фундамента палеозойских структур. Комплексное изучение докембрийских образований, проведенное в последние годы коллективом Советско-Монгольской геологической

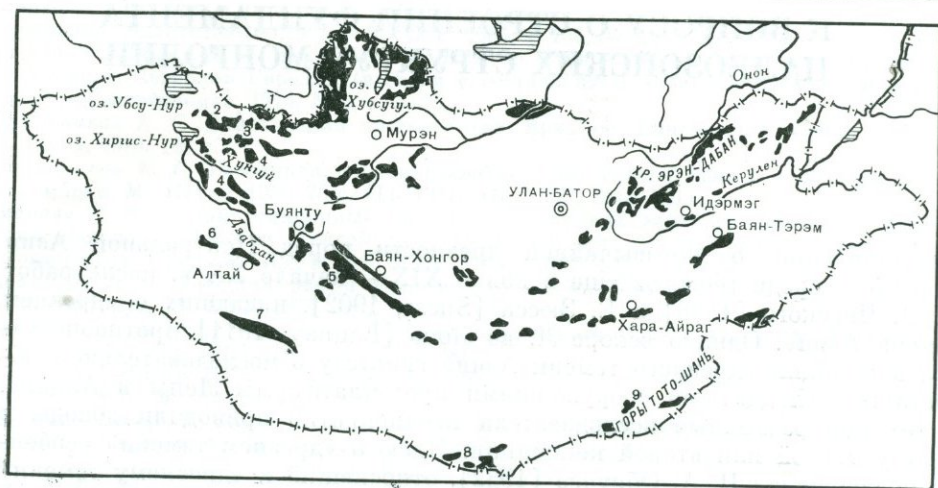


Схема размещения выходов докембрийских толщ Монголии

Цифрами обозначены упоминаемые в тексте районы: 1 — Сангилен, 2 — Хан-Ху- хей, 3 — Северо-Сонгин- ский, 4 — Сантмаргац и Дзабхан-Мандал, 5 — Бум- бугар, 6 — хр. Дариви, 7 — Цэл, 8 — Чаганульский, 9 — Уланульский

экспедиции под руководством А. Л. Яншина и Н. С. Зайцева, выявило большую сложность строения фундамента палеозойских структур Монголии.

Для иллюстрации этого положения рассмотрим несколько районов развития древнейших (главным образом дорифейских) комплексов пород, обнажающихся в каледонской и герцинской складчатых областях (рисунк).

1. Наиболее детально изучены [Капустин, 1975; Козаков, 1976, 1977; Козаков, Митрофанов, 1976, 1979; Митрофанов и др., 1977; Митрофанов, Козаков, 1978] древнейшие образования Сангиленского нагорья Тувы, структуры которого прослеживаются в Северную Монголию. Докембрийские образования Сангилены подразделяются на четыре комплекса пород — эрзинский, моренский, балыктыгхемский и нарынский.

Эрзинский комплекс состоит из ретроморфизованных в амфиболитовой фации биотитовых гнейсов с отдельными прослоями мраморов и кварцитов. Среди биотитовых гнейсов наблюдаются многочисленные будины, сложенные шпинель-кордиеритовыми и шпинель-гранат-кордиеритовыми гнейсами, гиперстеновыми и гранат-кордиерит-гиперстеновыми гнейсами. Реже встречаются двупироксеновые кристаллосланцы основного состава. По наличию этих реликтовых ассоциаций гранулитовой фации регионального метаморфизма Ф. П. Митрофанов и И. К. Козаков сопоставляют эрзинский комплекс с архейскими образованиями Алданского щита и Восточного Саяна. Гранулиты эрзинского комплекса двукратно регионально диафторированы в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений (дистеновый метаморфизм) и низких давлений (андалузит-силлиманитовый метаморфизм). Породы комплекса содержат реликтовые структуры четырех деформационных циклов [Козаков, Митрофанов, 1979].

Моренский комплекс представлен мигматитами, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами, сланцами с горизонтами амфиболитов и мраморов. К низам разреза моренского комплекса относятся железистые кварциты, лептиниты и конгломераты с галькой и валунами гранулитов эрзинского комплекса. Моренский комплекс испытал двукратную мигматизацию и три этапа деформации. Гнейсы местами насыщены послойными телами гранодиоритового состава, которые в эндоконтактных частях сильно разгнейсованы. В комплексе обильны мусковитовые пегматиты, на которые нередко накладываются редкометалльные пегматиты. Последние отдельно встречаются в вышележащей балыктыгхемской свите, несогласно перекрывающей первые два комплекса. Прямых определений возраста моренского комплекса нет; по аналогии с Восточным Саяном ему приписывается нижнепротерозойский возраст [Митрофанов и др., 1977].

Мощность нижних двух комплексов из-за неоднократных структурно-метаморфических преобразований не поддается точному определению, но она весьма значительна и ориентировочно составляет не менее 4—5 км.

Балыктыгхемский комплекс (балыктыгхемская и чартиская свиты) — метаморфизованные в амфиболитовой фации карбонатные породы с горизонтами кварцитов, амфиболитов и железистых кварцитов. Мощность комплекса около 2 км.

Породы комплекса сложно дислоцированы и внешне согласны с моренским комплексом, однако детальные структурно-метаморфические исследования И. К. Козакова [1976] позволили выявить два этапа деформаций и установить элементы структурного несогласия балыктыгхемского комплекса с более древними образованиями. Так, «в бассейне р. Морен северо-восточная региональная система субвертикального расщепления, бластомилонитизации, наложенного метаморфизма и мигматизации развивается на фоне уже многократно деформированных и метаморфизованных пород более древнего моренского комплекса. Здесь две эпохи мигматизации разделены дайками основных пород, что... свидетельствует о проявлении двух тектоно-метаморфических циклов» [Митрофанов, Козаков, 1978, с. 206]. Существование стратиграфического несогласия подтверждается также находкой галек глубоко метаморфизованных пород в основании балыктыгхемской свиты [Капустин, 1975]. С учетом стратиграфического положения балыктыгхемского комплекса между моренским и нарынским и на основе сопоставления с разрезами Восточного Саяна его возраст определяется как верхи нижнего протерозоя (дорифей).

Четвертый комплекс основания каледонских структур Сангилен — нарынский — представлен терригенно-карбонатными (внизу), карбонатными и зеленосланцевыми толщами нарынской и чинчилигской свит нижнего—среднего рифея. Возраст комплекса определяется по истроматолитам и онколитам. Мощность не менее 4000 м. При детальных работах в основании нарынского комплекса «всегда фиксируется метаморфическое и структурное несогласие» [Козаков, Митрофанов, 1976].

2. Как уже отмечалось выше, докаледонские комплексы основания Юго-Восточной Тувы хорошо сопоставляются с древними толщами Северной Монголии. В настоящее время благодаря детальной съемке отдельных участков на северном склоне Хан-Хухея, проведенной И. К. Козаковым и Ф. П. Митрофановым, тэсскую свиту В. А. Амантова [1963] можно достаточно уверенно сопоставлять с эрзинско-моренским (условно AR — PR<sub>1</sub>) комплексом Сангилен, а хангилцигскую свиту — с балык-

тыгхемским комплексом Тувы. Описанное ранее [Палей, Доржнамжаа, 1974] внешне согласное налегание тэсской свиты на хангилцитскую в действительности представляет собой серию покровных чешуй, которая во время каледонской складчатости была изогнута в простые открытые складки; одна из них образует закартированную нами синформу, в ядре которой залегают гнейсы тэсской свиты. На северном склоне Хан-Хухея имеются и карбонатно-сланцевые аналоги нарынского комплекса.

3. В Северо-Сонгинском выступе докембрия, между сомоном Дзун-Хангай и Сонгино, мною прослежены два комплекса метаморфических пород, по ряду признаков сопоставимых с древнейшими толщами Сангилен и северного склона Хан-Хухея. Нижний комплекс представлен грубозернистыми биотитовыми гнейсами и сланцами с подчиненными прослоями амфиболитов, как правило, будинированными. Биотитовые гнейсы неоднократно мигматизированы и местами содержат крупные будины гиперстеновых гнейсов. В сильно мигматизированных биотитовых гнейсах и сланцах отчетливо проявлены два этапа деформаций: изоклиналильные лежащие складки с простираением  $320^\circ$  и паложенные на них гребневидные складки с субвертикальными осевыми плоскостями, простирающимися в северо-северо-восточном направлении ( $10-20^\circ$ ). Аналогичные этапы деформаций характерны для двух нижних комплексов Сангилен и Хан-Хухея. В лежащих изоклиналильных складках участвуют синскладчатые двуслюдяные лейкократовые граниты. Верхний комплекс в основном сложен неяснополосчатыми мелко- и среднезернистыми амфиболитами с незначительным количеством прослоев кварц-биотитовых сланцев и гнейсов. Амфиболиты с видимым согласием перекрывают гнейсы нижнего комплекса. Их полосчатость подчеркивается мигматитовыми прожилками, по которым также улавливаются два этапа деформаций, хотя преобладает изоклиналильная складчатость субмеридионального ( $10-20^\circ$ ) простираения. Амфиболиты Северо-Сонгинского выступа прорываются серыми плагиогранитами тэлминского типа ( $\epsilon_{2-3}$ ) и красными нумургинскими ( $D_{1-2}$ ) гранитами. В контакте с тэлминскими гранитами наблюдается гранитизация амфиболитов с образованием габброидных пород.

Рассмотренные разрезы дорифейских комплексов Северо-Сонгинского выступа находятся в зоне Хангайского глубинного разлома, который разграничивает принципиально различные области развития: к северу от него наблюдаются гранулитовые образования сиалического типа (дорифейский гранитно-метаморфический слой) и их ретроморфиты, а к югу от этого разлома распространены мощные толщи примерно одновозрастных с ними меланократовых пород. Последние в зоне разлома налегают на нижний (эрзинский) гранулитовый комплекс и, по-видимому, представляют собой возрастные аналоги моренского ( $PR_1$ ) комплекса. Оба комплекса к юго-западу от сомона Дзун-Хангай перекрыты венд-кембрийскими аллохтонными пластинами, сложенными спилит-диабазовой и терригенно-сланцевой сериями [Палей, 1979].

4. Далее к югу, западнее сомонов Сантмаргац и Дзабхан-Мандал, преимущественное развитие имеют меланократовые образования, которые отсюда прослеживаются далеко на восток, вплоть до верховьев р. Селенги.

На правобережье р. Хунгуй-гол в 12 км западнее сомона Сантмаргац В. А. Самозванцевым обнаружено обширное поле амфиболитов и мигма-

титов, которые, очевидно, следует трактовать как частично гранитизированные образования дорифейской океанической коры. В основании разреза там выходит полосчатый гипербазит-габбровый комплекс мощностью около 2 км. Гипербазиты, представленные гарцбургитами, пироксенитами и серпентинитами, чередуются с пластами и горизонтами (от 0,3 до 20—50 м) габброидов. Выше залегает мощная толща слабо мигматизированных амфиболитов, сменяющаяся толщей мигматитов с отдельными пластами мигматизированных амфиболитов и небольшими телами ортогектитов. Эти толщи непосредственно прослеживаются на левобережье р. Хунгуй-гол, где в основании разреза metabазитовой серии Ф. П. Митрофанов обнаружил будины гранулитоподобных пород.

Метабазитовые толщи неоднократно деформированы и двукратно мигматизированы. В них, как и в амфиболитах Северо-Сонгинского выступа, наблюдаются отдельные прослои кварцево-биотитовых сланцев и гнейсов и, кроме того, прослеживаются мощные (>100 м) зоны диафторитов, в которых можно видеть все последовательные переходы меланократовых амфиболитов в биотитовые сланцы и гнейсы. Амфиболиты прорываются четырьмя поколениями гранитоидов: 1) светлыми пегматоидными гранитами, участвующими в изоклиальной складчатости субмеридионального (10°) простирания; 2) гнейсовидными амфиболовыми гранитами, слагающими согласные с простиранием толщи автохтонные тела; 3) серыми средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами талминского типа, местами образующими с амфиболитовой толщей магматическую брекчию; 4) красными калиевыми гранитами нумургинского типа.

Верхним пределом возраста metabазитовой серии междуречья Хунгуя и Дзабхана является средний рифей, поскольку она резко несогласно перекрывается слабо дислоцированными и нематаморфизованными терригенно-вулканогенными отложениями среднего рифея. Однако, судя по сложности структурно-метаморфических преобразований амфиболитовой толщи и по сходству этих образований с рассмотренными выше толщами Северо-Сонгинского выступа, возраст metabазитовых толщ этого района можно условно считать нижнепротерозойским (дорифейским).

5. Несомненно дорифейскими являются древние толщи Бумбугэрского выступа Баянхонгорской шовной зоны. Их возраст определяется не только сложной историей структурно-метаморфических преобразований, но и прямыми радиометрическими измерениями, которые дают верхний предел формирования толщи в 1900 млн. лет [Палей, Благодоров, 1974]. По последним данным Ф. П. Митрофанова, докембрий Бумбугэрского выступа разделяется на два структурно-метаморфических комплекса. Ранний представлен мигматизированными метадиоритами, включающими реликты гранулитоподобных пироксеновых пород. Поздний комплекс состоит из амфиболитов, лептинитов, эндомигматитов, кварцитов и мраморов. С амфиболитами и лептинитами ассоциируют тела домигматитовых гранат-пироксеновых эколитоидных пород, в большинстве случаев превращенных в ортогнейсы среднего состава. Метаморфические породы Бумбугэрского выступа с несогласием перекрываются терригенно-карбонатной толщей, содержащей строматолиты и онколиты нижнего—среднего рифея [Бойшенко, 1979].

6. К западу от Бумбугэрского выступа примерно на той же широте имеются и другие фрагменты дорифейских сиалических образований —

Буянтинский, Гоби-Алтайский и Даривский. Последний слагает центральную часть хр. Дариви-Нуру, ограничен разломами и зонами серпентинитового меланжа. Дорифейские образования хр. Дариви-Нуру представлены мощными толщами биотитовых, биотит-амфиболовых и биотит-пироксеновых гнейсов с горизонтами амфиболитов, графитистых мраморов и кварцитов. Этот комплекс еще слабо изучен, но уже сейчас в нем прослеживаются два этапа мигматизации, минимум два этапа внедрения базитовых даек, несколько этапов деформаций и несколько поколений гранитоидов.

Среди гранитоидов древнейшими являются обширные массивы диоритов, послыно проникающих в структуры раннего этапа мигматизации и участвующих во всех дальнейших структурно-метаморфических преобразованиях пород. К наиболее молодым дорифейским гранитам относятся розовые аплитовидные микроклиновые граниты, которые, прорывая и фельдшпатизируя вмещающие гнейсы, местами образуют по ним мощные зоны рапакивиоподобных пород с крупными (до 3 см в диаметре) порфиробластами розового микроклина. Формирование калиевых гранитоидов с такими структурами, видимо, отвечает дорифейскому этапу стабилизации, образованию дорифейской континентальной коры. Дорифейский возраст этих образований устанавливается по наложенной на них зеленосланцевой расщепке, связанной с прогрессивным метаморфизмом и со складчатостью терригенно-карбонатно-вулканогенной толщи рифея. Возраст последней определяется по онколитам и на основе К-Аг измерений возраста метаморфизма [Пинус и др., 1980].

7. Еще далее на юг, на южном склоне Монгольского Алтая в районе сомона Цэл, среди герцинских складчатых структур установлены выходы полиметаморфического дорифейского складчатого комплекса (цэльский комплекс), подстилающего как рифейские, так и девонские отложения. Цэльский комплекс представлен гранулитам, «серыми гнейсами», амфиболитами с измененными гипербазитами, высокоглиноземистыми гнейсами и разнообразными мигматитами и пегматитами. Большая часть пород комплекса ретроморфизована в амфиболитовой фации, относительно небольшая часть — в зеленосланцевой; гранулиты сохранились в будинах. Цэльский комплекс прорван большим количеством рифейских базитовых даек, петрохимический состав которых, согласно В. Н. Подковырову, отвечает траппам древних платформ. Надо сказать, что герцинские геосинклинальные образования в этом районе не имеют эвгеосинклинального характера — они представлены терригенно-карбонатными отложениями с примесью кислых и средних вулканитов. Рифейские отложения также преимущественно терригенные. Таким образом, в этой части Южной Монголии уже вновь проявляются определенные черты ранней стабилизации земной коры. Естественно предположить, что эта стабилизация в какой-то мере тяготеет к Китайской платформе. О близости сиалических масс древней Китайской платформе свидетельствуют также выходы рифейских отложений, встречающихся и далее к востоку, вдоль южной границы Монголии; эти блоки (Уланульский, Цаганульский и др.) представлены главным образом эпиконтинентальными образованиями.

*Заключение.* Итак, мы кратко рассмотрели состав и строение ряда древних блоков в пределах каледонских и герцинских складчатых систем Монголии. Нетрудно видеть, что все они представляют собой разновеликие и разновозрастные фрагменты дорифейской континентальной коры

(Сангиленский блок, центральная часть хр. Дариви, Цэльский блок и др.), а также фрагменты крупных площадей неоднократно метаморфизованных и мигматизированных пород основного состава, которые следует рассматривать как остатки дорифейской коры океанического типа (Северо-Сонгинский блок, район сомонов Сантмаргац и Дзабхан-Мандал и др.). Образование такой коры, по-видимому, было связано с частичным разрушением (деструкцией) древнейших континентальных блоков Азии.

В настоящее время имеется немало оснований для выделения верхнедокембрийской эпохи деструкции земной коры, которая, начавшись с рифтогенного раскалывания эпибайкальского континента, привела к образованию палео-Азиатского океана, дальнейшее развитие которого обусловило возникновение Центрально-Азиатского складчатого пояса [Зоненшайн и др., 1976, 1977; Клитин и др., 1977; Ильин, Волков, 1978; Палей, 1979]. Сложное чередование сналических и меланократовых дорифейских блоков на площади современного развития каледонид и герцинид, их резкие разломные ограничения, нередко сопровождающиеся телами гипербазитов, наличие мощных зон милонитизации — все это, как мне представляется, свидетельствует о достаточно интенсивных процессах деструкции земной коры, которые проявлялись и на более ранних стадиях ее развития, осложняя направленное развитие коры в сторону ее консолидации, образования на больших площадях мощной континентальной коры. При этом деструкция понимается очень широко — как частичное разрушение и преобразование не только континентальной, но и океанической коры [Пущаровский, 1978].

Таким образом, спор о древнем континентальном или сравнительно молодом эпикоеаническом характере фундамента палеозойских структур Монголии в значительной степени является беспредметным: природа нередко оказывается гораздо сложнее наших унифицированных представлений. В современной континентальной коре Монголии, формирование которой происходило очень длительно и завершилось к концу палеозоя, имеются разновозрастные блоки как сналического, так и меланократового типа.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А. Геология и проблемы геологоструктурного районирования каледонид территории Северо-Западной Монголии (Котловина Больших Озер и Западный Хангай): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л.: ЛГУ, 1963. 21 с.
- Бойшенко А. Ф. Геология докембрия Баянхонгорской зоны и смежных структур Центральной Монголии: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1979. 34 с.
- Зайцев Н. С., Благоурагов В. А., Бямба Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 4, с. 57–69.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм, металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. И. Рифтовые структуры в геологическом прошлом.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 11–15.
- Ильин А. В., Волков Р. И. Верхнерифейский Дархатско-Хубсугульский рифт (МНР).— Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1422–1425.
- Капустин Ю. Л. Новые данные о характере контакта гнейсовой и карбонатной частей разреза докембрия Сангилены.— Геол. и геофиз., 1975, № 4, с. 134–140.
- Клитин К. А., Палей И. П., Постельников Е. С. Палеорифты обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 192–197.

- Козаков И. К.* Структурно-метаморфическая характеристика докембрийских ранне-складчатых гранитоидов Сангиленского нагорья Тувы.— Геол. и геофиз., 1976 № 12, с. 154—160.
- Козаков И. К.* Гранитоиды в геологическом развитии докембрия Западного Сангиленского (Тувинская АССР): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л.: ЛГУ, 1977. 27 с.
- Козаков И. К., Митрофанов Ф. П.* Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского среднего массива Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Термодинамический режим метаморфизма. Л.: Наука, 1976, с. 313—316.
- Козаков И. К., Митрофанов Ф. П.* Корреляция эндогенных процессов в докембрии Западного Сангиленского (Тува).— В кн.: Геодинамические исследования. № 5. Корреляция эндогенных процессов в докембрийских метаморфических комплексах. М.: Сов. радио, 1979, с. 80—91.
- Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Зингер Т. Ф.* Конгломераты с валунами гранулитов в основании докембрия Сангиленского массива Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Проблемы геологии докембрия. Л.: Наука, 1977, с. 232—238.
- Митрофанов Ф. П., Козаков И. К.* Сангиленский массив.— В кн.: Докембрий континентов. Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 202—210.
- Обручев В. А.* Древнее темя или каледонская складчатость.— В кн.: Сборник трудов I Восточно-Сибирского краевого научно-исследовательского съезда. Геол. секция. Иркутск, 1932, вып. 1, с. 1—23.
- Палей И. П.* Соотношение докембрийских метаморфических толщ Монголии с каледонскими офиолитами.— Геотектоника, 1979, № 4, с. 45—51.
- Палей И. П., Благоправов В. А.* Протерозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы.— В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974, с. 19—33.
- Палей И. П., Доржнамжаа Д.* Особенности стратиграфии и структуры верхнедокембрийских отложений северного склона хр. Хан-Хухей.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 2, с. 45—53.
- Пишус Г. В., Агафонов Л. В., Зайцев Н. С., Боярхуу Ж.* Докембрийские диаспоровые бокситы Монголии.— Тр. совместн. Сов.-монг. науч.-исслед. геол. экспед. АН СССР, АН МНР, 1980, вып. 33, с. 230.
- Пуцаровский Ю. М.* Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
- Тектоническая карта Монгольской Народной Республики. М-б 1 : 5 000 000. М.: ГУГК, 1978.
- Черский И. Д.* К геологии внутренней Азии.— Тр. СПб. о-ва естествозн., 1896, т. 17, вып. 2, с. 51—58.
- Шатский Н. С.* Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, вып. 3/4, с. 476—509.
- Launay L. de.* La géologie et les richesses minerales de l'Asie. P., 1911. 816 p.
- Suess E.* Das Antlits der Erde. Wien, 1902, Bd. 3, H. 1. 513 s.

## ЗААЛТАЙСКИЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ И ЕГО РОЛЬ В СТРУКТУРЕ ГЕРЦИНИД ЮГО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И СМЕЖНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Заалтайский глубинный разлом принадлежит к системе крупнейших дизъюнктивных нарушений территории Монгольской Народной Республики. Он ограничивает с юго-запада обширный блок области сочленения Монгольского и Гобийского Алтая, имея длину около 400 км.

В запад-северо-западном и северо-западном направлениях Заалтайский разлом кулисно сочленяется с известным Булганским разломом. Далее, уже за пределами Монголии (в Китае), на их продолжении находится Караиртышский разлом. Последний, в свою очередь, выходит на территорию СССР и, как отмечалось в литературе, соединяется с Иртышской зоной смятия.

Таким образом, Заалтайский разлом является крайним юго-восточным фрагментом огромного, длиной свыше 1500 км, линейного, дугообразно выпуклого в юго-западных румбах и ограничивающего с северо-востока Калба-Нарымскую, Байтыгскую и Гоби-Алтайскую структурно-фациальные зоны.

До самого последнего времени Заалтайский разлом был изучен очень слабо. Не было должной ясности ни в отношении его морфолого-кинематических особенностей, ни в отношении тектонического положения и роли в структуре герцинид Юго-Западной Монголии.

Впервые разлом под названием Баян-Ундурского упоминается в работах В. М. Сеницына [1956] и А. Х. Иванова [Васильев и др., 1959]. По их представлениям, разлом отделяет складчатую зону Монгольского-Гобийского Алтая (гоби-алтайскую часть) от Кобдосско-Баянундурского срединного поднятия и протягивается в восток-юго-восточном направлении до аймачного центра Далан-Дзадагад и далее.

На последующих тектонических схемах [Амантов, Матросов, 1961; и др.] Баян-Ундурский разлом не показан. Однако в итоге еще более поздних геологосъемочных работ он восстанавливается, но в значительно укороченном виде и под названием Заалтайского [Геология Монгольской Народной Республики, 1973]. В соответствии с этими данными разлом в большей части представляет собой шов северо-западного направления, отделяющий девонские относительно устойчивые зоны с преимущественно терригенно-карбонатным осадконакоплением от более подвижных южных зон с интенсивным подводным вулканизмом основного состава. На юго-востоке, по тем же данным, разлом приобретает субширотное направление, входит в зону силуро-девонских карбонатно-терригенных отложений и еще раз под новым названием — Добунгинну-ринского — ограничивает Гобийский Алтай с севера, где и заканчивается. Расположенная к югу от него узкая полоса карбонатно-терригенных фаций девона считается шарьированной на юг из соседней Баянлэгской зоны на расстояние около 20 км.

В 1978—1979 гг. зона Заалтайского глубинного разлома изучалась нами, а в 1977 г. один из авторов (Г. Бадарч) совместно с В. И. Тихоновым производил схематическую геологическую съемку (впоследствии уточненную) небольшого участка близ сомона Шинэ-Джинст на юго-восточном погружении разлома.

Работы проводились в составе совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции под научным руководством А. Л. Яншина.

В основу исследований были положены Геологическая карта МНР масштаба 1 : 1 500 000 [1971] и ряд других карт по отдельным участкам Монгольского и Гобийского Алтая. Широко использовались также космические и аэрофотоснимки и последние данные по стратиграфии палеозоя Гобийского Алтая [Улитина и др., 1976]. В результате этих работ удалось в какой-то мере разрешить вышеперечисленные неясные вопросы и составить по ним более конкретные представления.

*Положение разлома в системе структурно-фациальных зон.* На космических снимках Заалтайский разлом в большей своей северо-западной части характеризуется прямолинейным слабоволнистым простиранием, на окончании же Монгольского Алтая он неоднократно дихотомирует, так что в Гобийском Алтае мы видим уже не одну, а целый лучок веерообразно расходящихся к востоку дизъюнктивных линий, каждую из которых можно принять за продолжение главного сместителя.

Чтобы выяснить истинное тектоническое положение Заалтайского разлома, необходимо рассмотреть его соотношения с системой структурно-фациальных зон Монгольского и Гобийского Алтая.

В общем виде структурно-фациальная зональность этого региона была намечена работами Л. П. Зоненшайна с соавторами [1970], выделившими здесь три зоны — Баянлэгскую, Гобийского Алтая и Заалтайскую, стратиграфические разрезы которых существенно различны. В дополнение к этому нами установлена еще одна — Шинэджинстская зона (между Баянлэгской и Гоби-Алтайской зонами), а из состава Заалтайской выделена Баянбулакская подзона, отнесенная к Гоби-Алтайской зоне, с которой она более сходна.

С учетом всех имеющихся данных разрезы среднего и верхнего палеозоя перечисленных единиц с севера на юг имеют следующий вид (рис. 1).

В Баянлэгской зоне основание разреза составляет нижний силур — зеленокаменно измененные основные эффузивы, кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы и линзы известняков с кораллами, брахиоподами и мшанками суммарной мощностью 2,5 км. Выше следует карбонатно-сланцево-вулканогенный комплекс верхнего силура (мощностью 3,5 км), сложенный известняками, зеленокаменными диабазовыми порфиритами, кремнистыми сланцами и метаморфизованными эффузивами липарит-дацитового ряда. Согласно на силуре залегает существенно карбонатная толща нижнего—среднего девона (1,5 км), содержащая прослойки органогенных известняков и (вверху) горизонты миндалекаменных порфиров; в западном направлении большое значение в ней приобретают рассланцованные флишсоиды. Разрез заканчивают чередующиеся глинистые сланцы, алевролиты и песчаники с растительным детритусом среднего—верхнего девона мощностью 1,7 км.

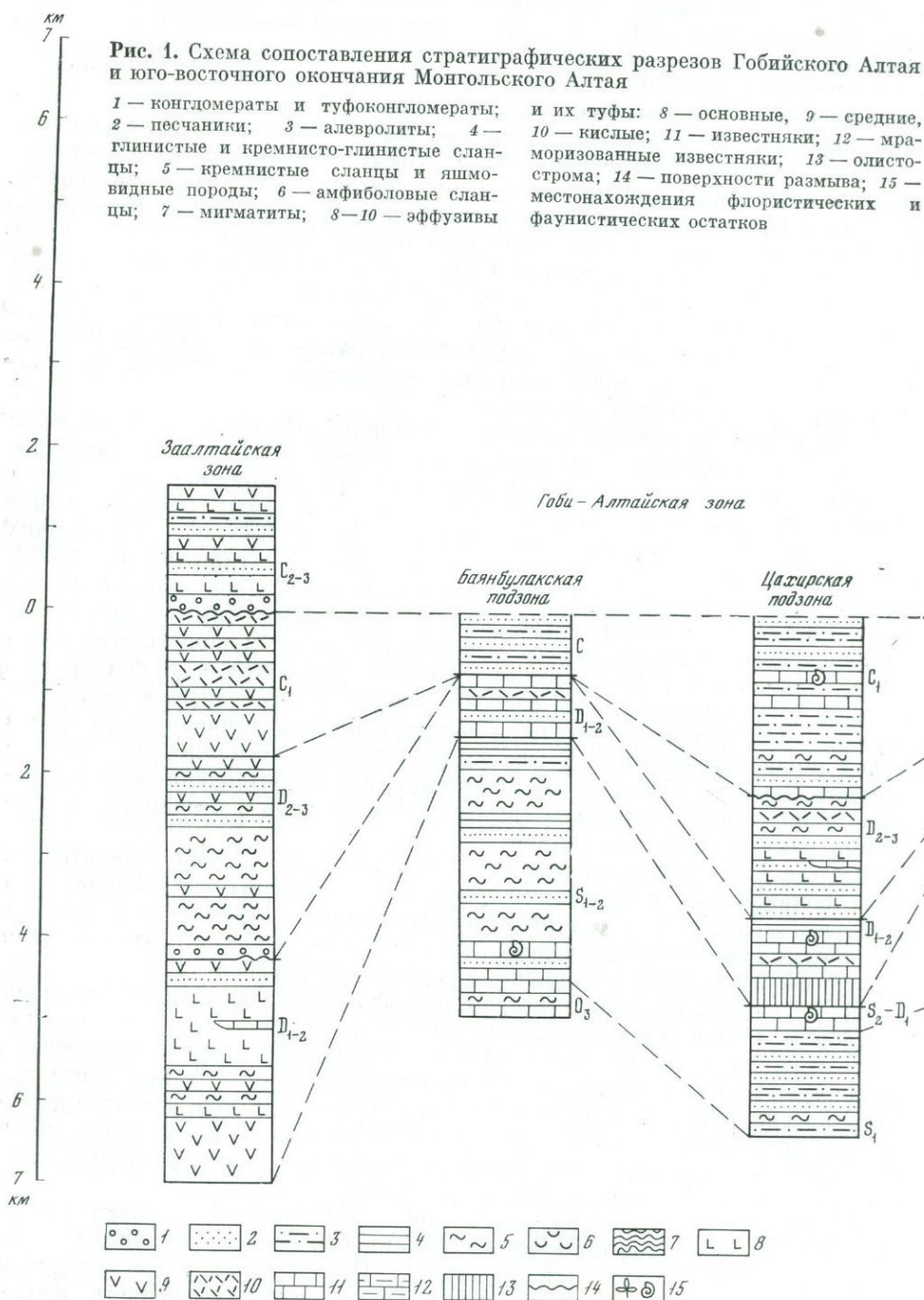
Шинэджинстская зона характеризуется сокращенным разрезом среднего палеозоя и резко увеличенным верхнего. Нижний силур здесь неиз-

вестен. Верхний силур представлен толщей до 3,5 км кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев с прослоями мраморизованных известняков, песчаников, а также кислых и основных эффузивов, участками интенсивно метаморфизованных. Девон полностью отсутствует, и на размытой поверхности силура залегает черносланцевый комплекс нижнего—среднего карбона, представленный чередованием алевролитов, аргиллитов и песчаников мощностью около 800 м. Выше появляются субаэральные лавы и пирокласты среднего и кислого состава (до 2 км), отнесенные условно к верхам карбона. Они, в свою очередь, с разрывом перекрыты пестроцветной вулканогенно-обломочной толщей (мощностью около 4 км) пермского возраста, состоящей в нижней половине из андезитов, андезито-базальтов, липаритов, их туфов, туфобрекчий, туффитов, туфопесчаников и конгломератов, а в верхней— из алевролитов, аргиллитов, песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов; из обеих частей пермской толщи известны многочисленные находки флоры. Разрез венчает среднеюрская угленосная моласса.

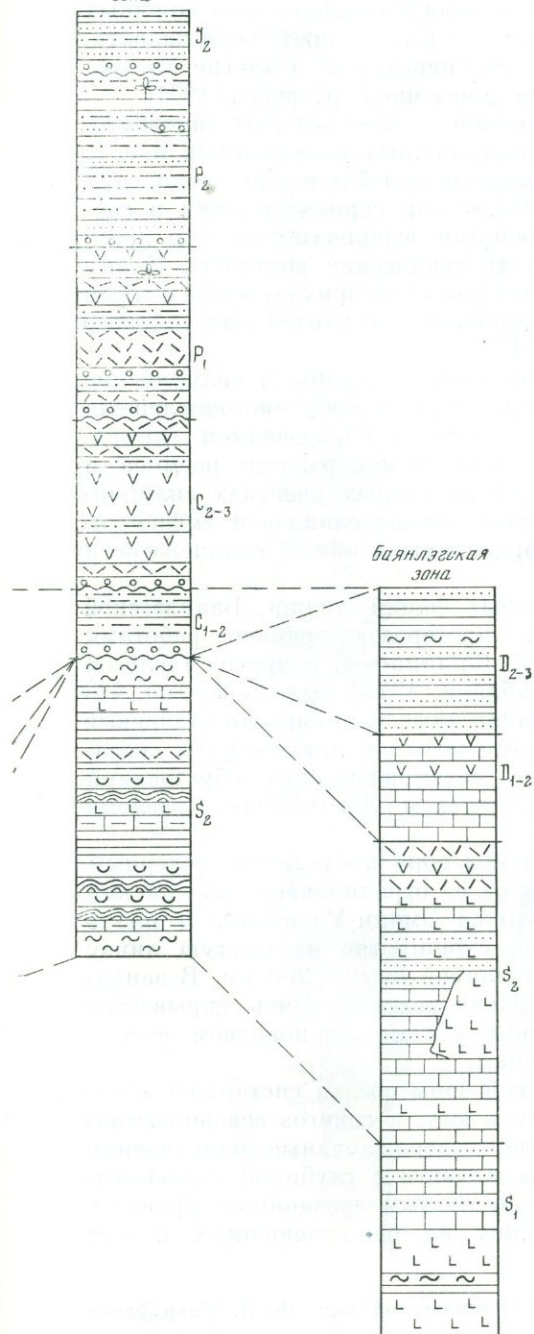
Разрез Гоби-Алтайской зоны более изменчив. На севере, в Цахирской подзоне, он начинается пестроцветной толщей (1,4 км) песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими линзами криноидных известняков нижнего силура. Над ними залегают так называемые цаганбулакские слои известняков и аргиллитов (мощностью до 300 м), содержащих обильную фауну лудлова— основания жедина [Улитина и др., 1976]. Затем следует мощная (до 1 км) олистострома (ранее описанная как конгломерат), сменяющаяся вверх по разрезу рифогенными известняками с кораллами и мшанками эмса-эйфеля и живета; мощность этих слоев более 1 км. Выше располагается туфогенно-граувакковая толща среднего—верхнего девона, которую слагают песчаники, гравелиты, туфокогломераты, туфобрекчии, туффиты и пачки спилитов и кислых эффузивов общей мощностью 1,5 км. А еще выше лежит черносланцевый комплекс нижнего карбона (более 2 км по мощности), представленный чередованием темно-серых и черных алевролитов, аргиллитов и песчаников с прослоями ракушечных известняков.

На юге Гоби-Алтайской зоны, в Баянбулакской подзоне, значительно хуже обнаженной, в основании разреза установлены сайринские слои чередующихся серо-зеленых песчаников, сланцев и эффузивов с линзами ржаво-бурых известняков, содержащих кораллы, мшанки, брахиоподы и другую фауну позднего ордовика — раннего лладовери [Улитина и др., 1976]; возможно, они присутствуют и в Цахирской подзоне. Следующая по разрезу толща — пестроцветные кремнисто-песчано-глинистые сланцы мощностью до 3 км. На значительной площади эти породы отнесены к среднему—верхнему девону, но по внешнему виду они больше всего похожи на силурийские и нами отнесены к силуру. В зоне также присутствуют разобщенные гряды девонских известняков мощностью около 1,5 км. Разрез заканчивается черносланцевым комплексом нижнего карбона, мощность которого не превышает 750 м.

Последняя из характеризуемых зон — Заалтайская — сложена главным образом вулканогенно-кремнисто-сланцевой серией эвгеосинклинального типа. Сюда входят (снизу вверх): 1) зеленокаменные эффузивы основного ряда, кремнистые сланцы и яшмы нижнего—среднего девона общей мощностью около 3 км; 2) туфогенно-граувакковая толща среднего—верхнего девона — 2,5 км; 3) толща средних и кислых эффузивов



Шинэджинстская зона



нижнего карбона — 1,7 км и 4) суб-аэральная вулканическая толща андезитового, реже более кислого состава среднего—верхнего карбона — 1,5 км.

При сравнении приведенных разрезов внимание привлекает особенно резкое различие Заалтайской и Шинэджинстской зон между собой и отличие их от других зон. Очевидны также различия силуро-девонских толщ Баянлэгской зоны и Цахирской подзоны, что, по-видимому, исключает ранее допускавшуюся возможность происхождения последней из первой зоны путем тектонического перемещения какой-то ее части через Шинэджинстскую зону.

Общий структурный план рассматриваемого региона изображен на рис. 2. Наибольшую, северную часть региона занимает Баянлэгская зона, вытянутая с северо-запада на юго-восток на расстояние 350—400 км. Южная ее граница тектоническая, что хорошо видно на космических снимках. Она проходит по юго-западным склонам Монгольского Алтая и по северным Гобийского. Как будет ясно из дальнейшего изложения, именно эта граница и является главным сместителем Заалтайского глубинного разлома, тогда как упоминавшийся выше Добунгиннурийский разлом оказывается южнее, внутри Шинэджинстской зоны.

Структурный каркас Баянлэгской зоны определяется сеткой региональных разломов двух направлений — субширотного и северо-западного, что придает блокам среднепалеозойских пород линзовидные, ромбические и клиновидные в плане очертания. Этому же рисунку подчинены и многочисленные интрузивы гранитоидов, внедрившихся в Баянлэгскую зону в среднем—позднем карбоне.

Поднятые блоки, обычно сложенные силурийскими толщами, дислоцированы наиболее интенсивно, в них наблюдаются мелкая изоклиальная

складчатость нескольких порядков, сильная рассланцованность и кливаж при общем опрокидывании всех структур к юго-западу. В относительно пониженных блоках, где преобладают девонские отложения, складки более простые, крупные, но с той же тенденцией опрокидывания в юго-западных румбах. Дугообразные разломы, как правило, представляют собой надвиги, прямолинейные — взбросы и взбросо-сдвиги; нередко те и другие взаимосвязаны и вместе образуют сопряженные динамопары [Суворов, 1961].

Примечательная особенность Баянлэгской зоны — массивы гипербазитов, вытянутых в виде двух довольно протяженных прерывистых поясов субширотного направления. Размеры массивов колеблются от нескольких сот метров до первых километров. Сложены они серпентинитами и габброидными породами и имеют с вмещающими зеленокаменными и кремнисто-сланцевыми отложениями силура тектонические контакты. К югу от сомона Баянлэг более южный пояс гипербазитов приходится на южный край Баянлэгской зоны и совпадает с главным сместителем Заалтайского разлома.

По всей южной окраине Баянлэгской зоны девонские и силурийские породы особенно сильно рассланцованы и несут на себе многочисленные и разнообразие следы пластического течения, с образованием «инъекций» одних слоев в другие, каплеобразных будин разного размера и дисгармоничной мелкой складчатости. На некоторых участках силурийские породы метаморфизованы до кристаллических сланцев и амфиболитов, а гранитные тела приобрели конкордантную к общей сланцеватости форму.

Метаморфизованные до амфиболитовых фаций толщи Баянлэгской зоны ранее относились по возрасту к протерозою, однако работами Б. Лувсанданзана, Н. Г. Марковой, И. Б. Филипповой и других геологов [Геология Монгольской Народной Республики, 1973] было показано, что метаморфизму здесь подвергались вулканогенные и кремнисто-сланцевые породы силура, с неизменными разностями которых метаморфиты связаны постепенными переходами<sup>1</sup>. Полоса метаморфических образований совпадает в основном с главным сместителем Заалтайского разлома (см. рис. 2).

Шинэджинская структурно-фациальная зона проходит по северным предгорьям хр. Гобийский Алтай. С севера ее ограничивает Заалтайский глубинный разлом, с юга — менее крупный Эмчин-Уланский. В плане зона представляет собой неправильную, субширотно вытянутую линзу максимальной шириной до 30—35 км и длиной свыше 200 км. В запад-северо-западном направлении зона, довольно резко сужаясь, скрывается под Баянлэгской зоной, а Эмчин-Уланский разлом под покровом четвертичных отложений сливается с Заалтайским.

Структурный рисунок Шинэджинской зоны создан системой субширотных надвигов, дугообразно выпуклых к югу, и сдвигов северо-восточного направления, пересекающих первые; северо-западные направления разломов менее характерны. В разрезах надвиги с глубиной выполаживаются, что отчетливо прослеживается по разным эрозионным уровням. Надвиги расчленяют палеозойскую толщу на ряд смещенных к югу

<sup>1</sup> В последнее время породы на северо-западе Баянлэгской зоны Ф. П. Митрофанов считает докембрийскими.

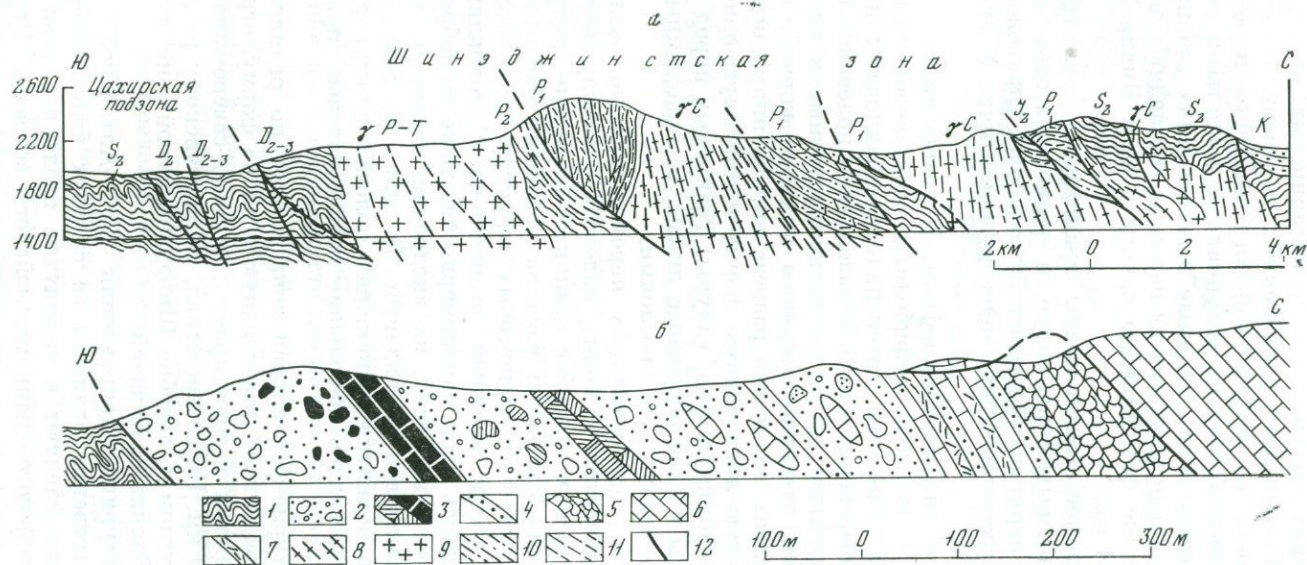


Рис. 3. Геологические разрезы: а — через западные части Шинэджинстской зоны и Цахирской подзоны; б — олистостромовой толщи девона по южному краю Цахирской подзоны

1 — карбонатно-терригенный силур — девон; 2 — грубообломочный известняковый конгломерат; 3 — известняки нижнего девона

(крупные обломки и олистолиты); 4 — песчано-алевролитовые слои и линзы; 5 — подробленные известняки; 6 — моноклираль из-

вестняков среднего девона; 7 — кислые эффузивы; 8, 9 — граниты; 8 — каменноугольного возраста, 9 — пермо-триаса; 10 — песча-

но-сланцевая толща нижнего карбона; 11 — глинисто-сланцевая толща верхней перми; 12 — поверхности надвижения

чешуй, дополнительно смятых в серию изоклинальных складок с той же южной вергентностью [рис. 3, а]. Складки наиболее интенсивны в кремнисто-сланцевых отложениях силура и песчано-глинистых отложениях верхней перми. Очень много полого наклоненных к северу и горизонтальных зеркал скольжения со штриховкой юго-западного и южного простирания или с трамплинообразными уступчиками с крутыми южными гранями и пологими северными. Видимые в обнажениях амплитуды горизонтальных перемещений по каждому из надвигов составляют первые километры, максимальное же смещение по сдвигу в зоне Эмчин-Уланского разлома достигает 11 км.

Вдоль некоторых разломов локализованы гранитоиды двух генераций — каменноугольные, прорывающие силур, и пермо-триасовые, вызывающие ороговикование пермских отложений; наиболее протяженная полоса пермо-триасовых гранитов приурочена к зоне Эмчин-Уланского разлома.

В зоне ярко проявился динамометаморфизм. В толще силура часто встречаются порфиroidы, мигматиты, амфиболиты, мраморизованные известняки. Граниты первой генерации интенсивно рассланцованы и претерпели избирательную дифференциацию с образованием полевошпатовых прослоев. Такие гнейсированные их разности, приуроченные к висячим крыльям местных надвигов, очевидно, оторваны от своих корней. В некоторых туфогенных прослоях пермского разреза вкрапленники полевых шпатов приобрели вытянутую линзовидную форму и линейную ориентировку. А более крупные обломки (галька, валуны) гранитных пород были расплющены и превращены в гнейсообразные линзы, расположенные отдельными гнездами или прерывистыми прослоями.

Наиболее крупная фаза горизонтальных перемещений по разломам Шинэджинтской зоны относится к концу палеозоя — началу мезозоя. В это время на месте пермских прогибов возникает поднятие, интродуцированное затем вдоль Эмчин-Уланского разлома розовыми биотитовыми гранитами. Большинство чешуйчато-надвиговых структур приходится на это поднятие, имеющее облик сложной расщепленной моноклинали, и гранитные тела, подчиняясь этой закономерности, тоже приобретают пластовую форму с наклоном на север; их внедрение, очевидно, происходило параллельно с формированием надвигов. В тылах же зоны, к северу от раннемезозойского поднятия, заложилась полоса структур растяжения, в которой локализовались небольшие юрско-меловые прогибы (рис. 4).

Гоби-Алтайская структурно-фаціальная зона близка по размерам к Шинэджинтской. Она также имеет линзовидную в плане форму, ограничена с двух сторон разломами и простирается в запад-северо-западном направлении почти на 300 км. На северо-запад, к Заалтайскому разлому, она подходит под острым углом и, подобно Шинэджинтской зоне, выклиниваясь, скрывается под Баянлэгской зоной.

Преобладающие структурные направления Гоби-Алтайской зоны северо-западные, что существенно отличает ее от двух более северных зон. Этому же направлению следуют и вытянутые вдоль разломов гранитные тела позднепалеозойского — раннемезозойского возраста. Ограниченные разломами северо-западного направления чешуи, моноклинали, отдельные пачки среднепалеозойских пород и тела гранитоидов на севере под острыми углами подходят к субширотному Эмчин-Уланскому разлому

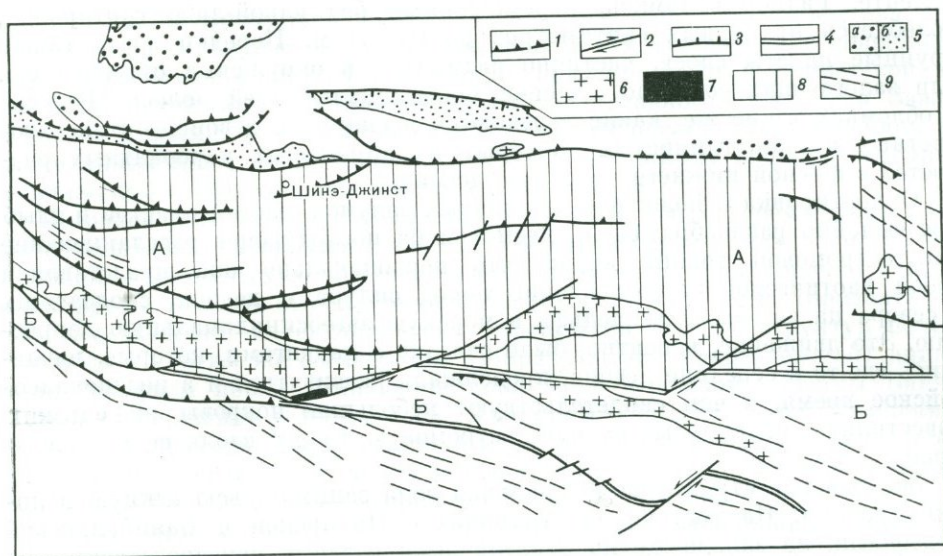


Рис. 4. Схема расположения мезозойских разломов Шинэджинстской зоны (А) и Цахирской подзоны (Б)

- |                            |                                     |                                 |                            |  |
|----------------------------|-------------------------------------|---------------------------------|----------------------------|--|
| 1 — надвиги;               | 2 — сдвиги;                         | а — мелового,                   | б — юрского                | полоса раннемезозойского                         |
| 3 — сбросы;                | 4 — смещенные палеозойские разломы; | возраста;                       | 6 — послепермские граниты; | вспучивания и гранитизации;                      |
| 5 — мезозойские депрессии; |                                     | 7 — мезозойские малые интрузии; | 8 —                        | 9 — простираение палеозойских структур в мезозое |

(надвигу), с которым как раз и связано значительное перекрытие Гоби-Алтайской зоны Шинэджинстской.

Дислоцированность среднепалеозойских пород Гоби-Алтайской зоны довольно интенсивная, но неравномерная. Здесь известны крутые залегания слоев, изоклиная складчатость, но есть и более пологие, моноклинально залегающие карбонатные пакеты. Местами неожиданно появляются карбонатные массивы с мелкой, круто восстающей дисгармоничной складчатостью; они напоминают диапировые структуры, как бы протыкающие грауваквовую девонскую серию.

Характерны также интенсивная расщепленность и сильное окварцевание песчано-кремнисто-глинистых отложений силура, развитых в западной, плохо обнаженной половине Гоби-Алтайской зоны. Вместе с тем динамометаморфизм слабый, иногда лишь встречаются порфиroidы, приуроченные к некоторым надвигам. Региональный метаморфизм также не выходит за пределы серицит-хлоритовых фаций.

Наиболее отличительная особенность Гоби-Алтайской зоны — присутствие в ее пределах олистостромовых образований. В виде крупных линз они вытянуты с юго-востока на северо-запад вдоль разлома, разделяющего зону на две подзоны — Баянбулакскую и Цахирскую (см. рис. 2).

Олистостромовая толща заключена между мелкоскладчатыми пестроцветными отложениями силура и моноклинально карбонатных отложений с фауной эйфеля, сравнительно полого наклоненными к северу (см. рис. 3, б). Она состоит из полуокатанных обломков известняков и песчаников, заключенных в песчано-карбонатном или мергелистом

цементе. Размер обломков, перемешанных без какой-либо сортировки, колеблется от первых сантиметров до 0,5—1 м. Нередки здесь также крупные пакеты слоев, частично размытых, в окружении отторженцев, или залегающих согласно с общей моноклиалью всей полосы. Породы в обломках такие же, какие встречаются в силуре и девоне, — от пестроцветных песчано-глинистых до серых и темно-серых карбонатных разностей с фауной нижнего—среднего девона.

Ориентировка и положение отдельных валунов, частей пластов и глыб чрезвычайно разнообразны, и, несмотря на последующее расланцевание олистостромовой толщи, видно, что первоначально она представляла собой хаотическое нагромождение пород силура и девона, сползавших с севера на юг, из зоны шельфа в морскую эвгеосинклиналиную депрессию. Это движение, вероятно, было связано с надвигами, которые, начавшись где-то в середине девона, продолжали развиваться и в позднепалеозойское время, о чем свидетельствуют небольшие покровы эйфельских известняков, надвинутых на олистостромовую толщу вдоль ее северного края.

Заалтайская структурно-фациальная зона занимает всю южную половину района. На востоке она граничит с Цахирской и Баянбулакской подзонами, на западе же по Заалтайскому разлому непосредственно соприкасается с Баянлэгской зоной (см. рис. 2).

Предшествующими исследованиями В. М. Сеницына, Б. Лувсанданзана, Н. Г. Марковой, Л. П. Зоненшайна [Геология Монгольской Народной Республики, 1973] в структуре этой зоны выделены три элемента: 1) узкие приподнятые клинья, сложенные передробленными зеленокаменными эффузивами девона; в запад-северо-западном направлении они вытягиваются на 150—200 км при ширине 5—10 км; 2) более широкие опущенные блоки между приподнятыми клиньями, образованные как линейными, так и изометричными структурами; 3) полосы развития нижнекаменноугольных вулканитов, отвечающие вулканическим островным грядам.

К этим трем элементам следует добавить еще один — кольцевые и овальные структурные формы, которые намечаются цепочками небольших выходов позднепалеозойских гранитоидов или крупными их массивами, имеющими изометрические очертания.

Внутренние разломы Заалтайской зоны простираются в северо-западном и субширотном направлениях и создают тот структурный рисунок, в который вписываются все перечисленные тектонические элементы с их неравномерной тектонической деформированностью. Больших надвиговых нарушений здесь не установлено, хотя южная вергентность зеркала складчатости (в сторону Джунгарского массива) довольно отчетлива и отмечалась еще А. Х. Ивановым [Васильев и др., 1959].

*Признаки и амплитуда надвиговых перемещений по разлому.* Приведенные данные о стратиграфических разрезах, тектоническом строении, расположении и других особенностях основных структурно-фациальных зон Монгольско-Гобийского Алтая достаточно хорошо характеризуют и Заалтайский глубинный разлом в общем региональном плане Юго-Западной Монголии.

Прежде всего эти зоны по целому комплексу признаков отличаются одна от другой настолько, что кажутся совершенно автономными сооружениями, которые в середине палеозоя, занимая значительно большие

территории, вытягивались вдоль каледонской суши с юго-востока на северо-запад на многие сотни километров. И их положение в современном тектоническом рельефе, особенно положение Шинэджинтской и Гоби-Алтайской зон, выклинивающихся близ главного сместителя Заалтайского разлома, можно объяснить только последующим сближением и скучиванием масс, что и привело к непосредственному соприкосновению Баянлэгской и Заалтайской зон на западе района.

Широкое развитие надвиговых и сдвиго-надвиговых перемещений разного масштаба в Шинэджинтской и Гоби-Алтайской зонах в сочетании с южной вергентностью интенсивной складчатости безоговорочно свидетельствует о том, что это скучивание происходило в процессе горизонтальных перемещений и тектонических перекрытий южных структур более северными. С этим же согласуется избирательный (приразломный) динамометаморфизм пород Шинэджинтской зоны и южной окраины Баянлэгской, совершенно естественный, если представить, что при сближении и скучивании создавались избыточные давления, вызывавшие расщепление пород, перераспределение и перекристаллизацию в них минеральных агрегатов и появление вторичных слоистых текстур.

Общая минимальная амплитуда латерального сближения структур, определяемая шириной Шинэджинтской зоны и Цахирской и Баянбулакской подзон, составляет 85 км. Такого же порядка, очевидно, и суммарная горизонтальная амплитуда Заалтайского глубинного разлома и его дихотомизирующих к юго-востоку второстепенных ветвей.

Морфология Заалтайского разлома не противоречит выводу о сближении и скучивании структурно-фациальных зон, хотя характер разлома по его простирацию неоднократно изменяется. В изученной нами полосе можно говорить по крайней мере о трех звеньях Заалтайского разлома, где его морфология неодинакова.

Так, в западной (большей) половине района, где разлом имеет северо-западное простираение, он выражен в виде сложной покровной структуры. Как показывает рис. 5, поверхность покрова проходит главным образом в силурийских отложениях, отделяя глубоко метаморфизованный силур или докембрий (полосчатая гнейсо-амфиболитовая толща) от зеленосланцевых и порфиридных образований с прослойками гнейсов, кварцитов и слюдисто-гранатовых сланцев, постепенно переходящих затем в флишеподобные кремнисто-песчано-сланцевые породы.

В лобовой юго-западной части покрова, соприкасающейся по крутому надвигу с силуром шинэджинтского типа и черно-серыми песчано-глинистыми угленосными отложениями верхней перми, преобладают многочисленные лежачие складки, разделенные обширными горизонтальными и слабонаклонными волнистыми поверхностями скольжения. Нередки «пыряющие» к юго-западу надвиги или перевернутые в том же направлении разнообразные складки. Структуры течения выражены послойными инъекциями и каплевидными отторженцами вдоль надвиговых поверхностей. Эту часть силурийского разреза мы считаем выдавленной из более северо-восточных полостей между глубоко метаморфизованным силуром и неметаморфизованным девонским флишем; видимая амплитуда перемещения в лобовой части покрова достигает 10 км.

Тыловые части покрова представлены чешуйчатыми структурами девонских флишеидных и силурийских кремнисто-сланцевых пород. Они собраны в крутые складки, еще более резко усложняющиеся вблизи глав-

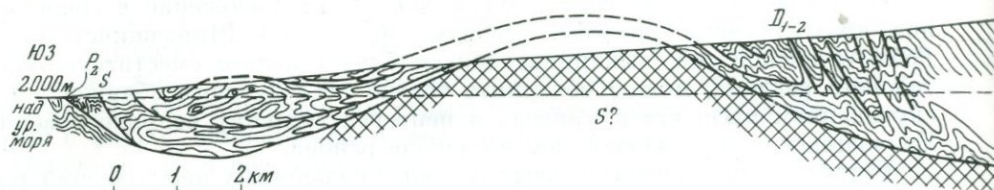


Рис. 5. Принципиальный геологический разрез зоны Заалтайского разлома вдоль хр. Шара-Дэвсгийн-Хамар к югу от сомона Эрдэнэ

Пояснения см. в тексте

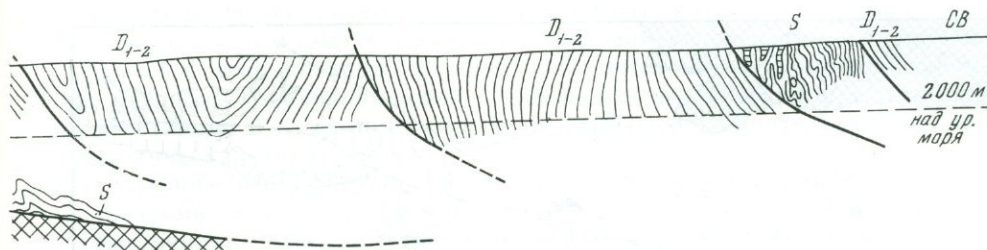
ной надвиговой поверхности, — здесь появляется беспорядочная мелкая дисгармоничная складчатость со следами дробления более хрупких пластов и течения пластичных (в виде инъекций слюдисто-гранатовых сланцев или известняков с «ксенолитами» песчаников). Движение чешуй направлено также к юго-западу, а ограничивающие их надвиги на глубине, по-видимому, связаны с главной поверхностью скольжения масс.

Второе звено разлома проходит между хребтами Монгольский и Гобийский Алтай (см. рис. 2). Разлом здесь плавно поворачивает к востоку и приобретает северо-восточное, а затем субширотное простирание. На этом участке он перекрыт верхнемеловыми и палеогеновыми красноцветными отложениями Тахилгатской депрессии, которая и разделяет Баянлэгскую и Шинэджинстскую структурно-фациальные зоны (рис. 6).

След Заалтайского разлома в этой депрессии трансируется системой молодых разрывно-складчатых нарушений. Среди них в обнажениях видны синклинали, антиклинали и пологие моноклинали, а также разрывы основного северо-восточного направления и двух дополнительных — субширотного и субмеридионального. Субширотные представлены взбросами, субмеридиональные — сбросами, причем последние местами контролируют трещинные залежи неогеновых базальтов. К зоне растяжения над разломом приурочена кальдера неогенового вулкана, установленная нами при осмотре Тахилгатской депрессии. По соотношению разрывов сжатия и растяжения над разломом можно предполагать левосдвиговое перемещение по его сместителю, что отвечает общей кинематической схеме. Таким образом, горизонтальные движения по разлому, начавшись еще в девоне и достигнув максимума в конце палеозоя — начале мезозоя (см. выше), возобновились еще и в неоген-четвертичное время.

Третье звено Заалтайского разлома располагается в северных предгорьях Гобийского Алтая к юго-западу от сомона Баян-Лэг. Главный сместитель проходит в толще силурийских отложений между Баянлэгской и Шинэджинстской структурно-фациальными зонами и характеризуется волнистым субширотным простиранием. Он маркируется мелкими телами гипербазитов среднего палеозоя и гранитоидами среднего — верхнего карбона, обнаженными по обе стороны от него (рис. 7).

Поверхность смещения в основном надвиговая, наклоненная к северу. Граниты близ нее сильно рассланцованы, иногда до листоватых текстур, гипербазиты серпентинизированы и развальцованы. В одних обнажениях



граниты залегают под серпентинитами, в других серпентиниты перекрываются гранитами. Поверхности между теми и другими горизонтальны и тоже имеют тектонический характер; иногда они складчато изогнуты.

Северное крыло разлома расчленено на серию наложенных одна на другую чешуй, которые, в свою очередь, рассечены левыми сдвиго-надвигами северо-восточного направления. Движения, вероятно, были двух-трехфазными, и сейчас их суммарная амплитуда по латерали исчисляется в 5—6 км. В южном крыле среди оперяющих разрывов преобладают левые сдвиги той же северо-восточной ориентировки с суммарной амплитудой 2—3 км. Остроугольно-перистый структурный рисунок дополнительных нарушений указывает на небольшую сдвиговую составляющую движений и по главной надвиговой поверхности.

**Заключение.** Полученные данные позволяют теперь сравнить Заалтайский глубинный разлом с Иртышской зоной смятия, являющейся его продолжением на территории СССР.

Иртышская зона смятия изучалась многими исследователями и по своим особенностям считается классической, хотя о ее строении до сих пор еще нет установившегося единства мнений, например, в отношении возраста метаморфических толщ, времени заложения разлома, типа движений вдоль него (сдвиги или надвиги), амплитуды движений, пространственной миграции зоны (к юго-западу или к северо-востоку) и т. д.

Опираясь главным образом на материалы В. П. Нехорошева [1966], Б. Я. Хоревой [1964], Г. Ф. Яковлева [Геология СССР, 1967] и других авторов, перечислим лишь те параметры Иртышской зоны смятия, которые весьма близки или совпадают с параметрами Заалтайского глубинного разлома.

Иртышская зона смятия, как и Заалтайский разлом, проходит в отложениях среднего палеозоя. В юго-западном ее крыле располагается терригенный средне-верхнедевонский Калба-Нарымский прогиб, в северо-восточном — вулканогенно-терригенные отложения с прослоями известняков девона и карбона, из-под которых местами выходят условный ордовик (Рудный Алтай) и силур с фауной (Южный Алтай). Вдоль главного разлома прослежены цепочки выходов рифогенных известняков эйфеля, континентальных угленосных отложений среднего карбона — нижней перми, а в лежащем боку зоны установлен девонско-нижнекаменноугольный офиолитовый пояс.

Иртышская зона смятия, как и зона Заалтайского глубинного разлома, подразделена на несколько структурно-фациальных подзон. В центральной подзоне вулканические и осадочные породы девонского возраста глубоко метаморфизованы и превращены в кристаллические сланцы

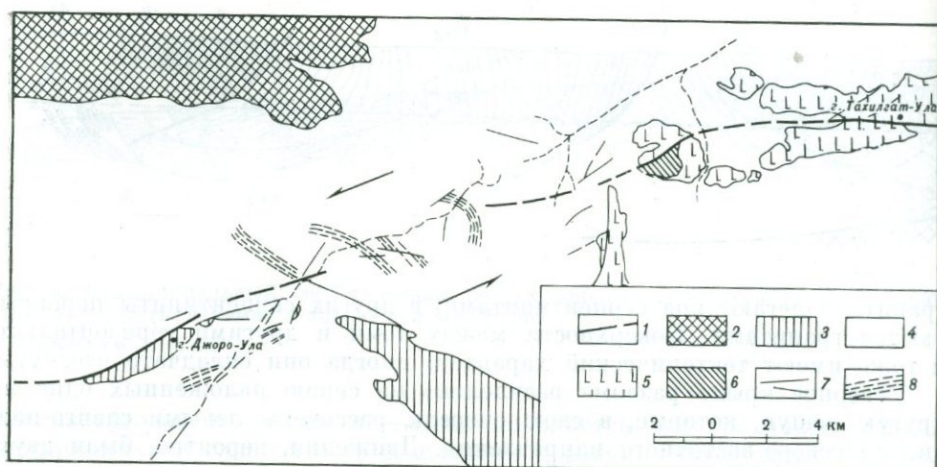


Рис. 6. Структурная схема зоны сочленения хребтов Монгольского и Гобийского Алтая (см. рис. 2)

1 — след Заалтайского глубинного разлома; 2 — выходы отложений силура и девона Байялэгской зоны; 3 — выходы отложений си-

лура Шинэджинтской зоны; 4 — отложения мела и палеогена Тахилгатской депрессии; 5 — неогеновые базальты; 6 — кратер нео-

генового вулкана; 7 — разломы мел-палеогенового чехла; 8 — линии простира-ния мел-палеогеновых отложений

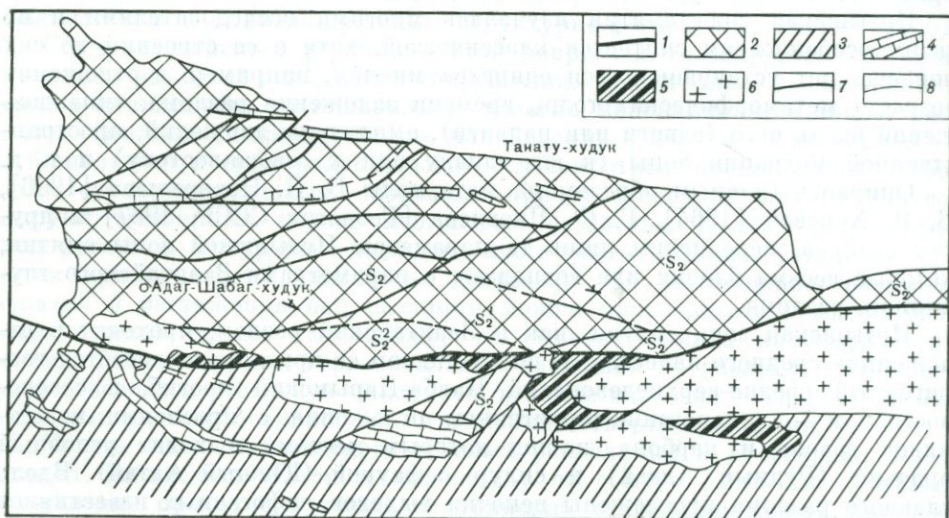


Рис. 7. Схема строения зоны Заалтайского глубинного разлома к югу от сомона Байя-Гоби

1 — Заалтайский глубинный разлом (надвиг); 2, 3 — структурно-фациальные зоны: 2 — Байялэгская, 3 — Шинэджинтская; 4 — гори-

зонт известняков верхнего силура; 5 — гипербазиты; 6 — каменноугольные граниты; 7 — оперяющие

нарушения (сдвига-надвига); 8 — границы отдельных чачек верхнесилурийских отложений

(слюдяные, гранато-слюдяные), амфиболиты, парагнейсы. Далее к северо-востоку и юго-западу динамометаморфизм ослабевает до хлорит-серпичитовых фаций, которые, наконец, сменяются неизменными осадочными породами с сохранившейся среднепалеозойской фауной. Степень расланцевания и динамометаморфизм наиболее значительны по краям тектонических линз и чешуй.

В основе формирования Иртышской зоны смятия, как и Заалтайского разлома, лежат надвиговые явления, сдвиговые же, хотя и имеются, существенной роли не играют и подчинены надвигам. Считается, что Рудный Алтай в основном надвигался на Калбу, с северо-востока на юго-запад. Соответственно этому отложения смяты в серию изоклинальных складок, опрокинутых к юго-западу.

Наиболее сильные движения в Иртышской зоне смятия, как и в зоне Заалтайского разлома, произошли в конце палеозоя — начале мезозоя, однако они оживлялись и на неотектоническом этапе (надвиги среднепалеозойских пород на плиоценовые глины).

Таким образом, Иртышская зона и зона Заалтайского разлома во многом аналогичны. Составляемый ими (вместе с Караиртышским и Булганским разломами) линеамент — назовем его Иртышско-Заалтайской зоной смятия — имеет важное значение в структуре герцинид Восточной Евразии.

Отличия Иртышской зоны от Заалтайской сводятся, пожалуй, лишь к соотношениям главных тектонических поверхностей со структурно-фациальными зонами.

В бассейне Иртыша вытянутые с северо-запада на юго-восток структурно-фациальные зоны подходят под острыми углами к главной надвиговой поверхности в направлении с севера на юг — они, очевидно, образуют высячее, надвинутое крыло Иртышской зоны смятия. В Монгольско-Гобийском Алтае, наоборот, структурно-фациальные зоны, при той же северо-западной ориентировке, под острыми углами подходят к главной надвиговой поверхности с юга на север — они представляют, очевидно, автохтон (или параавтохтон).

Эта особенность краевых флангов Иртышско-Заалтайской зоны смятия позволяет заключить, что главная надвиговая поверхность в целом дискордантна. Она полого (где не нарушена позднейшими разломами) падает к северо-востоку и наискось рассекает все структурные этажи гранитно-осадочной и, вероятно, базальтовой оболочек, вплоть до верхней мантии, выводя на поверхность гипербазиты. Последние, по-видимому, и служили «смазкой» при перемещении и сучивании масс коры.

По геофизическим данным [Геология СССР, 1967] в основании Иртышского разлома намечаются два уступа — в базальтовом слое и в складчатом фундаменте. Первый уступ довольно постоянно по простиранию, тогда как второй неоднократно изменяется — он то крутой, то пологий, соответствуя, скорее всего, разным срезам тектонической поверхностью структурных этажей гранитно-осадочной оболочки.

Общая амплитуда горизонтальных перемещений в Иртышско-Заалтайской зоне смятия, судя по ее заалтайскому фрагменту в Юго-Западной Монголии, достигает почти 100 км. А в апикальной части надвиговой дуги возможны еще и перебросы отдельных отторженцев структурно-фациальных зон с северо-восточного ее крыла на юго-западное. Таким перебросенным, оторванным от корней массивом, возможно, являются кристал-

лические сланцы так называемого Курчумского горста, не имеющие аналогов в Калба-Нарымском прогибе, но сходные в фациальном отношении (имеется в виду первичный состав) по В. П. Нехорошеву [1966], с неизменными среднекембрийскими отложениями Горного Алтая.

Надвиговые линеаменты, подобные дугообразной Иртышско-Заалтайской зоне смятия, по-видимому, не являются редкостью в Восточной Евразии. Они маркируются системой выпуклых к юго-западу поднятий, широко известных в Казахстане, Западной Монголии, в Алтае-Саянской области и на Северо-Востоке СССР. Эти поднятия, как было показано ранее [Суворов, 1978], являются отражением глубинного оттока масс литосферы, происходившего в Евразии с востока на запад и юго-запад вдоль Евразийско-Северо-Атлантического линеамента (левого сдвига).

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А., Магросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1961, т. 58, с. 183—206.
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л.: Гостоптехиздат, 1959. 494 с.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики. М-б 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1971.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. М.: Недра, 1973. 751 с.
- Геология СССР. Т. 41. Восточный Казахстан. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1967. 471 с.
- Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г. и др. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая.— Тр. совместн. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед. АН СССР, АН МНР, 1970, вып. 1, с. 114—131.
- Нехорошев В. П. Тектоника Алтая.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1966, т. 139. 306 с.
- Синицын В. М. Заалтайская Гоби: Геологические рекогносцировки летом 1951 г. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 168 с.
- Суворов А. И. Успенско-Актасская динамопара разломов в Центральном Казахстане.— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 4, с. 938—941.
- Суворов А. И. Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар).— Геотектоника, 1978, № 2, с. 3—18.
- Улитина Л. М., Большакова Л. Н., Копаевич Г. В. Особенности распространения строматопоридей, ругоз и мшанок в разрезе палеозоя гор Джинсэту-Ула (Гобийский Алтай).— Тр. совместн. Сов.-Монг. палеонтол. экспед. АН СССР, АН МНР, 1976, вып. 3, с. 327—340.
- Хорева Б. Я. Петрологические особенности зон смятия и характер связи их с глубинными разломами.— В кн.: Глубинные разломы. М.: Недра, 1964, с. 139—145.

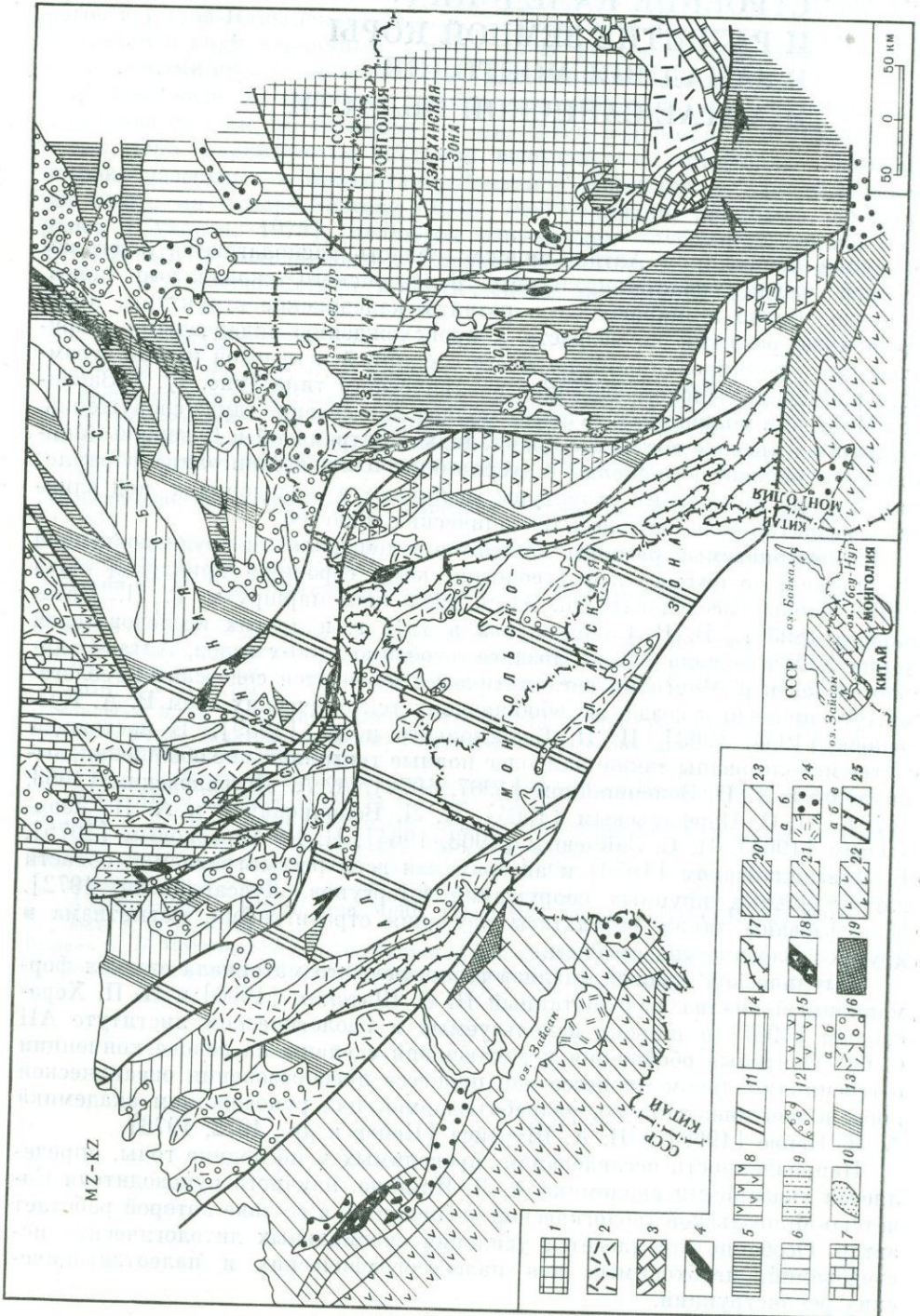
## СТРОЕНИЕ КАЛЕДОНИД И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ И АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Западная Монголия и Алтай-Саянская область располагаются в юго-восточной части Урало-Монгольского палеозойского складчатого пояса. Наиболее полно и широко здесь развиты каледонские структуры, представленные разными по возрасту и происхождению складчатыми сооружениями, сформированными на месте срединной и краевой частей огромного раннепалеозойского бассейна океанического типа (рис. 1). В Западной Монголии можно изучать почти полное пересечение таких сооружений, а также их древнее восточное (байкалиды Центральной и Северной Монголии) и молодое юго-западное (герциниды Южной Монголии) обрамления. Весьма интересные структуры возникают в каледонидах под влиянием развития более молодых тектонических областей.

Рассматриваемые регионы находятся в центральной труднодоступной части Азии, но интерес к их геологическому строению привлекал сюда самых первых исследователей. Здесь проходили маршруты Г. Н. Потанина в 1893 г., В. В. Сапожникова в 1911 г. и других исследователей конца XIX и начала XX в. Позднее, особенно с 50-х годов, Алтай-Саянская область и Монголия систематически изучаются советскими геологами, что привело к созданию обобщающих тектонических схем В. А. Кузнецова [1954, 1963], И. И. Белостоцкого и др. [1959]. В настоящей статье использованы также наиболее полные тектонические обобщения, выполненные Л. П. Зоненшайном [1967, 1972], А. А. Моссаковским [1963, 1975], Ю. С. Перфильевым [1964], К. Л. Волочковичем и А. Н. Леонтьевым [1964], Н. С. Зайцевым [1963, 1964], Н. Н. Херасковым [1975], Б. Лувсанданзаном [1970] и автором для всей рассматриваемой области или отдельных крупных сооружений [Дергунов, Лувсанданзан, 1972]. Используются также результаты изучения стратиграфии, магматизма и других геологических проблем.

Методической основой анализа геологического материала служил формационный анализ, разработанный Н. С. Шатским [1960] и Н. П. Херасковым [1967] и широко используемый в Геологическом институте АН СССР. Основные обобщения и заключения сделаны на основе концепции о геосинклинальном процессе как процессе преобразования океанической коры в континентальную, разрабатываемой под руководством академика А. В. Пейве [1969] и Н. А. Штрейса [Пейве и др., 1972, 1976].

Направленность исследований, проводимых в последние годы, определяется указаниями академика А. Л. Яншина, научного руководителя Советско-Монгольской геологической экспедиции, в составе которой работает автор. Особенно это касается усиления специальных литологических исследований, необходимых для палеогеографических и палеотектонических реконструкций.



Материал, положенный в основу данной статьи, был собран автором в тесном сотрудничестве с Б. Лувсанданзаном и В. С. Павленко, а в последние годы — с Т. А. Вознесенской и Т. Н. Херасковой.

Огромные размеры и сложность строения рассматриваемой территории не позволяют равномерно осветить все особенности ее геологии. Поэтому на фоне общей краткой характеристики крупнейших тектонических единиц более детально будут изложены те материалы, которые являются оригинальными, полученными в последнее время.

Прежде всего нужно отметить, что формирование структур на рассматриваемой территории происходило длительно и завершалось неодновременно — раньше на востоке, позднее на юго-востоке. На востоке на-

Рис. 1. Тектоническая схема Западной Монголии и Алтае-Саянской области

1—3 — область с континентальной корой, сформированной к венду; 1 — складчатое основание — мраморизованные известняки, доломиты, кварциты, кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, амфиболиты (R<sup>?</sup>); 2 — субсеквенные вулканические порфиры, андезиты, их туфы, туфобрекчии (R<sub>3</sub>?); 3 — эпиконтинентальные карбонатные и терригенные отложения (V—)

4—17 — область с континентальной корой, сформированной к девону (каледониды); 4 — комплексы пород океанического фундамента — гипербазиты и габброиды; 5—7 — комплексы пород океанической стадии развития: 5 — спилито-диабазовые (V— $\epsilon_1$ ), 6 — спилито-кераатофировые (V— $\epsilon_1$ ), 7 — кремнисто-карбонатные (V— $\epsilon_1$ ); 8—10 — зоны, прошедшие переходную стадию развития в условиях островных дуг, в которых гранитно-метаморфический слой земной коры сформировался в основном к верхнему кембрию; 8, 9 — комплексы пород, образованные в условиях островных дуг (8 — андезито-базальтовые вулканиды, 9 — терригенно-кремнистые, вулканогенные и карбонатные породы), 10 — комплексы пород, образованные в межгорных впадинах, — полимиктовые известкови-

стые песчаники, известняки, конгломерты ( $\epsilon_2$ ); 11—17 — зоны, прошедшие переходную стадию развития в условиях краевого моря: 11, 12 — подзоны с гранитно-метаморфическим слоем, сформированным в основном в ордовике; 11 — комплексы терригенных пород, образованных в условиях краевого моря, — олигомиктовые плагиоклаз-кварцевые песчаники, алевролиты, флишоиды и турбидиты ( $\epsilon_2$ —O<sub>1</sub>), 12 — комплексы пород, образованные в межгорных впадинах, — молассоиды и андезито-липаритовые вулканиды (O); 13—17 — подзоны с гранитно-метаморфическим слоем, сформированным в основном к девону: 13 — комплексы пород, образованные в условиях краевого моря, — терригенные породы (олигомиктовые плагиоклаз-кварцевые песчаники, алевролиты, флишоиды и турбидиты) ( $\epsilon_2$ —O<sub>1</sub>), 14 — комплексы пород, образованные в условиях внутреннего моря, — терригенные и туфогенные гомимиктовые песчаники, алевролиты, известковистые песчаники, известняки (O<sub>1</sub><sup>2</sup>—S), 15 — комплексы пород, образованные в условиях возрожденных островных дуг, — андезитовые вулканиды, терригенные и туфогенные песчаники, алевролиты, рифогенные известняки (O<sub>3</sub>—S), 16 —

комплексы пород, образованные в межгорных впадинах (а — трахиандезитовые и липаритовые вулканиды (D), б — молассоиды), 17 — комплексы пород, накопившихся в новообразованных геосинклинальных прогибах («моногосинклиналях»), — песчано-алевролитовые породы (D).

18—24 — область с континентальной корой, сформированной к верхнему палеозою (герциниды); 18, 19 — комплексы пород океанического фундамента (18 — серпентинитовый меланж, 19 — метаморфиты основного состава); 20, 21 — комплексы пород океанической стадии развития: 20 — спилиты, диабазовые вулканиды (D), 21 — кремнистые терригенные и туфогенные породы (S<sub>2</sub>—D); 22, 23 — комплексы пород переходной стадии развития: 22 — андезито-базальтовые вулканиды островных дуг (D<sub>3</sub>—C), 23 — олигомиктовые песчаники, алевролиты, сланцы, нередко флишоидные (C<sub>3</sub>—P<sub>1</sub>); 24 — комплексы пород, образованные в межгорных впадинах: а — липаритовые и трахибазальтовые вулканиды (C<sub>1</sub>), б — красноцветные молассоиды (C<sub>1</sub>) и сероцветные угленосные молассоиды (C<sub>2-3</sub>).

25 — тектонические нарушения: а — крупные разломы, б — надвиги, в — шарьяжи



ходится древнее, допалеозойское обрамление каледонского бассейна — Дзабханская зона. По данным многих исследователей [Амантов, 1963; Беззубцев, 1963; Маркова и др., 1972; Зайцев, 1975], здесь можно выделить три структурных этажа (рис. 2). Нижний — древнее складчатое основание — кварцито-карбонатные и гнейсово-амфиболитовые толщи пород, смятых в очень сложные складки и метаморфизованных до амфиболитовой фации. Мощность их более 3 км. На древнем основании с угловым несогласием лежат субсеквентные орогенного типа вулканиты андезит-липаритовой формации (сархойская, дархатская, дзабханская свиты) мощностью более 1 км. Выше с несогласием, разрывом и базальными конгломератами залегают карбонатно-терригенные отложения с органическими остатками венда и нижнего кембрия, мощностью более 2 км. В конгломератах, кроме обломков эффузивов и других пород нижних этажей, найдены валуны розовых порфиридных гранитов, указывающие на очень большое значение этого несогласия. Можно считать, что здесь на восточном обрамлении каледонид перед накоплением венд-нижнекембрийского карбонатно-терригенного субплатформенного чехла произошли складчатость, метаморфизм, гранитный магматизм и субсеквентный вулканизм, а затем поднятие и глубокий разрыв, вскрывший гранитные породы. Эти данные показывают, что на восточном обрамлении континентальная земная кора была сформирована еще в довендское время, а слабо дислоцированный чехол карбонатно-терригенных пород накапливался в эпиконтинентальном бассейне.

Западнее, за мощной зоной расланцевания и брекчирования (Дзабханский разлом), находится каледонская Озерная зона (см. рис. 1), где венд и нижний кембрий имеют совершенно иной состав и строение. Они представлены типичными раннегеосинклинальными формациями, но неодинаковыми в разных частях Озерной зоны. На рис. 2 показаны разрезы для краевой и срединной частей этой зоны. В каждой из частей Озерной зоны наметились три формации, причем в основании преобладают базальтоиды с типичной отдельностью шиллоу-лав. Среди них встречаются лавобрекчии, реже — туфо-брекчии и туфы. В краевой части Озерной зоны выше по разрезу базальтоиды чередуются с вулканитами кератофиrowого ряда, образуя спилито-кератофиrowую формацию мощностью до 2 км. На ней лежит карбонатно-кремнистая формация, достигающая мощности 0,5 км и более. Выше — снова кератофиrowые вулканиты.

Западнее, в срединной части Озерной зоны, в основании находятся те же базальтовые шиллоу-лавы (см. рис. 2), реже — их туфы и прослой красных яшм. Мощность этой типичной спилит-диабазовой формации более 2 км. Выше она постепенно сменяется кремнисто-туфогенной, а затем кремнисто-терригенной формациями, на границе между которыми проходит горизонт рифогенных известняков, богатый остатками нижнекембрийских трилобитов, археоциат и водорослей [Воронин, Дроздова, 1975, 1976]. Крупный массив известняков имеет весьма типичное для

10 — известняки; 11 — доломиты; 12 — известковистый материал в осадочных породах; 13 — кварциты; 14 — кремнистый материал в осадочных породах; 15 —

зеленые сланцы; 16 — гранито-гнейсы; 17 — кварцбиотитовые сланцы; 18 — кварц-амфиболовые сланцы и амфиболиты; 19 — амфибол-биотитовые сланцы;

20 — меланократовое основание; 21 — фаунистические остатки: а — онколиты, б — археоциаты, в — трилобиты; г — хиолиты

рифа строение с крупноглыбовой оползневой брекчией на внешнем юго-западном краю и с ритмичнослоистыми известняково-кремнистыми отложениями на внутреннем, накопившимися во внутренней лагуне, отгороженной от открытого моря самим рифом.

В верхней, кремнисто-терригенной, толще установлен мощный пласт олистостром, в которых матрицу слагают разнозернистые граувакковые песчаники. Встречаются несортированные, разные по размеру и окатанности обломки разнообразных пород. Преобладают базальтоиды, кератофиры, их туфы, глыбы известняка, попадаются габбро-диабазы, пироксениты и серпентиниты. Весьма знаменательно практически полное отсутствие кварца и других пород сиалического основания. Следовательно, размывался и накапливался материал только офиолитовой ассоциации, т. е. океанического меланократового основания и покрывающих его спилито-диабазовой, спилито-кератофировой и кремнисто-туфогенной формаций. Олистострома свидетельствует о горизонтальных движениях еще в нижнем кембрии, на самом раннем этапе развития каледонского бассейна. Толщи пород Озерной зоны смяты в относительно широкие, но пологие линейные складки с наклоном крыльев до 40—60°, только у осложняющих разломов встречаются более крутые залегания. Размах крыльев колеблется от сотен метров до первых километров.

Таким образом, в Озерной зоне наместились закономерно расположенные краевая — «спилито-кератофировая» и срединная — «спилито-диабазовая» части, возникшие и развивавшиеся одновременно с «карбонатно-терригенным» эпиконтинентальным бассейном древнего восточного обрамления.

На раннегеосинклиналиных формациях Озерной зоны с угловым несогласием и базальными конгломератами лежит маломощная известняково-песчанниковая толща с остатками трилобитов низов среднего кембрия, собранных и определенных Н. В. Покровской. Эта толща свидетельствует о завершении накопления раннегеосинклиналиных формаций в Озерной зоне перед средним кембрием. Примерно к этому же времени относятся наиболее ранние гранитоиды габбро-диорит-плагиогранитной формации (аналог таннуольского комплекса Тувы), что свидетельствует о существенном развитии гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Более молодые образования Озерной зоны представлены орогенными вулканитами и молассоидами ордовика, силура, девона и карбона, накопившимися, вероятно, в межгорных впадинах. Они сохранились в оригинальных наложенных, точнее, вложенных одна в другую, Чигиртайских мульдах, расположенных севернее оз. Хара-ус-нур (см. рис. 1).

Изучение химического состава базальтоидов Озерной зоны только началось. Имеющиеся результаты нескольких анализов показывают, что венд-нижнекембрийские базальтоиды этой зоны и чингинской свиты Западного Саяна весьма близки по составу. В чингинской свите примерно 40% вулканитов являются типичными низкощелочными толеитами океанического типа с малым содержанием  $K_2O$  (0,34%),  $TiO_2$  (1,69%) и  $P_2O_5$  (0,21%), но с относительно высоким содержанием  $MgO$  (более 7,35%). Более 40% вулканитов относятся к базальтоидам повышенной щелочности, они содержат в среднем 0,95%  $K_2O$ ; около 10% щелочных базальтоидов характеризуются содержанием  $K_2O$  более 2%. В этих базальтоидах повышено содержание  $TiO_2$  (2,1—2,17%) и фосфора, что может служить указанием на первичность обогащения калием. В щелоч-

ных базальтах железо преобладает над магнием. Таким образом, в Западном Саяне и, вероятно, в Озерной зоне распространены как типичные океанические толеитовые базальты, так и их щелочные разновидности. Кислые и средние вулканиты, которых не более 10%, по-видимому, являются дифференциатами толеитовой магмы и содержат  $K_2O \sim 0,5\%$ . Сходные характеристики имеют базальтоиды из каледонид Центрального Казахстана [Хераскова и др., 1979].

Современное структурное соотношение Озерной зоны с древним восточным обрамлением (Дзабханская зона) выражено прямолинейным крутопадающим разломом субмеридионального простирания. Однако можно полагать, что более древняя граница была значительно сложнее, так как в Дзабханской зоне находятся крупные пластины гипербазитов, которые, возможно, являются останцами тектонического покрова офиолитов Озерной зоны, надвинутого с запада на древнее складчатое сооружение. Наиболее крупным останцом является Хутульский массив (примерно  $20 \times 20$  км), имеющий извилистые тектонические ограничения, местами срезанные прямолинейными разломами субмеридионального простирания. В строении массива участвуют однородные дуниты и полосчатые гарцбургиты, приуроченные к возвышениям рельефа, а также серпентинитовый меланж, обнажающийся в понижениях, около извилистых тектонических ограничений. Отсюда следует, что меланж, по всей вероятности, развит в нижней части гипербазитовой пластины, у ее тектонического основания. Основную массу меланжа слагают сильно расщепленные серпентиниты, в которых находятся разные по размеру (от сантиметров до многих десятков метров) обломки и глыбы разнообразных пород. Среди них преобладают кристаллические сланцы, кварциты и гнейсы подстилающей докембрийской толщи, встречаются также габбро-диабазы и диабазы Озерной зоны. Последние указывают, что амплитуда горизонтального перемещения покрова офиолитов с запада на восток достигала 30 км и более.

К западу и северо-западу от Озерной зоны огромная территория, включающая Монгольский и Горный Алтай, а также Западный Саян, занята мощной и однообразной песчано-алевролитно-сланцевой серией осадков среднекембрийско-нижнеордовикского (?) возраста. Она отличается исключительно терригенным, олигомиктовым (плагноклаз-кварцевым) составом и практически полным отсутствием карбонатных и вулканогенных пород, кроме того, в ней не замечено каких-либо существенных фациальных изменений по простиранию даже у границ ее распространения. Только севернее и северо-восточнее, за пределами площади распространения терригенной серии, известны молассоиды с остатками средневерхнекембрийской и нижнеордовикской фауны, которые, возможно, являются его возрастными аналогами. По преобладанию тех или иных разновидностей пород обычно выделяются нижняя сланцевая, средняя песчано-алевролитовая флишоидная и верхняя алевролитно-песчаниковая толщи, в последней начинают преобладать полимиктовые разности пестроцветных пород. Породы нижних двух толщ, как правило, окрашены в серо-зеленый цвет.

Однообразие состава как бы подчеркивается одинаковой степенью и характером дислоцированности этих терригенных толщ. Они обычно смяты в узкие, линейные, изоклинальные и даже пережатые складки многих порядков, которые очень устойчивы по простиранию. Интересно, что зеркало складчатости при этом деформировано очень слабо, полого погру-

жаясь в крупных синклиориях не более чем на  $1/10$  часть размаха их крыльев.

Такие весьма устойчивые особенности состава и строения рассматриваемых толщ, как отсутствие карбонатности, бентосной фауны и мелководных текстур, при широком развитии текстур автокинетических потоков и донных течений, указывают на накопление их в огромном относительно глубоководном пелагическом бассейне типа краевого моря. Компенсация прогибания этого бассейна осадконакоплением наступила только в ордовике, о чем свидетельствуют красноцветные, нередко грубообломочные молассоидные осадки.

Огромная площадь распространения и большая мощность показывают, что объем этих однообразных кварц-плагиоклазовых пород достигал нескольких миллионов кубических километров. Его основным источником не могли быть внутренние вулканогенные острова, хотя около них терригенные толщи могли обогащаться вулканическим материалом (Волков, 1966; Херасков, 1975]. Скорее всего, эта огромная масса однообразных кварц-плагиоклазовых отложений поступила с восточных поднятий древнего континентального обрамления.

В начале ордовика смятые в складки терригенные толщи местами подверглись метаморфизму до амфиболитовой фации и гранитизации с образованием первых палингенных гранитоидов гранодиорит-гранитной формации. Тогда же появились первые наложенные мульды, выполненные аренигскими на севере и карадокскими на юге молассоидами. Таким образом, в ордовике на этой огромной территории, включающей Монгольско-Алтайскую зону Западной Монголии и большую часть Алтае-Саянской области (Холзунско-Чуйский антиклинорий и Чулышманскую зону), произошла складчатость и появились заметные признаки образования гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Начиная со среднего ордовика, вероятно совпадая с заложением герцинского палео-Тетиса, внутри каледонид активно развивались остаточные внутренние моря, заполнявшиеся терригенно-карбонатными и карбонатными осадками ордовика и силура. На их месте позднее были сформированы Ануйско-Чуйский и Западно-Саянский синклиории.

В Западной Монголии в конце ордовика возник локальный новообразованный прогиб, заполнявшийся осадочными и вулканогенными породами островодужного типа. Это туфогенные известковистые песчаники и рифогенные коралловые известняки, а также вулканы базальт-андезитовой формации. Они занимают почти всю Кобдинскую подзону, залегая с размывом и несогласием на смятых в складки терригенных породах кембро-ордовика. Важно подчеркнуть, что западнее и восточнее этого прогиба ордовикские и силурийские отложения представлены молассоидами, которые встречаются отдельно и только в наложенных мульдах. Весьма показательны также фациальные изменения ордовикско-силурийских отложений по простиранию самого прогиба. По мере удаления от герцинид на север, в пределы каледонид, постепенно уменьшается количество геосинклинальных вулканитов и тонкозернистых осадков за счет увеличения более грубообломочных, вплоть до полного преобладания типичных молассоидов.

Появление этого новообразованного прогиба показывает, что поступающий процесс развития структур и формирования гранитно-метаморфического слоя коры временно прерывался на ограниченном пространст-

ве. Тогда в пределах отдельной линейной зоны происходило отступление к предыдущему, островодужному этапу развития. Вероятно, оно было связано с локальным разрушением, деструкцией только что образованного гранитно-метаморфического слоя.

В девоне все тектонические зоны каледонид были вовлечены в орогенный этап развития. Повсюду формировались орогенного типа мульды и прогибы, накапливались молассоиды, проявлялись массовый субсеквентный вулканизм и гранитизация, и таким образом в каледонидах в целом завершилось образование гранитно-метаморфического слоя и всей континентальной коры.

Однако и здесь не обошлось без осложнений. В среднем девоне в результате локальной деструкции только что созданной коры возникли крупные линейные прогибы — Делюно-Юстыдская и Южно-Алтайская моногеосинклинали [Дергунов и др., 1971]. Они заполнялись однообразными песчано-алевролитовыми («черносланцевыми») отложениями большой мощности, в которых также наблюдаются закономерные фациальные изменения: с юга на север, от герцинид в глубь каледонид, постепенно увеличивается количество грубообломочных пород. На северном замыкании и вдоль бортов эти прогибы обрамляются типичными молассоидами того же средне-верхнедевонского возраста. Складчатость и замыкание этих моногеосинклиналей произошли только перед карбоном, в то же время в их пределах началось образование массивов гранодиорит-гранитной формации. Вероятно, таким путем к нижнему карбону была восстановлена земная кора в этих зонах наиболее поздней, по существу герцинской, деструкции.

Проследивая развитие процесса преобразования венд-кембрийской океанической коры в континентальную, которое происходило длительно, в течение почти всего палеозоя, необходимо отметить прежде всего постепенное разрастание гранитно-метаморфического слоя с северо-востока на юго-запад, от древних к более молодым тектоническим зонам. Этот процесс наглядно выражен латеральным развитием гранитизации и палингенеза, характерные черты которых для Западной Монголии были описаны В. С. Павленко, Б. Лувсанданзаном и автором [Павленко и др., 1977].

Было установлено, что каждой тектонической зоне соответствует специфическая формация раннеорогенных гранитоидов, состав которой в значительной мере зависит от состава пород, преобладающих в строении самой зоны. Так, в Озерной и Кобдинской зонах, где преобладают вулканы основного и среднего состава, формировались массивы габбродиорит-плагиогранитной формации, а в терригенной Монгольско-Алтайской зоне — гранодиорит-гранитной. Третья, гранит-щелочно-гранитная формация характерна для позднеорогенного развития всех тектонических зон.

В то же время анализ абсолютного возраста гранитоидов показал, что начиная с рубежа в 450 млн. лет через каждые 50 млн. лет размеры гранитоидных массивов заметно увеличиваются, постепенно заполняя пространства между ними. Возможно, этот процесс сравним с ростом древних гранито-гнейсовых куполов, также, по-видимому, составляющих основу гранито-гнейсового слоя земной коры. Кроме разрастания отдельных массивов, отмечено, что в пределах каждой конкретной формации гранитоидов происходит омоложение абсолютных возрастов пород с северо-востока на юго-запад, т. е. из глубины каледонид к герцинидам.

Последняя тенденция особенно четко увязывается с общей миграцией многих геологических процессов от древних зон к более молодым.

**Заключение.** 1. На территории Западной Монголии, Алтае-Саянской области и, вероятно, Центрального Казахстана в венде возник крупный бассейн с корой океанического типа. Практически повсеместное развитие венд-нижнекембрийских спилит-диабазовых и спилит-кератофировых формаций показывает, что его образование произошло сравнительно быстро в условиях растяжения, связанного с расхождением континентальных плит.

2. В Западной Монголии наметились три венд-нижнекембрийские палеотектонические зоны: восточное обрамление с терригенно-карбонатной формацией Дзабханской зоны, краевая — «спилито-кератофировая» и срединная — «спилито-диабазовая» части Озерной зоны.

3. Гранитно-метаморфический слой образовался в Озерной зоне Западной Монголии к верхнему кембрию, так же как в раннекаледонских («салаирских») сооружениях Алтае-Саянской области.

4. В остальной, западной части этих областей в среднем и верхнем кембрии продолжал развиваться обширный и глубоководный бассейн, заполнявшийся исключительно терригенными осадками, принесенными, вероятно, с восточного континентального обрамления. В начале ордовика произошла компенсация прогибания этого бассейна осадками, завершились складкообразование, метаморфизм, первое гранитообразование и заложение первых наложенных мульд, что в целом свидетельствует о заметном развитии гранитно-метаморфического слоя.

5. В конце ордовика и середине девона происходила локальная деструкция новообразованной коры, вызвавшая появление отдельных линейных прогибов — моногеосинклиналей. Они указывают на временное локальное возвращение к предыдущему этапу развития на фоне общего поступательного процесса формирования земной коры.

6. Широкое и длительное развитие гранитизации и полигенеза отражает существенную роль этих процессов в преобразовании раннепалеозойской океанической коры в континентальную. В них также выражена общая тенденция возрастной миграции всех процессов от древних зон к более молодым.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Госгеолиздат, 1963, с. 15—29.
- Беззубцев В. В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М.: Госгеолиздат, 1963, с. 29—43.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н. и др. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, вып. 6, с. 3—22.
- Волков В. В. Основные закономерности геологического развития Горного Алтая (поздний докембрий и нижний палеозой). Новосибирск: Наука, 1966. 151 с.
- Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1964. 183 с.
- Ворониц Ю. И., Дроздова Н. А. Водорослево-археоциатовые комплексы санаштыггольского горизонта Ак-Баши (Западная Монголия). Ископаемая фауна и флора Монголии. — Тр. совместн. Сов.-Монг. палеонтол. экспед. АН СССР, АН МНР, 1975, вып. 2, с. 306—311.

- Ворошиц Ю. И., Дроздова Н. А.* Древнейший археоциато-водорослевый комплекс Западной Монголии.— В кн.: Палеонтология и биостратиграфия Монголии. М.: Наука, 1976, с. 291—297.
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С.* Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1974, с. 81—103.
- Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б.* Основные черты строения и развития структур Монгольского Алтая.— В кн.: Труды Научно-исследовательского геологического института Монгольской Народной Республики. Улан-Батор: Госиздат, 1972, с. 66—90.
- Зайцев Н. С.* О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области.— В кн.: Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 127—143.
- Зайцев Н. С.* Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964, с. 173—185.
- Зайцев Н. С.* Общие черты тектоники региона.— В кн.: Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М.: Наука, 1975, с. 7—33.
- Зоненшайн Л. П.* Тектоника складчатых областей Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей).— Геотектоника, 1967, № 6, с. 49—70.
- Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Наука, 1972. 240 с.
- Кузнецов В. А.* Геотектоническое районирование Алтае-Саянской области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1, с. 202—207.
- Кузнецов В. А.* Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая.— Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1963, вып. 13, с. 7—68.
- Лувсанданзан Б.* Стратиграфия палеозоя Монгольского Алтая.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1970, вып. 1, с. 85—102.
- Маркова Н. Г., Коробов М. Н., Журавлева З. А.* К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, вып. 1, с. 57—70.
- Моссаковский А. А.* Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М.: Госгеоиздат, 1963. 216 с.
- Моссаковский А. А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Павленко В. С., Вороновский С. Н., Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б.* История развития гранитов Западной Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 3, с. 107—125.
- Пейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы геосинклинального процесса.— Сов. геология, 1972, № 12, с. 7—25.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Книппер А. Л.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Перфильев Ю. С.* Докембрий и нижний палеозой западной части Горного Алтая. (Стратиграфия и история геологического развития): Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1964. 21 с.
- Херасков Н. П.* Формации и стадии геосинклинального развития Западного Саяна.— Геотектоника, 1975, № 1, с. 35—54.
- Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.
- Хераскова Т. Н., Новикова А. С., Зардиашвили Н. И.* Особенности состава раннегеосинклинальных вулканогенных формаций Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 47—61.
- Шатский Н. С.* Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5, с. 3—23.

## ЭВОЛЮЦИЯ ГОРООБРАЗОВАНИЯ МОНГОЛИИ В МЕЗОЗОЕ

Обширные пространства территории Монгольской Народной Республики занимают осадочные и магматические породы мезозойского возраста. Значительные успехи в изучении их стратиграфии, состава и тектоники были достигнуты за последнее десятилетие (начиная с 1967 г.) в результате тематических научных исследований Советско-Монгольской геологической экспедиции Академии наук СССР и Академии наук МНР. Общее научное руководство этой экспедицией осуществлялось и осуществляется Александром Леонидовичем Яншиным, который много приложил усилий для организации и успешного выполнения тематических исследований экспедиции, в том числе и по изучению геологии мезозоя Монголии.

На протяжении всего периода работы экспедиции автор принимала непосредственное участие в изучении стратиграфии и тектоники мезозоя различных районов Монголии. Кроме того, под ее руководством осуществлялось изучение тектоники и магматизма мезозоя Монголии. Такой комплексный подход позволил за относительно короткий срок получить много новых материалов, весьма существенно дополнивших и изменивших наши представления о стратиграфии, истории развития структур и магматизма мезозойского периода, что нашло свое отражение в ряде выпусков Трудов совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции и в статьях [Нагибина, 1970; Редкометальные гранитоиды..., 1971; Стратиграфия..., 1975; Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975; и др.]. На территории Монголии были проведены специальные палеовулканические исследования верхнемезозойских вулканитов [Фрих-Хар, Лучицкая, 1978], осуществлена корреляция различных региональных стратиграфических разрезов и дана общая схема стратиграфии юрских и меловых отложений [Нагибина и др., 1977]. На основе изучения формационного состава осадочных и вулканогенных образований, их стратиграфического расчленения в соответствии с новой стратиграфической схемой и изучения морфологии мезозойских структур для Монголии дана классификация разнотипных мезозойских тектонических структур. Составлены первая «Тектоническая карта Монгольской Народной Республики» [1978] и «Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной республики» [1979]. Составлены палеотектонические схемы для ранне- и позднемезозойского этапа развития структур [Нагибина и др., 1977]. На основании перечисленных новых материалов появилась возможность проанализировать эволюцию горообразования в Монголии на протяжении мезозойского периода и рассмотреть стадии этого процесса.

Геологические материалы, приведенные в монографиях М. В. Дуранте [1976], А. А. Моссаковского [1975; Моссаковский, Томуртоого, 1976], В. В. Ярмолюка и других авторов, позволяют с достаточной детальностью представить геологические события конца палеозоя — начала триаса и в основных чертах восстановить палеогеоморфологические черты строе-

ния территории Монголии. В пределах межгорных прогибов и впадин с континентальным или морским осадконакоплением [Моссаковский, Томуртогоо, 1976; Зайцев и др., 1973; Зоненшайн, Кипарисова, Окунева, 1971; Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975] отложения раннего триаса, как правило, залегают согласно с позднепермскими терригенными молассоидными отложениями.

В позднем палеозое на территории Монголии происходили весьма активные орогенические движения, внедрение больших масс гранитоидов и обильные наземные вулканические излияния. В результате этих событий к концу палеозоя, в начале раннего и в среднем триасе почти на всей территории Монголии сформировался горный рельеф различного происхождения. Возникли поднятия Прахэнтэя и Прахангая. На севере, северо-востоке и юге Монголии располагались потухшие вулканические пояса и сохранялись межгорные котловины с континентальным осадконакоплением. На крайнем северо-востоке Монголии в нижнем триасе сохранялся небольшой мелководный морской залив, который полностью замкнулся в среднем триасе.

*Раннемезозойский этап.* С конца среднего триаса на всей территории Монголии наступает континентальный режим. Континентальные отложения позднего триаса от всех более ранних образований были отделены значительными геологическими событиями и залегают, как правило, с размывом и несогласием на подстилающих породах. В позднем триасе и начале юры произошли существенные преобразования верхнепалеозойского рельефа. В позднем триасе и ранней юре наметились четкие границы Прахэнтэйского горного поднятия, сложенного древними, рифейскими и палеозойскими, породами. В обрамлении этого сводового поднятия, имеющего общее северо-восточное простирание, на территории Монголии располагалась протяженная зона пониженного рельефа полукольцевой формы, к которой были приурочены системы озерно-аллювиальных межгорных седиментационных бассейнов и долин (рис. 1). В этой зоне сформировались крупные отрицательные элементы рельефа: Орхон-Селенгинская система прогибов, система Северо-Гобийских впадин, Джаргалантуинская впадина и Дашибалбаро-Северо-Чойбалсанская система прогибов. Джаргалантуинская впадина субширотного простирания представляла собой как бы ступень пониженного рельефа на юго-восточном склоне Прахэнтэя, обрамленную с юго-востока сравнительно небольшим Модотино-Эрен-Дабанским поднятием. В пределах прогибов и впадин в течение этого времени накопились толщи преимущественно грубообломочных терригенных, местами слабоугленосных отложений молассовой формации и наземных вулканогенных образований. Мощность этих пород в отдельных прогибах и впадинах различна и колеблется от 500—1000 до 5000—6000 м. Такие различия в мощностях отложений в пределах синформ рассматриваемой зоны свидетельствуют о большой ее мобильности и весьма дифференцированных тектонических движениях в раннем мезозое.

Изменение мощностей и фаций разновозрастных отложений в наиболее хорошо изученных крупных прогибах и впадинах (Орхонской, Джаргалантуинской, Дашибалбарской и др.) свидетельствует об их конседиментационном происхождении. Изучение состава галек грубообломочных фаций позволяет установить, что областями размыва и сноса терригенного материала служили склоны растущего Прахэнтэйского горного под-

нятия, а также непосредственно прилегающие к впадинам более мелкие уступы положительного рельефа, сложенные палеозойскими и протерозойскими образованиями.

В конце позднего триаса и начале юры в процессе замыкания прогибов в рассматриваемой зоне весьма активно проявились вулканические излияния. Более ранние стадии вулканических извержений были представлены лавами базальтов и андезитов (трахибазальтов), а более поздние излияния, значительно меньшие по объему, — кислыми и субщелочными лавами и небольшими субвулканическими телами.

В пределах отдельных впадин (например, Орхонской) общая мощность покровов базальтоидов и их туфов достигала 2000 м. Толщи вулканитов залегают согласно или с небольшим размывом (в основании с базальтными конгломератами) на терригенных отложениях позднего триаса описанных впадин. Кроме того, отдельные вулканогенно-тектонические структуры в зоне пониженного рельефа располагаются непосредственно на древнем основании. Так, Их-Хайрханская структура находится на южном склоне Хэнтэйского поднятия. На востоке рассматриваемой зоны (Северо-Чойбалсанская впадина) сравнительно маломощные покровы диабазов, диабазовых порфиритов и их туфов переслаиваются с осадочными отложениями на протяжении почти всего разреза позднего триаса.

На востоке и юго-востоке Монголии в течение позднего триаса и в начале юры образовались относительно узкие линейные поднятия северо-восточного простирания — Пракеруленское и Нукут-Дабанское, которые были разделены протяженными линейными зонами относительно пониженного рельефа (см. рис. 1). Выделение такой зоны на юге Монголии достаточно условно, так как она на большом протяжении перекрыта чехлом позднемеловых и кайнозойских отложений, и только на территории Китая удается восстановить наличие в ее пределах седиментационных бассейнов позднего триаса с терригенным осадконакоплением.

В осевой части Пракеруленского поднятия на значительном протяжении устанавливается линейная зона растяжения северо-восточного простирания, к которой приурочены узкие впадины, грабены и грабенсинклинали, сложенные вулканогенными и терригенно-вулканогенными образованиями позднего триаса (Бурэнцогтинская впадина и др.).

На юго-западном склоне Пракеруленского поднятия располагалась более крупная вулканогенно-тектоническая депрессия. В пределах всех перечисленных поднятий Восточной и Центральной Монголии происходило внедрение значительных магматических масс гранитоидного состава, давших начало росту многочисленным горным вершинам. Возраст этих гранитоидов по данным геохронологических определений (К-Аг метод) от 230 до 210 млн. лет. Наиболее крупные порции внедрения магматических масс гранодиоритового состава были приурочены к ядру самого большого по площади Прахэнтэйского сводового поднятия (см. рис. 1). Это поднятие представляет собой юго-западную, Хэнтэйскую часть крупнейшего Даурско-Хэнтэйского сводового поднятия, расположенного на территории Центрального Забайкалья и Центральной Монголии. Хэнтэйское поднятие в Монголии обрамлено полукольцом разбросанных вулканических структур, сложенных трахибазальтами, прорванных субвулканическими телами трахилипаритов и малых тел гранитоидов. На большей части территории Западной Монголии не установлено триасовых отложений, лишь на юге, в Ноянсомонском прогибе, в последние годы

[Зайцев, Моссаковский и др., 1973; Моссаковский, Томуртоого, 1976] были найдены континентальные триасовые отложения мощностью до 3500 м, с остатками костей лабиринтодонта и отпечатками флоры.

Таким образом, обширные пространства Западной Монголии с Прахангайским горным массивом в центре представляли собой денудационные области сноса, о морфологической моделировке которых пока судить трудно, за исключением, пожалуй, центральной части Прахангая, которая с конца палеозоя представляла собой большую кольцевую тектономагматическую структуру. По периферии этой структуры располагается замкнутое кольцо крупных гранитных массивов позднего палеозоя. Очертания этой кольцевой структуры отчетливо выступают и в современном рельефе.

Обширные поднятия Западной Монголии в позднем триасе активно денудировались. Продукты размыва в виде обильного обломочного материала на севере поступали в Орхон-Селенгинскую систему межгорных прогибов, а на юге — в Ноянсомонский бассейн.

Анализ мощностей отложений позднего триаса начала юры и наличие грубообломочных фаций конгломератов и фангломератов (с валунами до 0,5 м и более в диаметре) позволяют высказать предположение об относительных превышениях (или размахе) рельефа, местами (Орхонская впадина и горное поднятие Прахэнтэя) достигавших 3—4 км, а возможно, и более.

В нижне-среднеюрскую стадию на территории Монголии происходили последующие весьма существенные преобразования палеорельефа. На северо-востоке Монголии замыкаются системы Дашибалбаро-Северо-Чойбалсанских озерно-аллювиальных бассейнов. В процессе сжатия и глыбово-складчатых деформаций обширная зона пониженного рельефа вовлекается в поднятие и причленяется к крупному линейному Пракеруленскому горному поднятию северо-восточного простирания. В результате этих движений в средней юре активно растущее Пракеруленское поднятие приобретает асимметричное поперечное сечение (рис. 2). Северо-западный и северный его склоны становятся более крутыми, а юго-восточный — более пологим, о чем красноречиво свидетельствуют большие мощности грубообломочных конгломератовых толщ верхнегазимуурской свиты средней юры в Восточно-Забайкальском прогибе, достигающие 1500—2000 м.

Накопление этих толщ происходило вдоль северного склона активно растущего Пракеруленского поднятия, одновременно служившего областью размыва и сноса обломочного материала. В относительно пологой юго-западной части этого поднятия располагалась небольшая Холбохонгорская впадина, сложенная маломощными терригенными относительно мелкозернистыми озерными отложениями с пресноводной фауной средней юры (по данным П. Хосбаяра).

Вдоль юго-восточной границы Пракеруленского поднятия с южным Нукут-Дабанским поднятием возникает крупная линейная зона пониженного рельефа северо-восточного простирания с Саиншандинской и Тамцагской системами межгорных долин и разделяющим их поперечным водоразделом. В Саиншандинской системе впадин в нижней—средней юре накопились толщи терригенных аллювиальных и озерно-аллювиальных молассоидных угленосных отложений сравнительно небольшой мощности — первые сотни метров.

Наиболее разительные изменения горного рельефа произошли в нижней—средней юре на западе Монголии. Достаточно монотонное в позднем триасе обширное Западно-Монгольское поднятие в ранне-средней юре резко расчленяется на ряд четко выраженных морфоструктурных единиц. В пределах этого поднятия закладываются и активно развиваются две линейные грабенообразные системы межгорных впадин и озерно-аллювиальных долин. Наиболее крупная из них — Предалтайская система впадин — расположена на юго-западе. Она имеет северо-западное простирание и протяженность более 1200 км. Вторая — Предханхухэйская имеет широтное простирание, расположена на севере. Интересно отметить, что обе системы прогибов и впадин заложились вдоль крупнейших древних зон глубинных разломов — Цаган-Шибетинской и Ханхухэйской (или Северо-Хангайской), возникших здесь еще в рифее и раннем палеозое.

Между упомянутыми крупными системами межгорных впадин четко обособились линейное горное поднятие Праханхухэя широтного простирания, расположенное на севере Западной Монголии, изометричное крупное сводовое поднятие Прахангая, расположенное в центральной части, и крупная система линейных горных поднятий (или хребтов) Монгольского Алтая и Южно-Гобийское, имеющие северо-западное простирание (см. рис. 2).

В Центральной Монголии в зоне сочленения крупнейших морфоструктур северо-западного простирания — Западной Монголии и северо-восточного простирания — Восточной Монголии закладывается один из самых больших — ниже-среднеюрский Сайханобинский прогиб с терригенным озерно-аллювиальным осадконакоплением (угленосная моласса до 4—5 км мощности), на востоке которого располагается известное Цаганобинское угольное месторождение.

Мало изменяется в это время конфигурация одного из самых крупных — Прахэнтэйского сводового поднятия Центральной Монголии, лишь на западе площадь его несколько увеличивается за счет замыкания и глыбово-складчатых деформаций в зоне позднетриасовой Орхонской впадины. В северо-западном обрамлении Хэнтэйского поднятия в нижней—средней юре закладывается и развивается сравнительно небольшой узкий прогиб изогнутой полукольцевой формы, который выполнен терригенной и угленосной молассой. К его центральной части приурочено известное Сайханобинское угольное месторождение.

Для всех перечисленных отрицательных форм рельефа нижней—средней юры Монголии, представляющих собой межгорные прогибы и впадины, существовали седиментационные бассейны (цепочки озер и долин), в пределах которых происходило осадконакопление различной мощности. Сопоставление изученных разрезов показывает, что почти повсеместно комплекс осадочных отложений нижней—средней юры представлен конгломератами и гравелитами в нижней своей части и угленосными песчано-глинистыми отложениями в верхней; лишь в одном месте Предалтайской системы Западной Монголии в самых верхах разреза (по данным П. Хосбаяра, 1972 г.) присутствуют прослои красноцветных осадочных пород. Мощность указанных отложений была весьма различной — от первых сотен метров до 1500—2000 м на западе Монголии и до 4—5 км в Сайханобинском прогибе Центральной Монголии. Вулканическая деятельность в это время на территории Монголии была весьма ограниченной. Она проявилась на северо-востоке Монголии (мурэнгольская свита) в ви-

де небольших излияний андезитов-базальтов и пирокластов кислого состава. В бахарской свите Центральной Монголии В. Ф. Шуваловым описаны единичные выходы эффузивов кислого состава.

Анализ мощностей и фаций отложений конца нижней и средней юры свидетельствует о наличии относительно спокойного тектонического режима и о преобладающих вертикальных дифференцированных движениях, происходивших в Восточной, а также в Центральной и Западной Монголии. Относительные превышения тектонического рельефа в Западной Монголии составляли 2,5—3 км, а на северо-востоке Монголии, включая прилегающие территории Восточного Забайкалья, возможно, достигали 3—4 км и более. В конце средней юры произошли замыкание прогибов, сжатие, глыбово-складчатые деформации и внедрение гранитоидов преимущественно вдоль разломов северо-восточного и северо-западного направлений. Эти гранитоиды представлены биотитовыми гранитами стандартного типа, как правило пересекающими более ранние внедрения позднетриасово-раннеюрского возраста. Интрузии гранитоидов происходили только в Восточной и Центральной Монголии и были приурочены преимущественно к областям крупных поднятий — Прахэнтэйскому, Пракеруленскому, Нукут-Дабанскому и другим, в меньшей степени они проникали в области замкнувшихся раннемезозойских прогибов. В Западной Монголии проявления раннемезозойского магматизма отсутствуют.

*Позднемезозойский этап.* Характерными чертами начала позднемезозойского этапа позднеюрско-раннемеловой стадии развития и становления морфоструктур Восточной Монголии являются обильное проявление наземной вулканической деятельности, блоковое расчленение крупных линейных и изометрических сводовых поднятий, усложнение их формы и развитие тектоно-магматических структур.

В верхней юре и начале нижнего мела (в валанжине) продолжается рост Хэнтэйского сводового поднятия. На юго-западе происходит расчленение его и обособление небольшого Баянуланского купольного поднятия, ограниченного узкими рифтоподобными долинами северо-восточного простирания.

Центральная часть Баянуланского поднятия сложена массивом раннемезозойских гранитоидов. В пределах линейного Пракеруленского поднятия северо-восточного простирания возникает цепочка более мелких блоковых и купольных структур, в свою очередь расчлененных кольцевыми и линейными разломами (рис. 3). Аналогичные формы прослеживаются далее к северо-востоку, за пределами Монголии, в зоне Приаргунского поднятия Восточного Забайкалья, образуя Монголо-Приаргунский вулканический пояс. Вдоль разломов происходят обильные излияния базальтоидов и андезитов. По мере опустошения магматических камер возникают разновеликие кальдерообразные впадины и линейные грабены (рифты) — Ононский, Керуленский и др. Отрицательные структуры, сопряженные с линейными и кольцевыми разломами, местами приобретают сложные разветвленные очертания (Чойрэнская впадина), опоясывающие оседающие купола. В заключительные стадии развития вулканического рельефа в поля базальтовых покровов внедряются отдельные небольшие интрузивные тела гранитоидов, малые кольцевые и линейные субвулканические тела, а также возникают вулканические постройки центрального типа, сложенные лавами и пирокластами кислого и субщелочного состава.

Развитие описанных вулcano-тектонических морфоструктур по времени соответствует периоду формирования чойбалсанской серии вулканогенных и осадочных пород ( $J_3-K_1$ ) и, возможно, захватывает конец средней юры [Нагибина и др., 1977]. Особенности развития вулcano-тектонических структур на северо-востоке Монголии близко напоминают становление вулcano-тектонических структур Охотско-Чукотского пояса по В. В. Ярмолюку [1973], а также купольно-кольцевых структур Юго-Восточной Камчатки по Ю. П. Масуренкову и Л. А. Комковой [1978].

В то же самое время на западе Монголии, как правило, отсутствовала магматическая деятельность и происходило формирование контрастного тектонического рельефа: резкое воздымание Монголо-Алтайской и Южно-Гобийской горных систем и проседание Предалтайской системы прогибов и впадин. В пределах Предалтайской системы продолжалось развитие приразломных межгорных прогибов, размеры которых по ширине значительно превышали ранне-среднеюрские прогибы.

Для ранней стадии развития позднемезозойских морфоструктур Предалтайской системы характерно накопление мощных (1500—1700 м) и весьма своеобразных глыбовых конглобрекций, сцементированных красноватым грубообломочным материалом. Совершенно неокатанные отторженцы палеозойских и более древних пород в составе этих конглобрекций достигают 10—15 м в длину. Эти отложения, названные нами континентальной олистостромой, генетически были, вероятно, связаны с палеосейсмическими и пролювиальными процессами. Таким образом, формирование контрастного тектонического рельефа здесь сопровождалось сейсмическими явлениями. Следы таких палеоземлетрясений удается установить почти на всем протяжении системы глубинных предалтайских разломов. В восточной части Предалтайской системы прогибов палеосейсмические явления сопровождались излияниями базальтов. Интересно отметить, что именно с данной системой глубинных разломов связаны и более поздние сейсмические явления в кайнозое, в частности известное Гоби-Алтайское землетрясение 1956 г. [Гоби-Алтайское землетрясение..., 1963].

В северной части Предалтайской системы прогибов с позднемезозойским этапом, кроме того, связано заложение и развитие новообразованной ветви широких и плоских впадин котловины Больших Озер, образовавшихся за счет блокового расчленения и опускания западной части Хангайского горного поднятия. Для этих впадин характерно накопление сравнительно маломощных и более мелкозернистых отложений аллювиальных и озерных фаций.

В северной части Западной Монголии, в Предханхухэйской зоне прогибов, позднеюрские отложения пока не установлены, поэтому нет данных для детальной характеристики истории развития рельефа в это время, однако современное расположение заложившихся в нижней—средней юре и описанных ранее крупных линейных морфоструктур (Ханхухэйского поднятия и широтной системы прогибов) не дает основания предполагать существенные изменения в их расположении и размерах в поздней юре — раннем мелу.

В позднюю стадию развития рельефа позднемезозойского этапа, в нижнем мелу (баррем, апт, альб), на востоке Монголии на фоне затухающего вулканизма происходили нивелировка вулканического рельефа, расширение грабеновых структур, кальдерных впадин и прогибов (рис. 4).

На северо-востоке Монголии четко оформляется крупная Ононская система грабенов северо-восточного простирания, с поперечными ответвлениями северо-западного меридионального простирания. Купольные структуры Пракеруленского поднятия испытывают опускание, в их пределах формируются кальдерообразные впадины и возникают крупные линейные грабеновые (или рифтовые) структуры, пересекающие их. К ним относятся Керуленский, Чойбалсанский, Цаган-Гобийский грабены. Последний достигает 300 км по протяженности при ширине от 5 до 20 км. Выступы более древнего основания, разделяющие впадины, пересечены многочисленными сбросами северо-западного и северо-восточного простирания.

Все перечисленные выше грабены имеют четко выраженное северо-восточное простирание. Они сложены терригенными маломощными полифациальными отложениями дзунбаинской серии, в пределах которой на основании фаунистических данных Г. Г. Мартинсон и В. Ф. Шувалов [Нагибина и др., 1977] выделяют два горизонта: нижний — Шинхудукский (готерив — баррем) и верхний — Хухтыхский (апт — альб). Для нижней части разреза дзунбаинской серии характерно развитие сероцветных конгломератов, песчаников, глин и алевролитов, а также присутствие специфических тонколистоватых битуминозных «бумажных» сланцев, обычно изобилующих остатками рыб, насекомых, конхострок.

Верхняя часть разреза дзунбаинской серии местами залегает с размывом на нижней, особенно в бортовых частях впадин, и представлена сероцветными конгломератами, песчаниками с прослоями глин и алевролитов, углей и углистых сланцев, реже — с прослоями карбонатных пород (озерных известняков и мергелей).

Более грубообломочные фации верхней и нижней частей разреза обычно располагаются на окраинах, а в центре преобладают тонкозернистые озерные отложения с многочисленными остатками пресноводной фауны [Мезозойская и кайнозойская тектоника..., 1975]. В различных частях разреза дзунбаинской серии на северо-востоке Монголии с осадочными породами переслаиваются маломощные покровы базитов. В ряде мест (в окрестностях Чойбалсана, в Галшарынском районе) в верхах разреза дзунбаинской серии залегают покровы базальтов и вулканы кислого состава. Общая мощность отложений дзунбаинской серии в различных грабено- и кальдерообразных впадинах на северо-востоке Монголии колеблется от первых сотен до 1500 м.

На юго-востоке Монголии в это время четко оформляется самая крупная линейная Дзунбаянская, или Восточно-Гобийская, система приразломных прогибов и впадин (грабенов) также северо-восточного простирания, частично заложившихся еще в поздней юре. Ее протяженность более 600—700 км. Она ограничена одноименными крупными, вероятно, новообразованными в ранней—поздней юре разломами, пересекающими под острым углом структуры палеозойского и более древнего основания и отчетливо дешифрирующимся на аэрофото- и космических снимках. Мощность терригенных и угленосных отложений дзунбаинской серии в пределах Дзунбаянской системы синформ местами достигает 1500—2000 м. Морфологически Дзунбаянская система морфоструктур представлена крупными линейными, местами разветвленными грабенами шириной 20—30 км. В районе сомона Дзун-Баян прослеживается более широкая зона кулисообразно расположенных ступенчатых грабенов, выявленных на основании геофизических данных. Общая ширина полосы грабеновых (или

рифтовых) структур здесь более 70 км. В зоне протяженной Дзунбаянской системы отрицательных структур в раннем мелу существовали межгорные озерные бассейны и речные долины, в пределах которых происходило накопление молассоидных терригенных и угленосных отложений с прослоями мергелей и битуминозных тонколистватых (бумажных) сланцев, а также пирокластических пород кислого состава. Местами, на юге Монголии, сохранились остатки вулканических построек центрального типа, сложенных трахилипаритами нижнемелового возраста.

К северо-востоку от Дзунбаянской системы впадин располагается обширная Тамцагская озерно-аллювиальная равнина (депрессия), в настоящее время весьма слабо изученная. Между этими отрицательными структурами в нижнемеловое время существовал водораздел в виде изометричного купольного поднятия Прадариганга, возможно, вулканотектонического происхождения. С юго-востока две крупные системы синформ — Дзунбаянская и Тамцагская — были ограничены протяженным Нукут-Дабанским крупным линейным поднятием северо-восточного простирания.

В Центральной и Западной Монголии происходило расчленение Прахангайского и Прахэнтэйского горных массивов, продолжалось развитие обширной ветви синформ — котловины Больших Озер и расширение системы Предалтайских прогибов и впадин. Мощность осадочных молассоидных угленосных отложений нижнего мела в наиболее крупных впадинах Предалтайской системы достигала 600 м, но обычно не превышала первые сотни метров. В восточной части Предалтайской системы впадин происходили излияния базальтов.

В пределах обширного Прахэнтэйского поднятия закладываются поперечные грабенные долины северо-западного простирания. К югу от него в Центральной и Южной Монголии за счет мозаичного расчленения и опускания положительных форм рельефа формируются многочисленные небольшие линейные разветвленные прогибы и грабенные структуры преобладающего северо-восточного и, реже, северо-западного простирания (см. рис. 4). Наиболее крупные из них располагаются на юге Монголии.

На востоке Монголии в конце нижнего мела активно проявились явления растяжения широтного направления, вызвавшие многочисленные меридиональные разломы, вдоль которых внедрились базальты. Последние образуют протяженные поля параллельных даек в Галшарынском районе и к югу от Чойбалсана.

Для нижнемеловой стадии развития (барем, апт, альб) характерна картина общего понижения горного рельефа Монголии, особенно ярко выраженная в Восточной и на юге Центральной Монголии, вероятно обусловленная растяжением земной коры, которое сопровождалось раскалыванием, мозаичным дроблением и растаскиванием более древних положительных структур и развитием линейных грабенных (рифтовых) зон. На востоке Монголии образовались кальдерообразные изометричные угловатые и серповидные впадины, вероятно представляющие собой реликтовые «провалы» позднеюрских вулканотектонических структур. На юге Центральной и в Южной Монголии значительно расширяются области озерно-аллювиальных равнин (пониженных форм рельефа; см. рис. 4). На фоне общего преобладающего растяжения земной коры в нижнем мелу отчетливо проявились деформации сжатия и сдвиговые напряжения. В Центральной и Северо-Восточной Монголии четко проя-

вились сдвиговые деформации вдоль поперечных грабенов северо-западного простирания, ограниченных разломами того же направления и пересекающих крупное Хэнтэйское сводовое поднятие. Сдвиги проявились вдоль Чойрэнско-Хэнтэйской системы крупных северо-западных разломов и разломов того же направления на северо-востоке Монголии, которые ступенчато смещают к югу крупные линейные грабены северо-восточного простирания, выполненные нижнемеловыми отложениями. В Западной Монголии, в зоне Предалтайской системы прогибов, напряжения сжатия были выражены образованием мелких приразломных складок и многочисленных мелких чешуйчатых надвигов и микрошарьяжей с амплитудой горизонтального перемещения в пределах десятков и первых сотен метров. Перемещение происходило с юго-запада на северо-восток вдоль южных бортов впадин и обратно — с северо-востока на юго-запад — вдоль северных, т. е. от обрамляющих поднятий в сторону оседающих впадин. Аналогичные чешуйчатые надвиги с севера на юг наблюдаются и на северо-востоке Монголии, вдоль северного борта Керуленского грабена.

*Платформенный этап.* В позднем мелу — палеогене существенно меняется общая картина ландшафта. Затухают контрастные тектонические движения, происходит пенеplanation горного рельефа, и наступает платформенный режим. В это время довольно четко обособляются две крупные геоморфологические области общего широтного простирания: область пологого, относительно выровненного Северо-Монгольского поднятия на севере и обширная область пониженного рельефа — Гобийская плита — на юге Монголии. В пределах последней располагались многочисленные озерные бассейны, окруженные аллювиальными и денудационными равнинами. На крайнем юго-востоке Монголии в пределах Гобийской плиты существовали прибрежно-морские и озерные бассейны, имевшие связь с морским заливом Сунляо. В пределах Гобийской плиты преобладали процессы аккумуляции терригенного и терригенно-карбонатного материала и накопления пестроцветных толщ платформенного чехла, мощность которых составляла от первых сотен до 1000 м.

\* \* \*

На фоне рассмотренной общей картины развития рельефа Монголии в мезозое заслуживают специального рассмотрения выделенные нами «малые формы рельефа» — активно растущие горные вершины магматического происхождения. К ним относятся показанные особым знаком на всех четырех рисунках «всплывающие горы», сложенные интрузивными телами гранитоидов (разного состава) мезозойского возраста, внедрившиеся (как было отмечено ранее) в различные стадии горообразования в раннем и позднем мезозое. Они отсутствуют в Западной Монголии и широко развиты в Центральной и Восточной Монголии. Пространственно они приурочены преимущественно к положительным формам рельефа (к сводовым поднятиям) и в меньшей степени развиты в пределах синформ. В последнем случае преобладают их малые формы. Все эти «всплывающие» горные вершины (сложенные гранитными массивами), как правило, приурочены к зонам разломов, пересекающим как положительные, так и отрицательные морфоструктуры.

Последовательно сменялись описанные выше стадии развития горообразования Монголии, на протяжении мезозоя менялись их форма и

размеры, а «всплывающие горы», сложенные гранитными телами мезозойского возраста<sup>1</sup>, упорно продолжали расти вплоть до настоящего времени и великолепно выделяются в современном рельефе. Примеров таких гор много (см. рис. 1—4), но одним из наиболее эффектных являются гранитные массивы Их-Хайрхан (священные горы монголов), которые, как прекрасные скульптурные произведения природы, возвышаются над окружающей выровненной поверхностью Северной Гоби на протяжении более 167—118 млн. лет.

Средние превышения мезозойских гранитных массивов Монголии над соседними районами составляют 270—200 м, максимальные — достигают 500 м [Турутанов, 1979]. Интересное объяснение этого явления с математическими расчетами приводят в своих работах геофизики Е. Х. Турутанов и Ю. А. Зорин [1978; Турутанов, 1979] на основании соотношения скорости подъема остывающих интрузивных гранитных тел под действием архимедовой силы и скорости понижения рельефа за счет денудации. Слабо выражены в рельефе мезозойские гранитные массивы лишь на юге Монголии, в области Гобийской плиты, где общая пенецинизация и аккумулятивные процессы в позднем мелу — палеогене были особенно интенсивно проявлены.

Отметим, что ранее Д. И. Фрих-Хар [Волчанская и др., 1979] также рассматривал активно растущие более крупные купольные (кольцевые) структуры, сложенные гранитоидами разного возраста.

*Заключение.* Рассмотренные явления эволюции горообразования Монголии в мезозое происходили в условиях континентального режима. Континентальная кора на территории МНР неодинакова по времени образования [Тектоника Монгольской Народной Республики, 1974]. Наиболее поздние этапы ее становления завершились в позднем палеозое и начале триаса. Все последующие явления образования палеорельефа Монголии были связаны с дальнейшим развитием и преобразованием континентальной коры под влиянием глубинных процессов гранитоидной активизации (или ревивации) более древних докембрийских и палеозойских складчатых систем.

Под воздействием мантийной энергии происходили частичное переплавление и ремобилизация вещества земной коры, следовательно, повторное обогащение расплавов литофильными элементами (олово, вольфрам, молибден и другие редкие элементы), выносящимися с гранитным расплавом в приповерхностные зоны литосферы.

Для геодинамической обстановки развития рассмотренных морфоструктур характерно: а) наличие интенсивных теплового и флюидного потоков, достаточных для образования крупных магматических масс; б) наличие континентальной коры для выплавления преобладающих гранитных магм; в) наличие условий сжатия и растяжения, благоприятных для образования и развития описанных форм тектонического и тектоно-магматического рельефа. Интересно отметить, что в процессе повторного (внегеосинклинального) гранитообразования в Монголии происходило сокращение мощности гранитной коры. Так, по данным В. С. Волхонина и П. П. Степанова [1969], мощность гранитной коры на западе Монголии, где отсутствуют мезозойские граниты, достигает

<sup>1</sup> Более древние гранитные тела в данной статье нами не рассматриваются.

50 км. В Центральной и Восточной Монголии, где весьма широко развиты мезозойские граниты, мощность гранитной коры не превышает 40 км.

В процессе развития горообразования Монголии в мезозое отчетливо выделяются следующие этапы: раннемезозойский, ранняя стадия (верхний триас — нижняя юра) и поздняя стадия (нижняя — средняя юра); позднемезозойский, ранняя стадия (верхняя юра — нижний мел) и поздняя стадия (нижний мел, баррем, апт, альб).

На протяжении всего периода становления морфоструктур Монголии в мезозое наблюдалась четкая асимметрия между ее восточной и западной частями. В Восточной и Центральной Монголии в ходе развития рельефа весьма существенную роль играли магматические процессы (внегеосинклинального гранитообразования и наземного вулканизма различного состава). В более детальной моделировке рельефа большую роль играли «всплывающие горы», сложенные мезозойскими гранитоидами. В морфологическом отношении здесь наблюдаются преобладающие северо-восточные простирания главнейших морфоструктур и сложное сочетание крупных линейных форм и наложенных купольно-кольцевых тектоно-магматических структур. В Западной Монголии, как правило, отсутствуют мезозойские магматические образования. Преобладают крупные линейные морфоструктуры северо-западного простирания.

В моделировке мезозойского горного рельефа Монголии наблюдается сложное сочетание новообразованных геоморфологических элементов, резко наложенных на более древние тектонические элементы и унаследованных по своей форме и простиранию от предшествующего палеозойского и допалеозойского структурного плана. В последнем случае особенно существенную роль в развитии мезозойских геоморфологических элементов играли крупные глубинные разломы, заложенные в рифее, раннем и среднем палеозое и оживленные в мезозое под влиянием глубинной энергии [Зоненшайн, Маркова, Нагибина, 1971].

Общая направленность в развитии главнейших геоморфологических элементов Монголии на протяжении раннемезозойского этапа заключалась в образовании крупнейших морфоструктур, среди которых преобладающими элементами были обширные горные поднятия, в том числе сводовые. В дальнейшем происходило их расчленение и усложнение формы как за счет развития новообразованных впадин и прогибов, так и за счет последующего преобразования последних в новые возвышенности. В течение позднемезозойского этапа продолжалось расчленение, дробление и дальнейшее преобразование положительных форм рельефа. На востоке Монголии в раннюю стадию активно развивался вулканический ландшафт. В позднюю стадию происходило общее понижение рельефа, резкое затухание вулканизма, формирование многочисленных грабенных озерно-аллювиальных долин — преобладали пониженные формы рельефа, особенно на юге и востоке Монголии.

В этап платформенного развития происходило общее выравнивание, пенепленизация, рельефа. В отличие от предшествующих этапов развития в этот период (в верхнем мелу — палеогене) возникают две крупные морфоструктуры общего широтного простирания — область пологого Северо-Монгольского поднятия (на севере) и область обширной Гобийской плиты (на юге), в пределах которой происходило накопление мало-мощных терригенно-карбонатных отложений платформенного чехла в условиях многочисленных малых и больших озерных бассейнов с пресноводной и солоноватоводной фауной.

## ЛИТЕРАТУРА

- Волчанская И. К., Фрих-Хар Д. И., Сапожников Е. Н. Структурно-геоморфологические и металлогенические особенности сводовых поднятий Монголии.— Геоморфология, 1979, № 1, с. 37—45.
- Волжанин В. С., Степанов П. П. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным.— Сов. геология, 1969, № 5, с. 47—63.
- Гоби-Алтайское землетрясение 1956 г. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 390 с.
- Дуранте М. В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми. М.: Наука, 1976. 275 с.
- Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Дуранте М. В., Шишкин М. А. Опорный разрез континентальных отложений верхнего палеозоя и триаса Южной Монголии с первыми представителями лабиринтодонтов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7, с. 133—144.
- Зоненшайн Л. П., Кипарисова Л. Д., Окунева Т. М. Первая находка морских триасовых отложений в Монголии.— Докл. АН СССР, 1971, т. 199, № 5, с. 107—170.
- Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии.— Геотектоника, 1971, № 4, с. 54—64.
- Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. М-б 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1979.
- Масуренков Ю. П., Комкова Л. А. Геодинамика и рудообразование в купольно-кольцевой структуре вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 272 с.
- Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 308 с.
- Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии. М.: Наука, 1975. 314 с.
- Моссаковский А. А., Томургоо О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 126 с.
- Нагибина М. С. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, 1970, № 5, с. 26—32.
- Нагибина М. С., Шувалов В. Ф., Мартинсон Г. Г. Основные черты стратиграфии и истории развития мезозойских структур Монголии.— Тр. совместн. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед. АН СССР, АН МНР, 1977, вып. 2, с. 76—91.
- Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 239 с.
- Стратиграфия мезозойских отложений Монголии.— Тр. совместн. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед. АН СССР, АН МНР, 1971, вып. 13. 234 с.
- Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.
- Тектоническая карта Монгольской Народной Республики. М-б 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1978.
- Турутанов Е. Х. Морфология мезозойских гранитных интрузивов Восточной Монголии.— Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: Ин-т земной коры СО АН СССР, 1979. 18 с.
- Турутанов Е. Х., Зорин Ю. А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 61 с.
- Фрих-Хар Д. И., Лучицкая А. И. Позднемезозойские вулканиты и связанные с ними гипабиссальные интрузии.— Тр. совместн. Сов.-Монг. науч.-исслед. геол. экспед. АН СССР, АН МНР, 1978, вып. 24. 167 с.
- Ярмолюк В. В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Новосибирск: Наука, 1973. 104 с.

## ПРОДОЛЖЕНИЕ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА И БИСКАЙСКОГО ЗАЛИВА НА МАТЕРИКЕ ЕВРАЗИЯ

*Геологическое строение и генезис Евразийского бассейна.* Одним из ярких проявлений процессов деструкции земной коры является формирование впадин с корой океанического типа в тех зонах, где процессы растяжения земной коры проникают внутрь материковых массивов. Так образовались впадины Аденского залива и Красного моря при отрыве Аравийско-Сирийской глыбы от Африканской платформы, впадина южной части Калифорнийского залива при сдвигах на побережье Северной Америки и впадина Бискайского залива в Европе. Ее возникновение было связано с отрывом глыбы Пиренейского полуострова от палеозойского массива Западной Европы (спаянного с Восточно-Европейской платформой) и с поворотом полуострова против часовой стрелки на  $35^\circ$  [Хаин, 1977; Кропоткин, 1980б].

С. Кэри предложил называть сфенохазмами впадины в форме угла, имеющие океаническую кору и образовавшиеся в результате разрыва материковых глыб, которые раздвигались таким образом, что центр вращения (вершина угла) находился не очень далеко от края материка. Сфенохазм (греч. сфен=клин, хасма=зияющее отверстие) — это треугольной формы «прореха», заполненная симатической корой, разделяющая две сиалические глыбы со сбросовыми ограничениями, сходящимися к одной точке. Сфенохазм интерпретируется как результат вращения одной глыбы по отношению к другой. Примерами служат сфенохазм Бискайского залива, Лигурийский и Тирренский сфенохазмы, Аравийский сфенохазм [Сагеу, 1959]. Лигурийский сфенохазм (с центром вращения в районе Генуи) образовался вследствие отодвигания глыбы островов Корсика и Сардиния от восточного берега Пиренейского полуострова. Геологические и палеомагнитные доказательства этого вращения приводятся в работе М. Дюран-Дельга [Géologie..., 1974]. Тирренский сфенохазм связан с отрывом Апеннинского полуострова от Корсики и Сардинии, Аравийский — с отрывом Индостана от берегов Кении и Сомали (Северо-Восточная Африка).

Крупнейшая структура такого типа — это Евразийский бассейн в западной половине Северного Ледовитого океана. Реконструкция прежнего расположения Европы, Гренландии и Северной Америки, объединенных до середины мела в составе гигантского суперматерика Лавразия, приводится в книге, посвященной глубинной тектонике древних платформ северного полушария [Кропоткин и др., 1971], и в других статьях [Кропоткин, 1968, 1980а, б].

Раздвижение этих континентов в области Северной Атлантики происходило в течение верхнего мела и кайнозоя. Амплитуда раздвига уменьшается по мере приближения к Арктической области, где и образовался Евразийский бассейн, характеризующийся океаническим строением земной коры и глубинами до 4—5 км. Продолжение оси спрединга Средин-

но-Атлантического хребта составляет зона хр. Гаккеля, с которой связана узкая полоса землетрясений. Эта зона разделяет Евразийский бассейн на две части — котловину Амундсена с глубинами до 4321 м, которая примыкает к подводному хребту Ломоносова (протягивающемуся через центр Арктики вблизи меридианов 50—70° з. д., 140—155° в. д.), и котловину Нансена с глубинами до 5449 м, которая примыкает к шельфу Баренцева и Карского морей вблизи островов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Северная Земля.

Во всех перечисленных случаях процесс растяжения земной коры постепенно сходит на нет внутри материка, но приводит к деструкции континентальной коры в краевой части материка, углубляясь в него на 400—1000 км. В этих частях материковых глыб возникают рифтогенные структуры — грабены и авлакогены с большой мощностью выполняющих их осадочных отложений (4—12 км). В более изученных рифтогенных структурах такого генезиса известны значительные месторождения нефти и газа. Это месторождения в Суэцком заливе, в прогибах Парантис и Адур Аквитанского бассейна, образовавшегося на продолжении зоны Бискайского залива, и др.

В этой статье мы рассмотрим более подробно те данные, которые позволяют предполагать существование сбросов и рифтогенных структур типа авлакогенов в зоне растяжения и деструкции северной части Азиатского континентального массива.

Предположение о том, что Евразийский бассейн возник вследствие разрыва материковой коры и разрастания (спрединга) дна новообразованной океанической впадины, возникло, когда была выяснена далеко идущая аналогия его магнитного поля с полем Атлантического океана [Карасик и др., 1976; Negro et al., 1974]. Этот вывод согласуется с особенностями рельефа хр. Гаккеля и, в общих чертах, с данными об ориентировке напряжений в очагах землетрясений [Грачев, 1977]. В центральной части пояса землетрясений, проходящего от Северо-Восточной Гренландии к району моря Лаптевых, растягивающие напряжения действуют вкрест направления полосы эпицентров, а направления сжимающих усилий ориентированы приблизительно вдоль нее.

Ось современных процессов рифтообразования проходит по хр. Гаккеля, а ее продолжение, судя по расположению эпицентров землетрясений, пересекает шельф моря Лаптевых и достигает побережья Азии между устьями рек Лены и Яны, в районе губы Буор-Хая. В дельте р. Лены растяжение в очагах двух изученных землетрясений ориентировано по направлению северо-запад — юго-восток, т. е. под острым углом к простиранию Омолойско-Ленского авлакогена (рис. 1), а сжатие — приблизительно перпендикулярно простиранию хр. Хараулах [Козьмин, 1975].

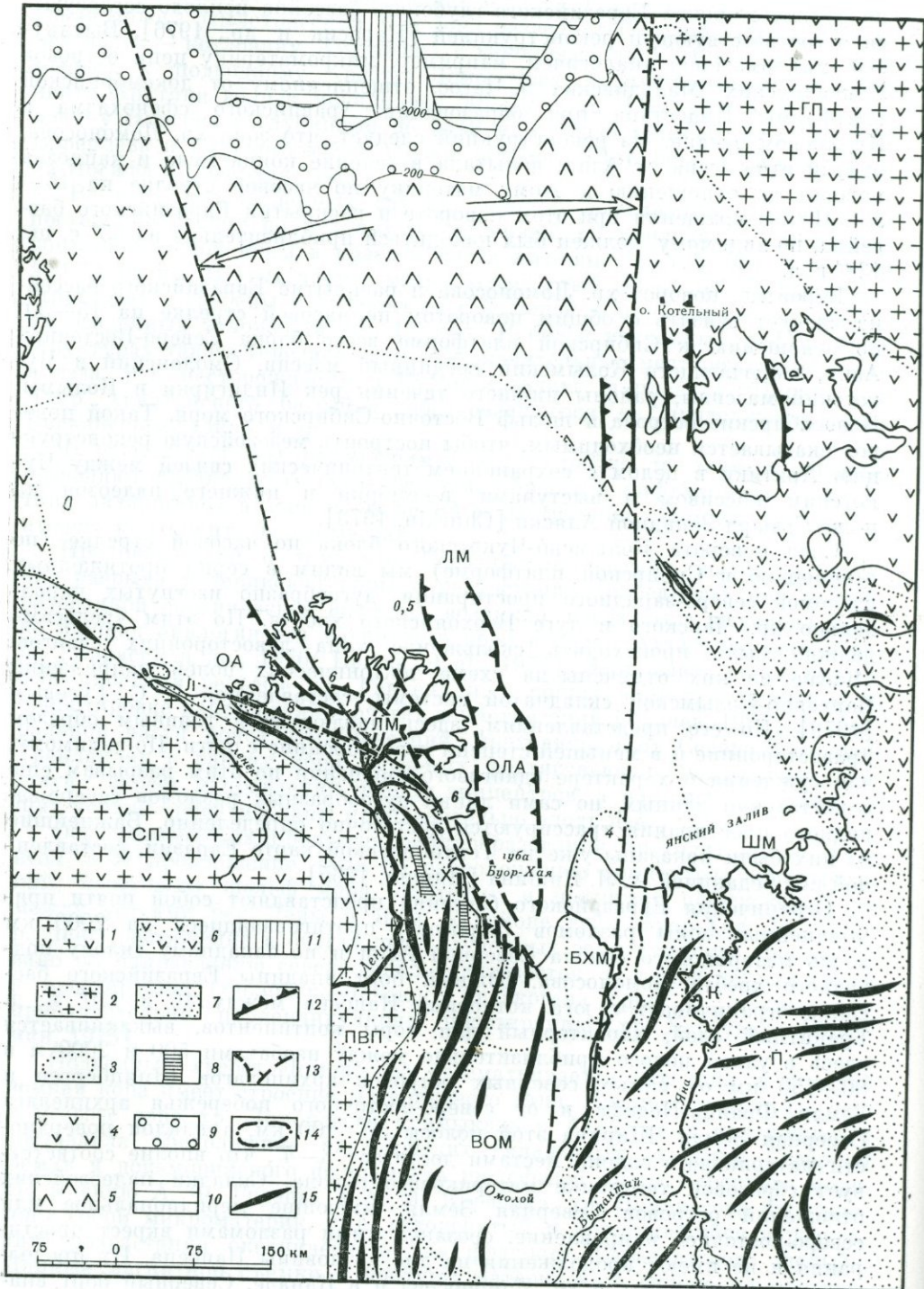
Подводный хребет Ломоносова рассматривается как зона, в которой земная кора имеет строение материкового типа. Предполагается, что еще в мезозое зона хр. Ломоносова примыкала к Азиатскому континенту и составляла продолжение палеозойских складчатых структур Северной Земли и докембрийского фундамента шельфовой части Баренцева моря. По мнению А. Ф. Грачева и А. М. Карасика, хр. Ломоносова представляет собой микроматерик, т. е. отторгнутый и погружившийся в результате разрастания океанического дна фрагмент Евразийского шельфа. Данные магнитной съемки и контуры материкового склона на противо-

положных сторонах Евразийского глубокого бассейна неплохо согласуются с соответствующей реконструкцией [Карасик и др., 1976]. Вытянутый микроматерик аналогичен, например, микроматерику цепи островов Лакгадивских, Мальдивских и Чагос, отщепленному от докембрийской платформы Индостана при образовании Аравийского сфенохазма в Индийском океане. Из реконструкций следует, что зона хр. Ломоносова, будучи отщеплена от Азии, испытала в течение конца мела и кайнозоя поворот по отношению к этому материку по часовой стрелке на 15—20°. Полюс вращения при этом повороте и раскрытии Евразийского бассейна, по-видимому, должен был находиться приблизительно на 65° с. ш., 138° в. д.

Вероятно, поворот хр. Ломоносова и раскрытие Евразийского бассейна следует связать с общим поворотом по часовой стрелке на 15—30° по отношению к Сибирской платформе всего блока Северо-Восточной Азии, включающего Колымский срединный массив, Омолонский и Чукотский массивы, районы нижнего течения рек Индигирки и Колымы, Новосибирские острова и шельф Восточно-Сибирского моря. Такой поворот оказывается необходимым, чтобы построить мезозойскую реконструкцию Арктики в целом с сохранением тектонических связей между Чукотским массивом и выступами докембрия и нижнего палеозоя на п-ове Сьюард Западной Аляски [Churkin, 1973].

След поворота Колымско-Чукотского блока по часовой стрелке (по отношению к Сибирской платформе) мы видим в серии протяженных разломов северо-западного простирания, дугообразно изогнутых параллельно хр. Черского и дуге Верхоянского хребта. По этим «рельсам» должно было происходить скольжение типа левосторонних сдвигов. Многие из них отмечены на схеме тектонических полей напряжений Верхояно-Колымской складчатой системы, составленной Г. С. Гусевым [1979]. По его представлениям, здесь наблюдаются главным образом правосторонние и в меньшей степени левосторонние сдвиги. По-видимому, для суждения о характере сдвигового смещения по этим разрывам еще недостаточно данных, но сами линии дугообразных разломов северо-западного простирания трассируются достаточно определенно. Важнейшие из них были показаны уже на Тектонической карте Евразии, составленной под редакцией А. Л. Яншина [Яншин, 1965].

Ограничения Евразийского бассейна представляют собой почти прямолинейные зоны разломов (сбросов), протягивающиеся на 2000 км вдоль материкового склона Северной Азии и по западному склону подводного хребта Ломоносова. Южный борт впадины Евразийского бассейна ограничивает с юга котловину Нансена между 10 и 110° в. д. Гранитный слой, характерный для коры континентов, выклинивается здесь в узкой полосе приблизительно между изобатами 500 и 2000 м в 80—150 км от самых северных островов архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа и от северо-восточного побережья архипелага Северная Земля. Ширина этой полосы 50—100 км, а наклон поверхности материкового склона местами достигает 3—4°, что вполне соответствует сбросовой тектонике материкового склона. Складки палеозойских отложений островов Северная Земля, имеющие меридиональное или северо-восточное направление, срезаны этими разломами вкрест простирания и не имеют продолжения на дне котловины Нансена. Их продолжение можно искать в хр. Ломоносова и в Канаде. Северный борт впа-



дины Евразийского бассейна следует вдоль склона хр. Ломоносова, по границе с котловиной Амундсена, также на протяжении 2000 км.

*Продолжение рифтовых структур Евразийского бассейна на материке и строение земной коры в море Лаптевых и в северной части Верхояно-Колымской зоны.* А. Ф. Грачев выделяет на продолжении структур Евразийского бассейна, на шельфе моря Лаптевых и на суше, в дельте р. Лены и в бассейне р. Омолой, область эмбрионального растяжения земной коры [Грачев, 1977].

По нашим представлениям, границы этой области следует немного расширить. На это указывает анализ дизъюнктивных дислокаций, составляющих продолжение тех сбросов, которые ограничивают с обеих сторон впадину Евразийского бассейна в зоне материкового склона Северной Азии и на западном склоне хр. Ломоносова (см. рис. 1). Узкие грабены меридионального и северо-северо-западного простираний, заполненные верхнемеловыми и нижнепалеогеновыми отложениями, известны немного западнее границ рассматриваемой зоны растяжения и деструкции земной коры, в долине р. Кенгдей, на южном берегу бухты Тикси, и южнее, у восточного склона хр. Хараулах [Геология СССР, 1971]. Они хорошо выражены в рельефе, что указывает на позднейшие, неотектонические подвижки по ограничивающим эти грабены разломам.

В пределах самой зоны растяжения деструкция земной коры выразилась, по всей вероятности, в образовании многочисленных сбросов, раздроблении на горсты и грабены или авлакогены, в которых мощность осадочного чехла может достигать 5—10 км (мел, кайнозой). Как было показано в статье о происхождении океанов, такой процесс при заприкидывании пластин, ограниченных наклонными сбросами и соскальзывающих вдоль этих поверхностей смещения, приводит к значительному

Рис. 1. Схема тектоники района моря Лаптевых и нижнего течения рек Лены и Яны

1 — древние платформы — области докембрийской складчатости (ГП — Гиперборейская, СП — Сибирская); 2 — мезозойские прогибы на краю Сибирской платформы (ЛАП — Лено-Анабарский, ПВП — Приверхоянский); 3 — границы погребенных массивов (БХМ — Буор-Хайский в границах, указанных К. Б. Мокшанцевым и И. С. Рожковым, ВОМ — Верхнеомолойский, ЛМ — моря Лаптевых, УЛМ — Усть-Ленский, ШМ — Шелонский); 4 — эпипалеозойские платформы, консолидированные герцинской и более ранней складчатостью и частично переработанные мезозойской складчатостью (Н — зона Новоси-

бирских островов, Т — Таймырская зона); 5 — область, возможно представляющая собой эпипалеозойскую платформу и подвергшаяся деструкции в конце мелового периода и в кайнозое; 6, 7 — области мезозойской складчатости: 6 — Аноийско-Лиховская, 7 — Верхояно-Колымская (зоны: К — Куларская, Л — Лено-Анабарская, П — хр. Полоусного, Х — Хараулахская); 8 — грабены в Хараулахской зоне, заполненные верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями; 9 — материковый склон; 10 — часть Евразийского бассейна, имеющая глубину более 2000 м и кору океанического типа; 11 — срединная рифтогенная

зона Евразийского бассейна; 12 — сбросы (установленные и предполагаемые), границы авлакогенов (ОА — Оленекский, ОЛА — Омолойско-Ленский); 13 — границы области деструкции материковой земной коры на продолжении Евразийского бассейна, стрелками указано направление растяжения; 14 — крупные сундучные антиклинали в мезозойских отложениях (включая предполагаемое продолжение этих структур на шельфе); 15 — оси складок в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях. Цифрами указана глубина кровли магнитовозмущающих тел, отождествляемой с поверхностью фундамента, км

сокращению средней толщины консолидированной земной коры на площади, подвергшейся растяжению [Кропоткин, 1968, рис. 3].

Юго-западную границу области растяжения земной коры в море Лаптевых мы проводим почти так же, как А. Ф. Грачев, экстраполируя направление зоны разломов, ограничивающих с юга Евразийский бассейн От пункта, находящегося на  $77,5^\circ$  с. ш.,  $116^\circ$  в. д. на материковом склоне у восточного побережья п-ова Таймыр (в 115 км к северо-востоку от островов Петра), можно предполагать продолжение этих разломов на протяжении 450 км через шельф до дельты р. Лены. Почти на всем протяжении шельф имеет здесь глубину менее 100 м.

Более уверенно трассируется продолжение этой границы по геофизическим данным в районе дельты р. Лены [Тектоническая карта Якутской АССР..., 1976]. По кровле магнитовозмущающих тел, связанных с изверженными или метаморфическими породами, здесь отчетливо вырисовывается поднятие поверхности фундамента, вытянутое в северо-западном направлении от устья протоки Быковской до западного берега дельты р. Лены [Тектоническая карта северной полярной области..., 1978]. В центре поднятия глубина поверхности магнитовозмущающих масс менее 4 км. Она быстро возрастает до 3—8 км как к юго-западу, так и к северу и востоку. Таким образом, здесь по геофизическим данным вырисовывается горстовый выступ фундамента, впервые выделенный В. А. Виноградовым в виде Усть-Ленского погребенного жесткого массива в контурах, приблизительно совпадающих с Усть-Ленским гравитационным максимумом [Виноградов, 1965].

Детальное исследование неогеновых конгломератов о-ва Сардах в дельте р. Лены (в 25 км к северо-востоку от того места, где протока Быковская у с. Табор отделяется от русла Лены) позволило В. А. Виноградову и И. Ф. Гориной сделать вывод о проявлении контрастных тектонических движений в неогене, обусловивших возникновение горного кряжа на месте Усть-Ленского массива. Разрушение этого кряжа сопровождалось накоплением шлейфа конгломератов вокруг него. Примечательно, что в современном рельефе следы горного кряжа неогенового времени совершенно не выражены, и только изучение конгломератов в сочетании с геофизическими данными позволяет его реконструировать. Гальки в этих конгломератах состоят из метаморфических и изверженных пород, типичных для кристаллического фундамента докембрийских платформ, а также из диабазов и различных осадочных пород, которые указывают, что к моменту отложения конгломератов осадочный чехол массива состоял из меловых, верхнепалеозойских и вендских отложений. Снос материала к о-ву Сардах шел с юго-юго-запада, а не со стороны моря Лаптевых, где также предполагается погребенный массив.

К юго-западу от Усть-Ленского горстового массива фундамент погружается в районе Оленекской протоки до глубины 8 км, определяемой путем интерпретации магнитных съемок. Здесь под четвертичными отложениями побережья и шельфа скрыта крупная рифтогенная структура, которую Я. И. Польшкин и Г. И. Гапоненко выделяют под названием Оленекского авлакогена [Польшкин, Гапоненко, 1970]. Возможно, однако, что ее продолжение на запад следует не вдоль берега, как указано на схеме тектонического районирования, составленной этими авторами, а севернее, к побережью Таймыра у островов Петра, через отмеченный на тектонической карте Арктики прогиб, ось которого проходит в 100 км

от устья р. Оленек. Этот прогиб в фундаменте шельфа характеризуется, по геофизическим данным, значительной мощностью осадочных отложений. Поэтому здесь предполагается погружение коры на 2 км в течение неогена и четвертичного периода.

Вытянутый в северо-западном направлении подземный горст Усть-Ленского массива, разломы, ограничивающие его с обеих сторон, восточная (более достоверная) часть Оленекского авлакогена и грабены северо-северо-западного простирания на р. Кёнгей и в районе бухты Тикси образуют систему дизъюнктивных дислокаций, связанную с намеченной на рис. 1 границей области растяжения земной коры.

Далее к юго-востоку эта граница совпадает с морфологически выраженной, подчеркнутой неотектоническими движениями зоной разлома, который отмечен на карте новейшей тектоники обрамления Евразийского бассейна. Разлом прослеживается на протяжении 340 км между возвышенностями хр. Хараулах и депрессией губы Буор-Хая и нижнего и среднего течения р. Омолой, от протоки Быковской в дельте Лены до сел. Сайбылык. Он пересекает бухту Тикси и Хараулахскую бухту (у пос. Няйба). Вершины возвышенностей, которые достигают 500 м, находятся на расстоянии всего лишь 6—8 км от западного берега губы Буор-Хая. Далее, пересекая р. Куолай и левые притоки Омолая — реки Арга-Юрях, Куранах-Юрях, этот разлом, по-видимому, следует по краю террасовидного ограничения Омолойской депрессии, заполненной четвертичными неогеновыми отложениями.

К западу от разлома на правом берегу протоки Быковской выходят девонские и каменноугольные отложения Быковского антиклинория, ближе к бухте Тикси — верхний силур, а далее к югу — верхнепалеозойские и триасовые отложения хр. Хараулах, которые образуют складки меридионального и северо-восточного простирания, срезанные линией разлома под углом 40—50° [Виноградов, 1965; Виноградов и др., 1974; Мокшанцев и др., 1975; Геология СССР, 1971; Тектоническая карта Якутской АССР..., 1976; Гусев, 1979]. Далее к югу небольшие депрессии у устья р. Хараулах и у пос. Няйба, вероятно, ограничены сбросами незначительной амплитуды. Они имеют меридиональную ориентировку, так же как и протягивающаяся на 160 км западная граница обширной Омолойской депрессии, о сбросовом характере которой можно говорить довольно определенно.

Восточное ограничение области растяжения континентальной коры в море Лаптевых и на материке составляет южное продолжение той зоны разломов, которая следует по склону подводного хребта Ломоносова у края котловины Амундсена. Эту линию ограничения мы проводим на шельфе и на материке немного восточнее, чем было намечено А. Ф. Грачевым [Грачев, 1977]. От о-ва Бельковского до верхнего течения р. Омолой она приблизительно совпадает с линией крупного Восточно-Верхоянского разрывного нарушения, которая указана на карте тектоники Северной полярной области Земли, составленной сотрудниками НИИГА [Тектоническая карта северной полярной области..., 1978; Егиазаров и др., 1977]. Рельеф о-ва Бельковского, пролива между ними и о-ва Котельного, западный берег которого обрзан меридиональным сбросом, геофизические съемки и локализация эпицентров землетрясений позволяют наметить несколько разломов, параллельных ограничению рассматриваемой нами области растяжения.

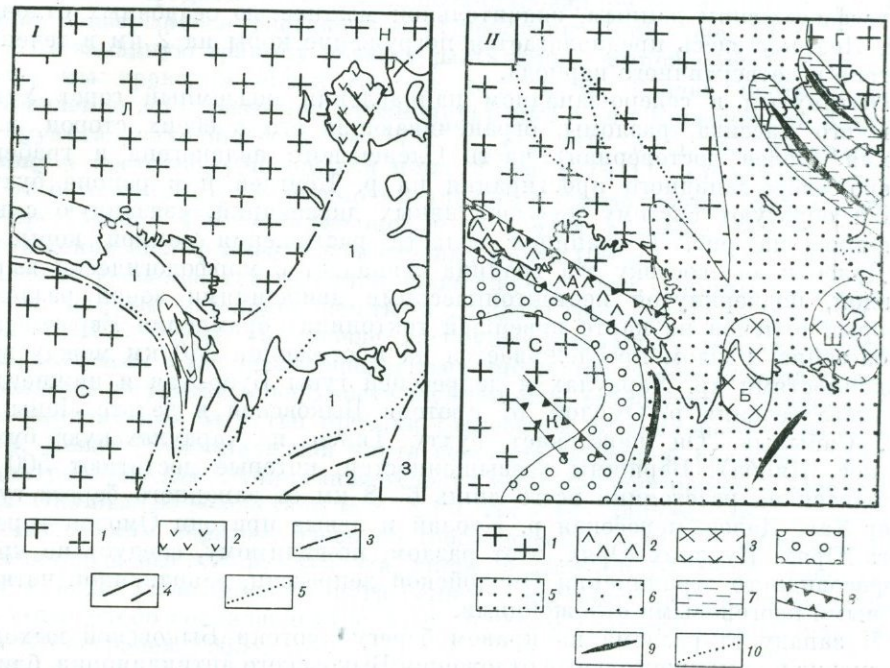


Рис. 2. Схемы тектоники района моря Лаптевых и нижнего течения рек Лены и Яны, предложенные разными авторами

*I* — схема П. Н. Кропоткина и Е. Т. Шаталова [1936]: 1 — Сибирская платформа (С) и гипотетический жесткий массив Новосибирских островов (Н) и моря Лаптевых (Л); 2 — нижний и средний палеозой и докембрий; 3 — границы различных тектонических зон, в том числе в Верхояно-Колымской области мезозойской складчатости (1 и 3 — зоны интенсивной складчатости, 2 — срединная зона, характеризующаяся менее значительной дислоцированностью отложений); 4 — простирание складок (установленное) и единичные замеры простирания; 5 — предполагаемое простирание складок

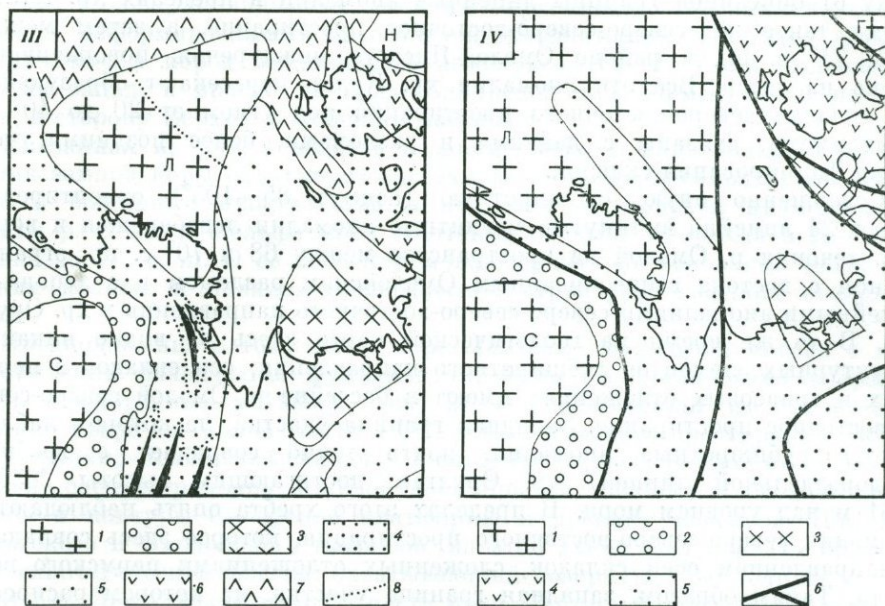
*II* — схема Я. И. Полькина и Г. И. Гапоненко [1970]: 1 — Сибирская (С, Л) и Гиперборейская (Г) платформы; 2 — Оленекский авлакоген; 3 — срединные массивы (Б — Буорхайский,

Ш — Шелонский); 4 — Приверхоянский (Ленский) передовой прогиб; 5 — Верхояно-Колымская и Верхояно-Чукотская складчатые зоны; 6 — зоны затухания структур мезозойской складчатости; 7 — выходы палеозойского основания мезозойских в ядрах антиклинорий; 8 — границы Кютоундинского грабена (К) и Оленекского авлакогена (ОА); 9 — оси антиклинорий; 10 — границы структурных зон (в пределах указанных тектонических областей)

*III* — схема К. Б. Мокшанцева с соавторами [1975]: 1 — Сибирская платформа (С) и дорифейские срединные массивы моря Лаптевых (Л) и Новосибирский (Н); 2 — Предверхоянский и Лено-Анабарский краевые прогибы; 3 — районы пологих дислокаций (брахиантиклинории) в пределах Верхояно-Чукотской склад-

чатой области; 4 — антиклинальные зоны Верхояно-Чукотской складчатой области; 5 — синклинальные зоны Верхояно-Чукотской области; 6 — Святоносско-Олойский и другие вулканогенные пояса; 7 — парагесинклинальные прогибы, наложенные на линейно-складчатые структуры мезозойских зон; 8 — границы структурных зон (в пределах указанных тектонических областей)

*IV* — схема Б. Х. Егизарова с соавторами [1977; Тектоническая карта северной полярной области..., 1978]: 1 — Восточно-Сибирская (С) платформа, включая массив моря Лаптевых (Л), и Гиперборейская платформа (Г); 2 — Приверхоянский и Лено-Анабарский прогибы; 3 — Шелонский срединный массив; 4 — Новосибирская складчатая система; 5 — Аркто-Пацифиды; 6 — раз-



Продолжая линию ограничения далее через шельф, обнаруживаем зону разлома, отчетливо выраженную в рельефе, подтверждаемую геологическим строением и магнитными аномалиями, которая протягивается по азимуту  $18-20^\circ$  с юго-юго-запада на северо-северо-восток вдоль почти прямолинейного отрезка течения р. Омолрой и достигает в длину 280 км. Омолойская низменность граничит по этой зоне разлома, отмеченной на схемах тектонического районирования Г. С. Гусева [1979], Ф. С. Сатарова [1970] и К. Б. Мокшанцева с соавторами [1975], с возвышенностью хр. Кулар.

В современном эрозионном срезе разлом представлен широкой (5—8 км) зоной трещиноватости, совпадающей с долиной р. Омолрой и отделяющей Куларский антиклинорий от кайнозойской наложенной Омолойской депрессии, в которой отмечены выходы миоцена [Лобанов, 1959]. Хребт Кулар поднимается на 300—400 м над уровнем этой низменности и сложен триасовыми и пермскими отложениями. Они образуют сундучные антиклинали северо-восточного простирания с плоскими широкими сводами и крутыми крыльями. Эта возвышенность рассматривается как антиклинорий [Сатаров, 1970; Виноградов и др., 1974] или складчатоглыбовое поднятие [Гусев, 1979] в системе мезозоид.

На карте магнитного поля [Карта..., 1977] глубинный разлом, следующий по правому берегу р. Омолрой, образует отчетливую границу между системами аномалий различного простирания. Эта прямолинейная граница между  $70$  и  $68,5^\circ$  с. ш. идет параллельно р. Омолрой, а затем смещается восточнее и проходит между  $68,5$  и  $68^\circ$  с той же северо-северо-восточной — юго-юго-западной ориентировкой у левого берега р. Бытантай, которая протекает здесь тоже почти прямолинейно. К во-

стоку от описанной границы линейные аномалии в пределах хр. Кулар имеют такое же северо-северо-восточное простирание, а затем между  $70$  и  $71^\circ$  с. ш., в районе Омолой-Янского междуречья, поворачивают прямо на север. Все эти аномалии хр. Кулар пересекают образующие его складки северо-восточного простирания под углом от  $20$  до  $40^\circ$  и, по-видимому, связаны с дайками и разломами, более поздними, чем время формирования складок.

Совершенно иную, субширотную (азимут  $85-105^\circ$ ) ориентировку имеют 24 линейно вытянутые магнитные аномалии левобережья и верхнего течения р. Омолой на пространстве между  $68$  и  $70^\circ$  с. ш., ограниченном с востока вышеописанным Омолойским разломом и с запада — линейными аномалиями северо-северо-восточного направления в хр. Орулган. В то же время на геологической карте здесь не видно никаких структурных элементов субширотного направления; оси складок в пермских и триасовых отложениях имеют в бассейне р. Омолой северо-северо-восточное простирание. Западная граница участка, на котором наблюдаются субширотные аномалии, почти точно совпадает с гребнем (водораздельной линией) хр. Орулган, достигающим высоты  $2035-2281$  м над уровнем моря. В пределах этого хребта опять наблюдаются аномалии северо-северо-восточного простирания, которое здесь совпадает с направлением осей складок, сложенных отложениями пермского возраста. Таким образом, западная граница участка, на котором распространены субширотные аномалии, также может быть установлена с большой точностью. По-видимому, это глубинный разлом. Восточнее, на расстоянии  $43-50$  км от этой границы, по контакту пермских и триасовых отложений у подножия хр. Орулган проходит разлом (взброс или надвиг), откартированный на протяжении  $80$  км. Соединяя эту линию разлома с глубинной границей, можно получить представление о наклонной к западу поверхности смещения, по которой массы хр. Орулган были надвинуты на восток.

По гравиметрическим данным предполагается, что под возвышенной частью хр. Орулган поверхность Мохоровичича погружена до глубины  $40$  км ниже уровня моря. Восточнее, в том числе в бассейне р. Омолой, ее глубина около  $30$  км [Мокшанцев и др., 1975].

Четырехугольный участок (ширина  $130-150$  км, длина  $250$  км) между реками Омолой и Бытантай и осью хр. Орулган, вероятно, соответствует массиву, погребенному под пермскими и триасовыми отложениями, в котором фундамент содержит серию магнитных тел субширотного простирания. Этот выступ фундамента можно назвать Верхнеомолойским массивом. Связанная с ним система многочисленных почти параллельных аномалий по своим характеристикам (амплитуда линейных аномалий, расстояния между ними) очень похожа на систему аномалий северо-запад — юго-восточного простирания, характерную для Пурско-Оленекского массива в северо-восточной части Сибирской платформы [Кропоткин и др., 1971]. Между  $68-69,5^\circ$  с. ш. система аномалий Пурско-Оленекского массива прослеживается с левого берега р. Лены на правый до меридиана  $125^\circ$  в. д., где фундамент лежит на значительной глубине под отложениями Приверхоанского прогиба. Но в верхнем палеозое здесь находился выступ докембрийского фундамента, подвергавшийся размыву [Константиновский, 1979]. Расстояние от этих мест до западного края Верхнеомолойского массива составляет всего лишь  $130-$

150 км. Такова, по-видимому, ширина Верхоянского геосинклинального прогиба, деформированного мезозойской складчатостью. При этих деформациях массы пород верхоянского комплекса (С<sub>3</sub>—J) были выдавлены как на запад, в прогиб на краю Сибирской платформы, так и на восток, в сторону Верхнеомолойского массива.

Указанная на рис. 1 область позднемелового и кайнозойского растяжения земной коры охватывает восточную часть Верхнеомолойского массива и обширные пространства в пределах Омолойской низменности, дельты р. Лены и шельфа моря Лаптевых от губы Буор-Хая и Янского залива до 78° с. ш. О ее строении можно судить на основании геофизических данных и анализа геологической структуры соседних областей суши.

Предположение о том, что в море Лаптевых находится массив с докембрийским складчатым фундаментом, было сформулировано впервые П. Н. Кропоткиным в 1936 г. (рис. 2). На составленной им схеме тектоники северо-восточной части СССР были указаны простирания складок Верхояно-Колымской складчатой системы, подразделенной на несколько зон, распространение выходов докембрия и нижнего и среднего палеозоя и контуры Сибирской платформы и древних массивов. Помимо Чукотского и Омолонского массивов, на этой схеме был показан обширный гипотетический массив, охватывающий северную и восточную части дельты р. Лены, значительную часть моря Лаптевых, острова Столбовой, Бельковский, Беннет и большую часть о-ва Котельного. Указывалось, что «здесь довольно определенно намечается существование плиты на севере (плита островов Де-Лонга по А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому, 1933). На о-ве Беннета кембрий лежит почти горизонтально. Эта плита, может быть, должна быть объединена с гипотетическим жестким массивом, вызывающим виргацию складок Верхоянья на запад — Хараулах и на восток — Кулар» [Кропоткин, Шаталов, 1936, с. 54].

Однако отмечалось, что присутствие на о-ве Котельном мощных толщ типичных морских отложений силура, девона, карбона и триаса и значительная их дислоцированность «говорят о том, что докембрийский фундамент здесь находится на большой глубине и что скорее мы здесь имеем окраину геосинклинали» [Там же, с. 54].

На всех последующих тектонических схемах плита островов Де-Лонга, названная позже Н. С. Шатским Гиперборейской платформой, рассматривалась как структура, охватывающая северную часть Восточно-Сибирского моря и обособленная от области моря Лаптевых. Остров Котельный и остальные Новосибирские острова и острова Ляховские рассматривались как области палеозойской или мезозойской складчатости. Не исключено, как показано на рис. 1, что этот пояс палеозойской складчатости продолжается к складчатой системе Таймыра (хр. Бырранга).

Идея о существовании в море Лаптевых жесткого массива более скромных размеров, чем предполагалось в 1936 г., была высказана в 1958 г. Т. Н. Спизарским и позднее К. Б. Мокшанцевым и И. С. Рожковым [1963]. Т. Н. Спизарский [1958] считал этот массив погруженной частью Сибирской платформы. Приблизительно в таких же размерах, включающих большую часть дельты Лены, область между нею и линией, проходящей немного западнее островов Бельковского и Столбового, и всю более северную часть шельфа моря Лаптевых, фигурирует этот массив на тектонических схемах Я. И. Полькина и Г. И. Гапоненко

[1970], Б. Х. Егiazарова и др. [1977] и на Тектонической карте северной полярной области Земли [1978].

На схеме тектонического районирования Восточной Якутии и ее шельфа, составленной К. Б. Мокшанцевым, дорифейский срединный массив моря Лаптевых (включая образовавшийся на нем паралигагеосинклинальный прогиб) имеет меньшие размеры. Это связано с тем, что вся юго-восточная акватория моря Лаптевых отнесена им к погруженной части Верхояно-Колымской складчатой области [Мокшанцев и др., 1975]. Ю. М. Пушаровский [1976] относит всю акваторию моря Лаптевых к областям с докембрийской континентальной корой, предполагая здесь распространение гранитно-метаморфических комплексов пород под палеозоидами и мезозоидами.

Реальным основанием к выделению обширного жесткого массива в море Лаптевых является, во-первых, виргация складок Верхоянского хребта, которые уходят далеко на запад от Хараулахского хребта (Быковский антиклинорий), продолжаясь в Лено-Анабарской ветви мезозойд, и на восток, прослеживаясь в структурах Куларского антиклинория,гибающих с юга Шелонский массив. Небольшой гипотетический древний массив, названный Шелонским, предполагается к востоку от нижнего течения р. Яны, главным образом по геофизическим данным [Виноградов и др., 1974]. На Тектонической карте Якутской АССР и сопредельных территорий, составленной под редакцией К. Б. Мокшанцева [1975], массив выделен как складчато-глыбовое поднятие приблизительно в тех же контурах, какие указаны для Шелонского массива на рис. 1 и на тектонической карте Арктики [Тектоническая карта северной полярной области..., 1978; Егiazаров и др., 1977]. Не исключено, что этот массив представляет собой южный выступ более обширного массива моря Лаптевых.

Второй аргумент — это наличие погребенного Усть-Ленского докембрийского массива (о котором, как мы видели, свидетельствует состав галек в неогеновых конгломератах о-ва Сардах и интерпретация магнитной съемки и гравиметрических данных) в дельте Лены и платформенный характер складчатых деформаций в мезозойских отложениях бассейна р. Омолуй на продолжении и на площади Верхнеомолойского массива. С наличием этого выступа фундамента, проявляющегося в особенностях магнитного поля, по-видимому, связано расщепление, начало виргации складок Верхоянского хребта на широте 68—70°.

Предположение о том, что в море Лаптевых находится жесткая плита, составляющая продолжение Сибирской платформы, было поддержано В. А. Литинским на том основании, что, как указывают Р. М. Доменицкая и Л. Э. Левин [1970], судя по геофизическим данным, «складчатые сооружения герцинид и мезозойд (Таймырские, Верхоянские и др.) в пределы шельфа не продолжают» [с. 268; Гапоненко и др., 1968]. Я. И. Польшкин и Г. И. Гапоненко тоже считают, что, «судя по геофизическим данным, складчатый фундамент раннепротерозойского возраста распространен также в основании Лаптевского массива. Лаптевский массив охватывает значительную часть акватории моря Лаптевых и является северным продолжением Сибирской платформы. В его пределах по геофизическим данным выделяются Центрально-Лаптевское и Восточно-Лаптевское поднятия, разобщенные Усть-Ленским грабеном, а также Западно-Лаптевский прогиб» [Польшкин, Гапоненко, 1970, с. 47].

В более поздних работах указывается, что «интерпретация геологических данных с привлечением результатов магнитных и гравитационных исследований моря Лаптевых позволяет предполагать наличие здесь продолжения Сибирской платформы и отдельных ветвей мезозойской складчатости» [Виноградов и др., 1974, с. 71]. Вблизи п-ова Таймыр и к северо-востоку от дельты Лены, по этим данным, глубина залегания магнитоактивных пород не превышает первых сотен метров. Небольшая глубина залегания фундамента в таких участках, представляющих собой, вероятно, крупные горсты или антеклизы, является третьим доводом в пользу существования платформенного массива.

Наконец, последний, четвертый аргумент — это особенности складчатости и современного рельефа. В силу унаследованности тектонических процессов мезозойские складчатые сооружения в пределах материков и на архипелагах обычно хорошо выражены в рельефе как возвышенности, отражающие простирание антиклинорий. Полное отсутствие подобных форм на большей части мелководного (с глубинами менее 100 м) шельфа моря Лаптевых указывает на быстрое затухание в его пределах тех мезозойских складчатых дислокаций, которые прослеживаются между Яной и Омолоем и имеют характер германотипной складчатости (сундучные широкие антиклинали и т. п.). По-видимому, это и послужило основанием к выделению небольшого Буорхайского погребенного срединного массива к востоку от зал. Буор-Хая на схеме К. Б. Мокшанцева и И. С. Рожкова [1963]. Осадочный чехол Верхнеомолойского массива тоже слабо деформирован. Это триасовые и пермские отложения, образующие пологие и широкие складки. Ослабление или полное отсутствие складчатости на территории Верхнеомолойского массива хорошо заметно на составленной Г. С. Гусевым схеме расположения реальных складок в структуре Верхояно-Колымской складчатой системы [Гусев, 1979].

Таким образом, геологические, геофизические и геоморфологические данные подтверждают сделанное более 40 лет назад предположение о жестком (докембрийском, частью, может быть, эппалеозойском) массиве, расположенном в море Лаптевых и вызывающем виргацию складок Верхоянской системы [Кропоткин, Шаталов, 1936].

Строение этого массива в той части, которая принадлежит к зоне растяжения земной коры между впадиной Евразийского бассейна и депрессией р. Омолой, представляется нам как система горстов и выступов, разделенных довольно глубокими грабенообразными прогибами и авлакогенами, оси которых вытянуты в северо-западном и меридиональном направлении. По изопакхам осадочного чехла, указанным А. Ф. Грачевым [1977] на карте новейшей тектоники, по изолиниям кровли магнитовозмущающих тел на Тектонической карте Якутской АССР... [1976] и по другим данным на рис. 1 намечены контуры этих горстов, грабенов и авлакогенов в южной части моря Лаптевых и на суше.

Отождествляя глубину залегания кровли магнитовозмущающих тел, указанную цифрами на рис. 1, с поверхностью фундамента, можно считать, что мощность осадочного чехла в дельте р. Лены в районе протоки Оленекской (Оленекский авлакоген) достигает 8 км, а в северо-западной и юго-восточной (у устья протоки Быговской) частях дельты — более 6 км. В районе мыса Буор-Хая глубина кровли магнитовозмущающих тел около 4 км. В то же время к северу от дельты Лены она уменьшается до нескольких сот метров [Виноградов и др., 1974]. Про-

тяженный Омолойско-Ленский авлакоген с мощностью неогеновых и четвертичных осадочных отложений около 2 км намечается вблизи осевой зоны растяжения, в пределах губы Буор-Хая и далее на север и северо-северо-запад, немного восточнее дельты р. Лены.

Более определенную картину геологического строения описываемого района могли бы дать сейсмопрофилирование на шельфе (глубина которого южнее  $75^{\circ}$  с. ш. не превышает 25 м), комплексные геофизические исследования в районе дельты р. Лены и бурение параметрических скважин (например, на мысе Буор-Хая, на восточном берегу дельты р. Лены у с. Аношкинск и вблизи протоки Оленекской). Судя по наличию комплекса поздне меловых и палеогеновых отложений в грабене р. Кёнгдей (мощностью свыше 1300 м), эоценовых отложений мощностью 400 м на правом берегу Быковской протоки и миоценовых и более молодых отложений в среднем течении р. Омолой [Лобанов, 1959] и на о-ве Сардах в дельте Лены [Виноградов, 1965; Виноградов и др., 1974], заполнение рифтогенных депрессий происходило одновременно с раскрытием Евразийского бассейна. Его заложение, расширение и углубление охватывают конец мелового периода и весь кайнозой. В мощных осадочных сериях, заполняющих рассмотренные выше рифтогенные структуры, главную роль играют, по всей вероятности, не очень уплотненные терригенные (морские и континентальные) отложения поздне мелового и кайнозойского возраста.

*Геологическое строение и генезис Бискайского залива и Аквитанского бассейна.* Определенный интерес представляет сравнение тектоники рассмотренной нами зоны растяжения в Советской Арктике с теми структурами, которые образовались на шельфе и на материке Европы в зоне растяжения, связанной с формированием Бискайского залива. Реконструкция, на которых показано взаимное расположение материковых блоков Европы и Пиренейского полуострова в палеозое до возникновения Атлантического океана и Бискайского залива, читатель может найти в цитированных работах [Хаш, 1977, рис. 42; Кропоткин и др., 1971, рис. 64; Кропоткин, 1968, рис. 2]. Пояс раннегерцинской складчатости меридионального простирания, срезанный сейчас вкрест простирания разломом, ограничивающим с юга Бискайский залив, по-видимому, продолжался через область, которая сейчас образует шельф северной половины залива, в герциниды Армориканского массива Северо-Западной Франции [рис. 3; Sagey, 1959; Тектоника Европы, 1978].

Анализ магнитных полосовых аномалий Бискайского залива, сейсмозондирование, гравиметрические исследования, бурение и данные по геологии соседних участков суши позволяют проследить историю формирования этой впадины, имеющей базальтовую кору океанического типа и глубину до 5098—5365 м [Ries, 1978; Williams, 1975; Charpal et al., 1978]. Образование рифтогенных структур началось здесь в триасе, но раскрытие всей впадины произошло в основном в течение позднего мела и эоцена. Поворот Пиренейского полуострова на  $35^{\circ}$  против часовой стрелки по отношению к внеальпийской Европе хорошо доказан в ряде палеомагнитных исследований. Ориентировка меридианов пермского и триасового времени, определяемая по ориентировке вектора остаточной намагниченности пород этого возраста, обнаруживает на Пиренейском полуострове систематические отклонения от ориентации, установленной по породам палеозойской платформы Западной Европы и Восточно-Евро-

пейской платформы [Баженов, 1976]. Этот поворот согласуется с общей системой поворотов и сдвигов, происходивших в Средиземноморской области в течение мезозоя и кайнозоя [Кропоткин, 1980б].

Одновременно с раскрытием Бискайского залива возникла область растяжения на материковом массиве (рис. 4), в которой образовались два авлакогена в зонах максимального растяжения и разрыва фундамента — впадина Парантис и грабен Адур, расположенный у северного подножия Пиренеев [Хаин, 1977; Тектоника Европы..., 1978; Géologie..., 1974]. В течение триаса процесс прогибания охватывал эти авлакогены и всю зону вблизи них, ограниченную двумя крупными линеаментами с юга (по краю герцинского комплекса Пиренеев) и с севера (по линии Северо-Аквитанской флексуры, проходящей от г. Аркашон к Тулузе). Они составляют прямое продолжение тех разломов, которые трассируются по контурам материкового склона у краев впадины Бискайского залива. Под материковым склоном происходит быстрое выклинивание таким образом гранитного слоя материка и сокращение мощности земной коры, связанное с образованием сбросов.

Распространение триасовых отложений (песчаники  $T_1$ , пестрые аргиллиты и доломиты  $T_2$ , мощный комплекс эвапоритов  $T_3$ , эффузивы основного состава) ограничено этими линеаментами. Юрская трансгрессия перешагнула Северо-Аквитанскую флексуру и распространилась до Парижского бассейна. Однако наибольшее погружение продолжалось на юге, в зоне авлакогена Адур, трансформировавшегося затем в Предпиренейский прогиб. С этого времени начинается формирование более обширной синеклизы Аквитанского бассейна в целом, заполненной карбонатными и песчано-глинистыми отложениями юры, мела и эоцена. Складчатость с образованием фронтальных шарьяжей в Пиренеях усложнила тектонику южного ограничения бассейна. Поднятие Пиренейского хребта явилось источником грубообломочного материала. Им был заполнен Предпиренейский прогиб в течение позднего эоцена, миоцена и позже. Сжатие, которому время от времени подвергалась южная часть бассейна, привело к выдавливанию триасовых эвапоритов в своды и шарниры брахиантиклиналей и к образованию цепочек соляных куполов.

Однако растяжение на оси авлакогенов, по-видимому, продолжалось и в новейшее время. Об этом свидетельствуют выраженные в рельефе шельфа и материкового склона депрессии широтного направления к западу от городов Аркашон (на продолжении впадины Парантис) и Кап-бретон (на продолжении грабена Адур).

Как и в Евразийском бассейне, амплитуда раскрытия Бискайского залива закономерно уменьшается с приближением к матерiku. Полосы вращения, соответствующие вершинам углов, образующихся между прямыми на продолжении пограничных линеаментов по мере раскрытия впадин, находились в обоих случаях в соседней части континента — на расстоянии около 450 км от края материкового склона восточнее Бискайского залива и на расстоянии 1300 км к югу от ограничений впадины Евразийского бассейна, также имеющей кору океанического типа. Материковые же области, расположенные между континентальным склоном и вершиной угла раскрытия, подвергались значительно меньшему растяжению с образованием грабенов, авлакогенов и обширных депрессий или синеклиз, в пределах которых земная кора имеет сокращенную толщину.



Рис. 3. Соотношение тектонических структур, расположенных по обе стороны Бискайского сфенохазма. Реконструкция, соответствующая времени, которое предшествовало образованию впадины Бискайского залива, по С. Кэри [Carey, 1959]

Штрихи — простирание пределов массива Иберо-складок в палеозойских и более древних отложениях в Бретань. Цифры на карте: 2 — Лиссабонский уступ, 3 — Альпийская геосинклиналь, 1 — трог пролива Ла-Манш.

Аквитанский бассейн является основным районом добычи нефти и природного газа во Франции. Месторождения нефти (Мот, Парантис и др.) сосредоточены во впадине Парантис, где главным продуктивным горизонтом являются доломиты и известняки нижнемелового возраста, залегающие на глубине 2300 м. Месторождения природного газа сосредоточены во впадине авлакогена Адур. Здесь находится крупное месторождение Лак, где газ с высоким содержанием  $H_2S$  добывается из нижнемеловых доломитов с глубины 3500 м и где эксплуатировались залежи нефти (в более высоких горизонтах мела) и газоконденсата. Попутно получают значительное количество серы (как продукт очистки природного газа). Восточнее, во впадине Адур, разрабатывается газовое месторождение Сен-Марсе [Распространение нефти, 1961; Справочник..., 1976].

Нефтепроявления в этих впадинах известны ниже меловых отложений, в породах триаса и юры. Мощность отложений в рифтогенных структур-

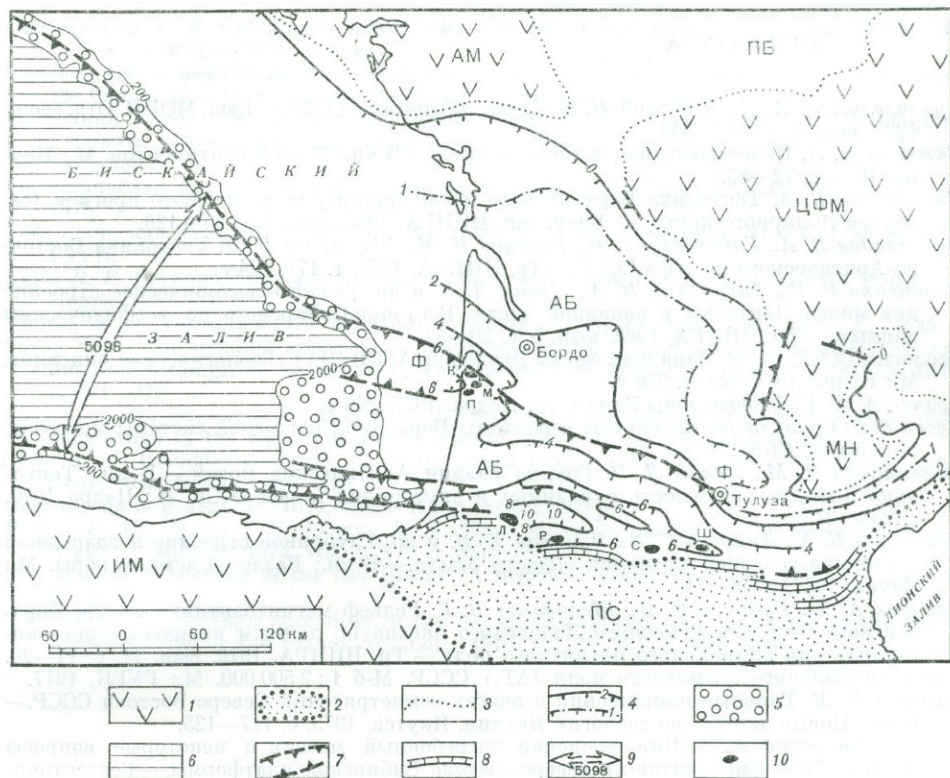


Рис. 4. Строение земной коры в Бискайском заливе и в Юго-Западной Франции

1 — палеозойские массивы (АМ — Армориканский массив, ИМ — Иберийский массив, включая герциниды под осадочным чехлом, МН — Монтань Нуар, ЦФМ — Центральный Французский массив); 2 — область альпийской складчатости и ее границы (ПС — складчатая система Пиренеев); 3 — границы мезозойских прогибов, возникших на палеозойском складчатом основании (АБ — Ак-

витанский бассейн, ПБ — Парижский бассейн); 4 — изогипсы поверхности фундамента в Аквитанском бассейне (цифры — глубина от уровня моря, км); 5 — материковый склон с корой переходного типа; 6 — впадина Бискайского залива, имеющая глубину более 2000 м и кору океанического типа; 7 — сбросы (установленные и предполагаемые, Ф — Ф — Северо-Аквитанская флексура);

8 — фронтальные надвиги и шарьяжи Пиренейской системы; 9 — направление растяжения земной коры при образовании Бискайского залива (стрелки, цифра — глубина залива, м); 10 — месторождения нефти во впадине Парантис (К — Казо, М — Мот, П — Парантис) и углеводородных газов в грабене Адур (Л — Лак, Р — Руссе, Мейон-Сен-Фон, Повд'Ас, С — Сен-Марсе, Ш — Шарта, Проиюри)

турах достигает 7000 м (Парантис) — 10 000 м (Адур), и здесь еще не изучены глубоко залегающие толщи подсолевого комплекса (терригенные отложения нижнего и среднего триаса).

Таким образом, сравнительно-тектоническое изучение структур, названных С. Кэри сфенохазмами, позволяет понять особенности геологического строения рифтогенных структур и депрессий, расположенных на продолжении этих зон растяжения в пределах материковых массивов.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1933, вып. 4, с. 323—348.
- Баженов М. Л. Палеомагнетизм и геотектоника.— В кн.: Дрейф континентов. М.: Наука, 1976, с. 72—85.
- Виноградов В. А. Тектоника Верхоянского мегантиклинория и Ленского прогиба (севернее Полярного круга).— Учен. зап. НИИГА, 1965, вып. 5, с. 87—126.
- Виноградов В. А., Гапоненко Г. И., Русаков И. М., Шимараев В. Н. Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР.— Тр. НИИГА, 1974, т. 171, 144 с.
- Гапоненко Г. И., Литинский В. А., Левин Д. В. и др. Геолого-тектоническое строение дна морей Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского по геофизическим данным.— Тр. НИИГА, 1968, вып. 5, с. 20—32.
- Геология СССР. Т. 18. Западная часть Якутской АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1971. Кн. 2. 256 с.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Недра, 1977. 248 с.
- Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. М.: Наука, 1979. 208 с.
- Деменицкая Р. М., Левин Л. Э. Груша впадин Арктических морей.— В кн.: Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей СССР. Л.: Недра, 1970, с. 252—272.
- Егизаров Б. Х., Андреев С. И., Полькин Я. И. и др. Глубинное строение и разрывная тектоника северной полярной области Земли.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 66—71.
- Карасик А. М., Гуревич Н. И., Шелованов В. Г. Рельеф магнитоактивного слоя Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по данным количественной интерпретации аномального магнитного поля.— Тр. НИИГА, 1976, вып. 11, с. 11—20.
- Карта аномального магнитного поля ( $\Delta T_a$ ) СССР. М-б 1 : 2 500 000. М.: ГУГК, 1977.
- Козьмин Б. М. Главные напряжения в очагах землетрясений Северо-Востока СССР.— В кн.: Новые данные по геологии Якутии. Якутск, 1975, с. 117—125.
- Константиновский А. А. Нижнеленский погребенный массив и некоторые вопросы размещения кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы.— Геотектоника, 1979, № 1, с. 47—48.
- Кропоткин П. Н. О возрасте и происхождении океанов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, вып. 5, с. 23—38.
- Кропоткин П. Н. Проблемы геодинамики.— В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980а.
- Кропоткин П. Н. Тектоническое развитие Средиземноморья в свете геофизических данных.— В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980б, с. 99—105.
- Кропоткин П. Н., Валеев Б. М., Гафаров Р. А. и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1974. 392 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 209).
- Кропоткин П. Н., Шаталов Е. Т. Очерк геологии Северо-Востока СССР. М.; Л.: ОНТИ, 1936. 148 с.
- Лобанов М. Ф. Третичные угленосные отложения Северного Верхоянья и Новосибирских островов.— В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы Северо-Востока СССР, 1957. Доклады. Магадан, 1959, с. 406—411.
- Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 200 с.
- Мокшанцев К. Б., Рожков И. С. Геотектоническое районирование Якутской АССР в свете новых данных.— Геол. и геофиз., 1963, № 3, с. 3—17.
- Полькин Я. И., Гапоненко Г. И. Тектоника Арктического шельфа, прилегающих частей акватории Северного Ледовитого океана и территории Восточной Сибири.— В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 4, с. 46—53.
- Пушаровский Ю. М. Тектоника Северного Ледовитого океана.— Геотектоника, 1976, № 2, с. 3—14.
- Распространение нефти. М.: Гостехиздат, 1961. 696 с.
- Сатаров Ф. С. Тектоническое строение Куларского антиклинория.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Северо-восточная Якутия. Якутск: Кн. изд-во, 1970, вып. 16, с. 75—81.

- Спижарский Т. Н.* Сибирская платформа.— В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 3, с. 35—48.
- Справочник по нефтяным и газовым месторождениям зарубежных стран. Кн. 1. Европа, Северная и Центральная Америка. М.: Недра, 1976. 584 с.
- Тектоника Европы и смежных областей. Вариспиды, эпипалеозойские платформы, альпиды: (Объяснительная записка к Междунар. тектонич. карте...). М.: Наука, 1978. 588 с.
- Тектоническая карта северной полярной области Земли. М-б 1:5 000 000. М.: ГУГК, 1978.
- Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. М-б 1:1 500 000. М.: ГУГК, 1976.
- Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 360 с.
- Янишин А. Л.* Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—35.
- Carey S. W.* The tectonic approach to the origin of the Indian ocean.— In: Comptes rendus du 3-e Congr. de la P.I.O.S.A., Tananarive 1957, Sect. C. Hobart (Australia), 1959, p. 171—228.
- Charpal de O., Guenock P., Montadert L., Roberts D. G.* Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay.— Nature, 1978, vol. 275, N 5682, p. 706—711.
- Churkin M.* Geologic concepts of Arctic ocean basin.— Mem. Amer. Assoc. Petrol. and Geol., 1973, N 19, p. 485—499.
- Geologie de la France. P., 1974, vol. 1. 293 p., vol. 2. 540 p.
- Herron E. M., Dewey J. F., Pitman W. C.* Plate tectonics model for the evolution of the Arctic.— Geology, 1974, vol. 2, N 8, p. 377—380.
- Ries A. C.* The opening of the bay Biscay: A review.— Earth Sci. Revs, 1978, vol. 14, N 1, p. 35—63.
- Williams C. A.* Sea-floor spreading in the bay of Biscay and its relationship to the North Atlantic.— Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 24, N 3, p. 440—456.

## ПРОБЛЕМА СТРУКТУРНЫХ СВЯЗЕЙ ШПИЦБЕРГЕНА И СКАНДИНАВИИ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С АТЛАНТИЧЕСКИМ ОКЕАНОМ

В последнее время под руководством А. Л. Яншина проведен ряд направленных структурных исследований осадочного чехла дна акваторий и сделаны существенные выводы о тектонике этих образований [Яншин и др., 1977, 1979]. Затрагиваемые вопросы имеют прямое отношение и к районам Северной Атлантики.

Проблема структурных связей архипелага Шпицберген и Скандинавии, взаимоотношений этих областей с северными окраинами Атлантического океана представляет большой интерес. В настоящее время к ней можно подойти более определенно в связи с тем, что в последнее десятилетие получены новые геофизические материалы и в ряде районов проведено глубоководное бурение. В частности, интересны данные непрерывного сейсмического профилирования и глубинного сейсмического зондирования.

Геология Шпицбергена освещена в работах советских и зарубежных исследователей [Клитин, 1960; Красильщиков, 1973; Лившиц, 1973; Ovin, 1940; Harland, 1961].

К наиболее древним породам архипелага относятся гнейсы и кристаллические сланцы дорифейской платформы о-ва Северо-Восточная Земля, которые датируются как архей—протерозой. В западном направлении, на о-ве Западный Шпицберген, разрез представлен мощной и непрерывной миогеосинклинальной «формацией» Гекла-Хук, местами сильно метаморфизованной и дислоцированной. Она имеет рифейско-раннепалеозойский возраст. Гекла-Хук перекрывается красноцветными образованиями девона, слагающего меридиональные впадины орогенного облика, что позволяет уверенно выделять в западной половине архипелага каледониды. В опущенной южной части архипелага складчатый фундамент каледонид перекрывает платформенный чехлом, сложенным палеозой-мезозойскими образованиями. Он формирует обширную Шпицбергенскую плиту, большая часть которой расположена в пределах акватории Баренцева моря. На западе южной части о-ва Западный Шпицберген по отложению чехла намечаются меридиональные впадины, выполненные грубообломочными палеогеновыми осадками (палеоцен-олигоцен). Меридиональный (третичный) грабен на крайнем западе, в районе пролива Форлани-Сунн, выполненный валунными конгломератами, является типичной структурой растяжения.

В пределах Баренцева моря, на половине расстояния между Шпицбергом и Северной Скандинавией, находится небольшой о-в Медвежий. Судя по его строению, он входит в состав меридиональной зоны каледонид Шпицбергена.

Далее к югу на поверхность выходят континентальные массы Скандинавии, строение и возраст пород которых до сих пор остаются во многом спорными. Геология Скандинавии охарактеризована в работах

норвежских и шведских исследователей [Хольдеталь, 1957; Strand, Kul-ling, 1972; Siedlecka, 1975; Kvale, 1975]. Большую роль здесь играет покровная тектоника, прослеженная геологическим картированием, а местами (в Швеции) и бурением. Установлено, что надвинутые пластины, сложенные основными и ультраосновными породами, поступали в Скандинавию с северо-запада, со стороны современной акватории Норвежского моря, и перекрывали край Балтийского щита. Залегающие на них несогласно девонские континентальные породы подтверждают, что процессы покровообразования произошли не позже среднего палеозоя, скорее всего, в раннепалеозойское время. Об этом свидетельствует найденная в некоторых образованиях, участвующих в покровах, ордовикская фауна брахиопод. Следует подчеркнуть, что сложная тектоника и метаморфизм пород распространяются вдоль Скандинавии на север вплоть до района Тромсе, где зона каледонских складок поворачивает на север. В связи с этим предполагалось, что каледонские складки простираются на север через о-в Медвежий к Шпицбергену [Клитор, 1960]. Другой пояс складок, сложенных преимущественно слабо метаморфизованным рифеем и вендом, начинается в районе Порсангер-фьорда и п-ова Варангер и продолжается к п-ову Рыбачьему и далее к Тиману [Siedlecka, 1975].

Последние геофизические работы, проведенные в западной части Баренцева моря, заметно дополнили представления о взаимоотношениях Шпицбергена и Скандинавии. Баренцево море является шельфовым бассейном, который в своей западной половине разделяется на северную, плоскую часть (до о-ва Медвежий), где глубины моря колеблются от 50 до 200 м, и южную, где в рельефе дна вырисовывается обширная подводная долина, обращенная устьем на запад, глубина которой достигает 450 м.

В последнее время установлено существование между Скандинавией и о-вом Медвежим Нордкапского широтного прогиба, достигающего в поперечнике около 300 км (рис. 1) [Renard, Malod, 1974; Sundvord, 1975]. Дальнейшие исследования [Eldholm, Talwani, 1977] показали, что он сложен верхнепалеозойско-мезозойскими образованиями мощностью до 3—5 км. К востоку от Шпицбергена выделяется обширный прогиб Новой Земли, расположенный за пределами схемы (см. рис. 1). На протяжении 400 км Нордкапский прогиб, по данным непрерывного сейсмического профилирования [Hinz, Schlüter, 1978b], рассечен разломами на ряд крупных блоков, причем в опущенных блоках на глубинах около 8 км широко развиты предполагаемые пермские соленосные отложения. Они образуют диапировые складки, которые в поперечнике достигают 20—30 км (рис. 2). Мезозойские отложения интенсивно дислоцированы в зонах распространения пермских диапиров. Соленосные пласты предполагаются в Мурманском районе и в районе Тромса Нордкапского прогиба, где они залегают также на глубине около 8 км, но не образуют диапировых структур. На приподнятых участках Нордкапского прогиба пермские соленосные отложения отсутствуют или имеют незначительную мощность. За пределами прогиба осадочный чехол Шпицбергенской плиты в акватории Баренцева моря имеет однообразное строение, его мощность не превышает 3 км, а соленосные осадки отсутствуют. В третично-четвертичное время площадь западной части Баренцева моря располагалась выше уровня моря и являлась источником сноса осадков по подводным каньонам в океан.

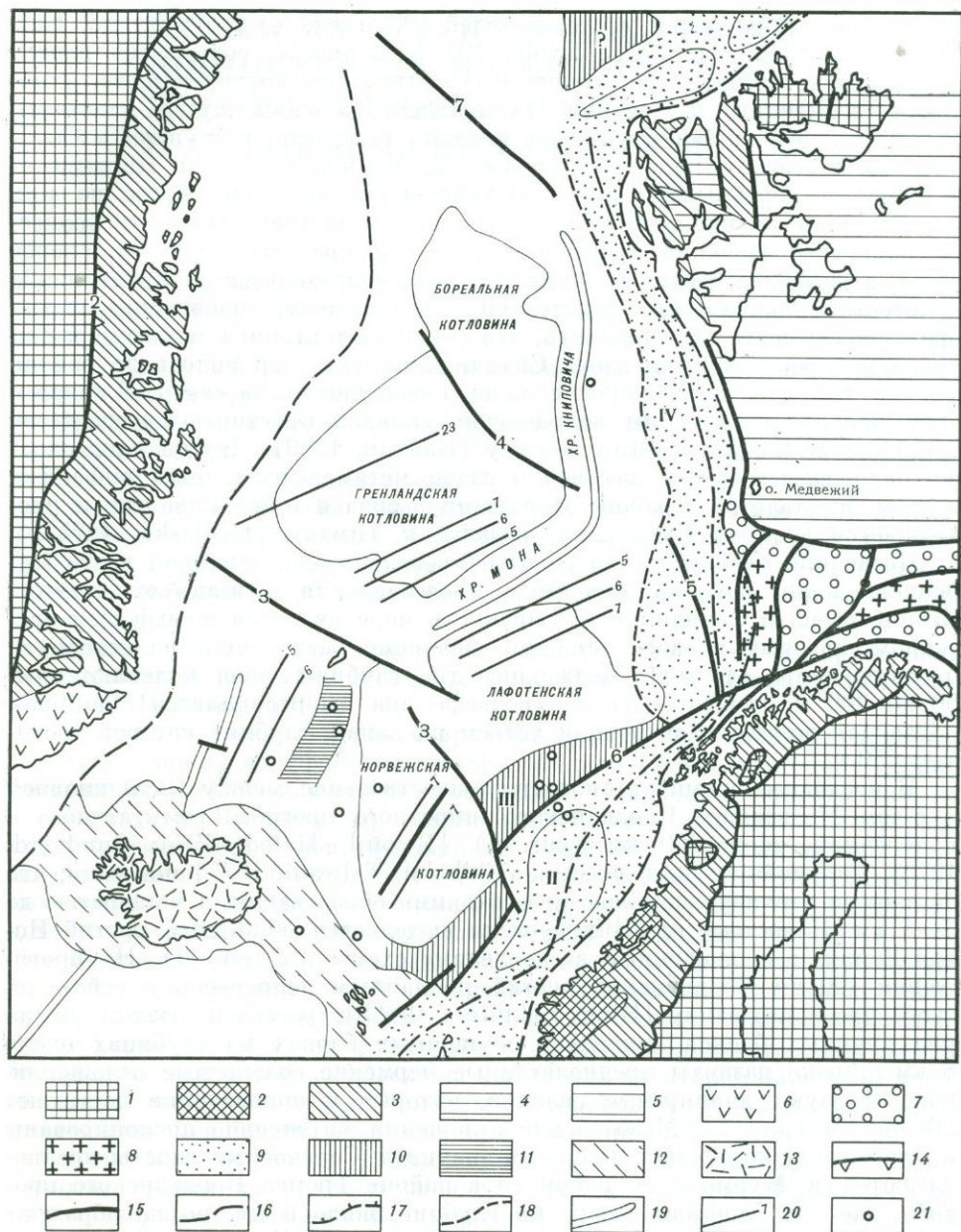


Рис. 1. Схематическая тектоническая карта северной части Атлантического океана

1 — архейско-протерозойские комплексы щитов и выступов; 2—4 — каледонские комплексы: 2 — дорифейские, 3 — рифейско-нижнепалеозойские, 4 — девонские орогенные; 5 — па-

леозойско-мезозойский чехол; 6 — третичные базальты; 7, 8 — комплексы Нордкапского авлагодена: 7 — терригенные, 8 — соленосные; 9 — периокеанические прогибы; 10 — первичные

троги; 11 — Ян-Майенский блок; 12 — Исландо-Фарерский порог; 13 — базальты Исландии; 14 — тектонические покровы: 1 — Скандинавский, 2 — Гренландский; 15 — разломы: 3 — Ян-Май-

Определенные черты сходства с Баренцевоморским шельфом имеет Лафотено-Шетландский шельф, вытянутый вдоль Скандинавии, протягивающийся на 1000 км при ширине около 250 км. На юге он сливается с шельфом Северного моря.

В пределах шельфа и континентального склона выделяется прогиб Воринг, вытянутый вдоль побережья и выполненный мезозойскими и кайнозойскими отложениями, достигающими в центральной части прогиба 4,5 км. В нем предполагается также присутствие слабо метаморфизованных пород палеозоя мощностью около 2 км. Наибольшая мощность чехла обнаруживается к западу от Тронхейма, где отложения кайнозоя достигают 3 км [Sellevoll, 1975; Eldholm et al., 1979]. На северо-западе Лафотено-Шетландского шельфа прогиб Воринг ограничивается разломом, по направлению к которому мощность чехла несколько сокращается, особенно за счет отложений кайнозоя. На северо-западе, у островов Лафотенских и Весторолен, осадочные породы выклиниваются, причем среди них появляются неглубоко погребенные блоки метаморфических пород. Здесь хорошо выделяются горизонты мела и две толщи третичных пород общей мощностью 1—2 км. Они перекрывают глыбы кристаллических пород и, вероятно, верхнепротерозойские и палеозойские складчатые осадочные образования (Eldholm et al., 1979). В нижней части разреза осадочного чехла прогиба Воринг имеются, вероятно, пласты каменной соли, на что указывают диапиры, развитые вдоль северо-западного его борта к югу от одноименного плато. Прогиб Воринг имеет черты как сходства, так и различия с районом Шпицбергенской плиты. Например, в прогибе Воринг широко развиты осадки кайнозоя, отсутствующие в районе Шпицбергенской плиты и Нордкапского прогиба. По присутствию мощных кайнозойских осадочных толщ и по характеру их взаимоотношений с подстилающими породами Ворингский прогиб следует отнести к перикокеаническому типу прогибов.

К северу от прогиба Воринг, вдоль западного края Шпицбергенской плиты, на протяжении 1200 км намечается меридиональный Пришпицбергенский прогиб. Его ширина колеблется от 100 до 150 км. По данным сейсмических исследований с учетом материалов скв. 344, пробуренной с судна «Гломар Челленджер», в разрезе осадочного чехла, выполняющего прогиб, выделяются три комплекса, разделенных несогласиями [Schlüter, Hinz, 1978]. Первый из них (сверху), плиоцен-четвертичного возраста, сложен илами, истыми песчаниками, турбидитами. Мощность его достигает 2—2,5 км. Ниже располагается хаотично залегающий гравийно-песчано-глинистый комплекс плиоценового возраста, мощность которого не превышает 0,5—0,8 км. Третий, наиболее мощный песчано-глинистый комплекс (до 3 км) хорошо развит вдоль окраин прогиба и далеко не везде присутствует в океане. Возраст этих отложений миоцен-среднеолигоценый, а самые нижние слои, возможно, относятся и к нижнему олигоцену. Несогласия между вторым и третьим комплексами и в

енский, 4 — Гренландский, 5 — Сенья, 6 — Воринг, 7 — Шпицбергенский; 16 — границы шельфа; 17, 18 — граница перикокеанических

прогибов; 17 — с континентом, 18 — с океаном; 19 — океанические хребты; 20 — магнитные аномалии; 21 — скважины б/с «Гломар Чел-

ленджер»  
I — Нордкапский прогиб;  
II — прогиб Воринг; III — трог плато Воринг; IV — Пришпицбергенский прогиб

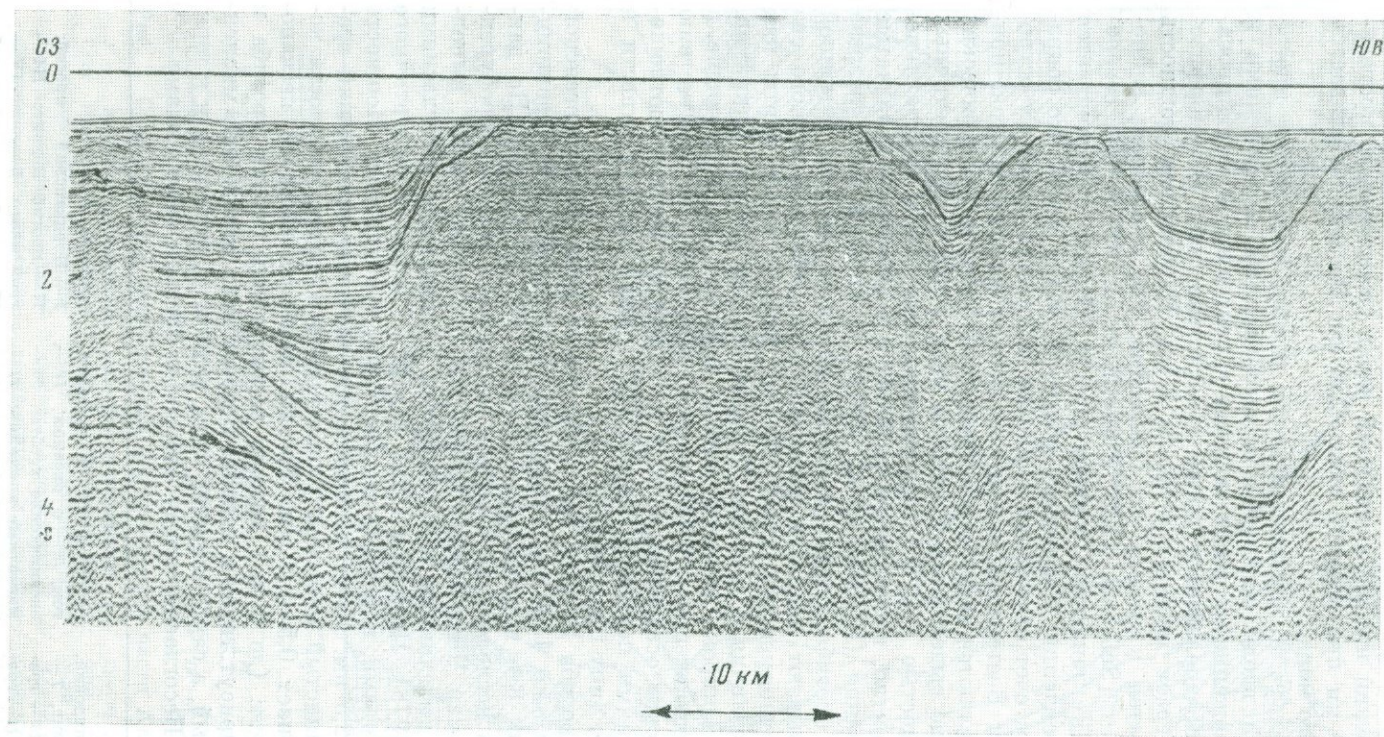
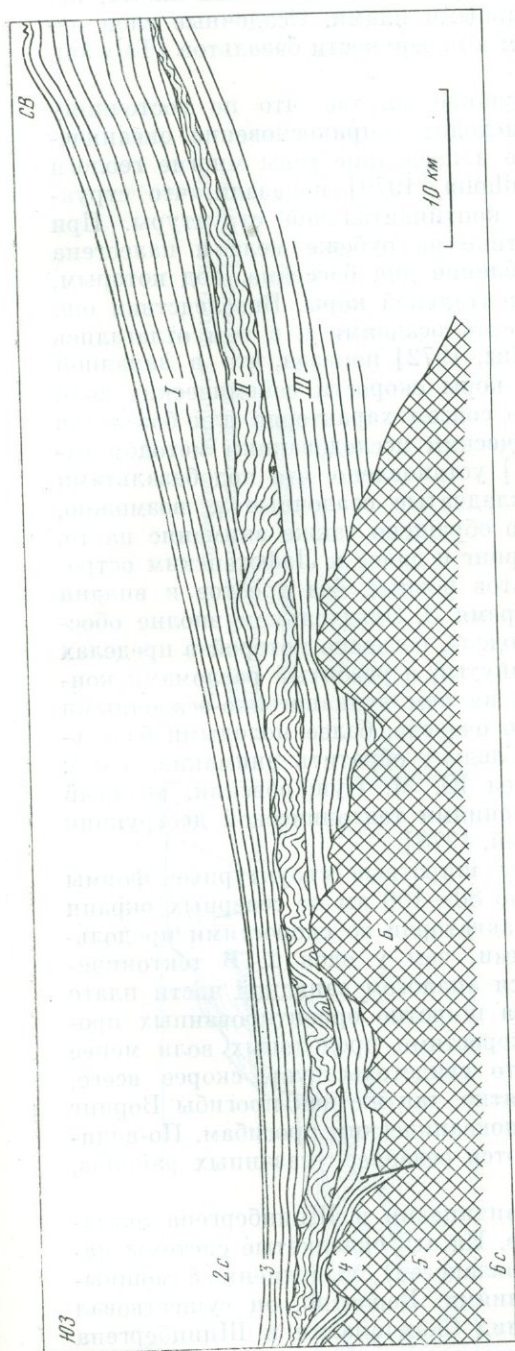


Рис. 2. Временной сейсмический профиль через Нордкапский прогиб; видны диапиры соли [Hinz, Schlüter, 1978b]

Рис. 3. Сейсмический профиль через Пришпицбергский периферический прогиб к западу от Южного Шпицбергена [Schlüter, Hinz, 1978]

*I—III* — комплексы осадочного чехла: *I* — плиоцен-четвертичный, *II* — плиоценовый, *III* — миоцен-олигоценый; *Б* — океанический фундамент — базальты



основании среднего олигоцена имеют для всей Северной Атлантики региональный характер (рис. 3).

На временных сейсмических разрезах слои осадочных пород упираются в акустический фундамент запада Шпицбергена и в неровности океанического фундамента, что свидетельствует о быстром образовании прогиба и его заполнении осадками (см. рис. 3). Образование обоих упомянутых прогибов началось, как полагают, 36 млн. лет назад. Однако начало открытия океана в этом районе совершилось, вероятно, раньше, на границе мела и третичного периода [Schlüter, Hinz, 1978]. Прогибы Воринг и Пришпицбергенский представляют периокеанические прогибы. На временных сейсмических разрезах Пришпицбергенского прогиба видно, что третично-четвертичный осадочный чехол на западе подстилается океаническим фундаментом [Hinz, Weber, 1975]. Прогиб Воринг отличается от Пришпицбергенского повсеместным залеганием выполняющих его отложений на породах платформенного чехла Лафотен-Шетландского континентального массива.

К северо-западу от прогиба Воринг, отделенное разломом, располагается плато Воринг, привлекающее в последнее время большое внимание исследователей. Оно характеризуется развитием линейных аномалий, повышенными сейсмическими скоростями слоев, приближающимися к океаническим, и резким уменьшением мощности осадочного чехла. Буровые скважины б/с «Гломар Челленджер» (скв. 338, 342, 343) показали, что в интервале 140–400 м встречаются мелкозернистые плагиоклазовые и пироксеновые базальты и брекчиевидные гиаобазальты. Их радиологический возраст (K-Ar метод) определяется в 56, 47 и 30 млн. лет [Харин и др., 1979]. Вероятно, цифры дают только очень приближенное значение возраста базальтов. Зале-

гающие на базальтах осадочные породы начинаются в одних случаях олигоценовыми диатомовыми илами, в других — миоценовыми илами, перекрытыми плейстоценовыми гляциальными илами. Осадочные слои лежат несогласно, с резким прислонением к поверхности базальтов [Talwani, Udintsev, 1976] (рис. 4, 5).

После бурения появилось единодушное мнение, что по восточному краю плато Воринг по разлому происходит соприкосновение океанической коры с континентальной. Однако в последние годы многие геологи [Hinz, Schlüter, 1978 a; Sundvor, Eldholm, 1979] показали, что структура плато Воринг имеет признаки континентальной структуры. При начале спрединга в Северной Атлантике на рубеже мела и палеогена здесь образовалось своеобразное углубление дна бассейна, под которым, вероятно, сохранились остатки континентальной коры. Впоследствии оно заполнялось поступающими с континента осадками и в нем отлагались туфогенные образования. К. Хинц [Hinz, 1972] показал, что в западной части плато Воринг в верхней части коры скорости сейсмических волн колеблются от 3,8 до 4,6 км/с, что не совсем характерно для базальтов второго слоя. По проведенным сейсмическим исследованиям методом отраженных волн [Hinz, Schlüter, 1978a] установлено, что под базальтами действительно расположены сложноскладчатые осадочные и, возможно, туфогенные породы (см. рис. 5). Было обращено также внимание на то, что в районе западной части плато Воринг и далее к Лафотенским островам рельеф дна и поверхность базальтов ровные, без хребтов и впадин [Eldholm et al., 1979]. В настоящее время Э. Эльдхольмом вполне обоснованно предлагается тектоническая модель, согласно которой в пределах океанических окраин существует растянутый и разбитый разломами континентальный фундамент с лежащими на нем вулканогенно-осадочными толщами. Последние перекрыты, в свою очередь, более молодыми базальтами и осадочным чехлом (слой 1). Следует обратить внимание, что к аналогичному выводу в 1978 г. пришел Ю. М. Пуцаровский, который объяснял структуру плато Воринг явлениями тектонической деструкции континентальной окраины [Пуцаровский, 1978].

К северу от Шпицбергена развиты широтные структурные формы Арктики. Здесь на расстоянии примерно 80—100 км от северных окраин архипелага зафиксирован участок дна акватории со скоростями продольных волн 4,3 км/с, т. е. более низкими, чем у слоя 2. В тектоническом отношении он, возможно, является аналогом западной части плато Воринг. К югу от него выделяются два широтно ориентированных прогиба, выполненных отложениями со скоростями продольных волн менее 2,4 км/с [Sundvor, Eldholm, 1979], что свидетельствует, скорее всего, о их кайнозойском возрасте. Они, вероятно, так же как прогибы Воринг и Пришпицбергенский, относятся к периокеаническим прогибам. По-видимому, океанические структуры появляются севернее указанных районов, в 200 км от Шпицбергена (см. рис. 4, 5).

*Заключение 1.* Связь каледонид Скандинавии и Шпицбергена оказалась сложнее, чем предполагалось ранее. На эти складчатые системы наложен Нордкапский глубокий прогиб (авлакоген), выполненный мощными палеозойско-мезозойскими образованиями. Вероятно, он существовал и в раннем палеозое. Строение каледонид Скандинавии и Шпицбергена различно. В Скандинавии развиты преимущественно аллохтонные, часто офиолитовые толщи, лежащие на фундаменте Балтийского щита, тогда как

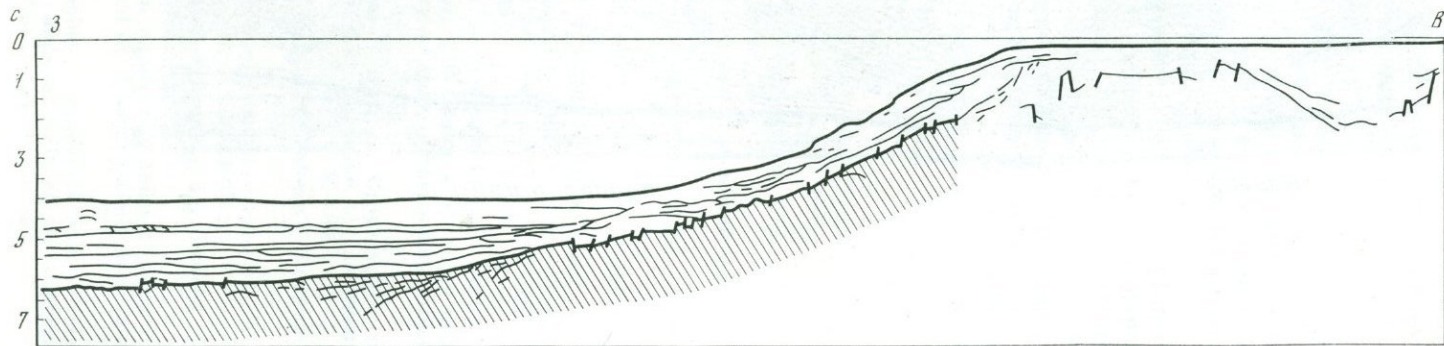
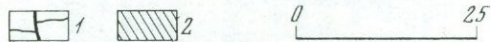
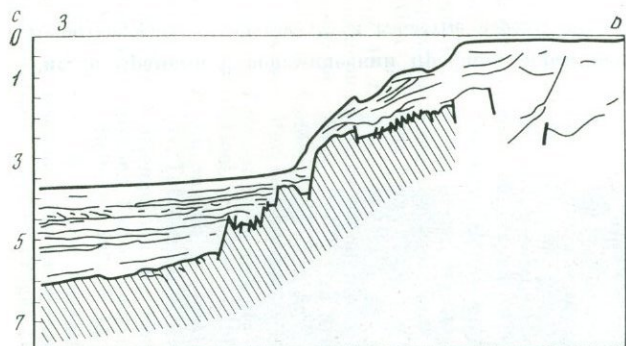


Рис. 4. Сейсмические профили через плато Ворринг к северу от Лафотенских островов [Sundvor, Eldholm, 1979]

1 — разломы; 2 — фундамент

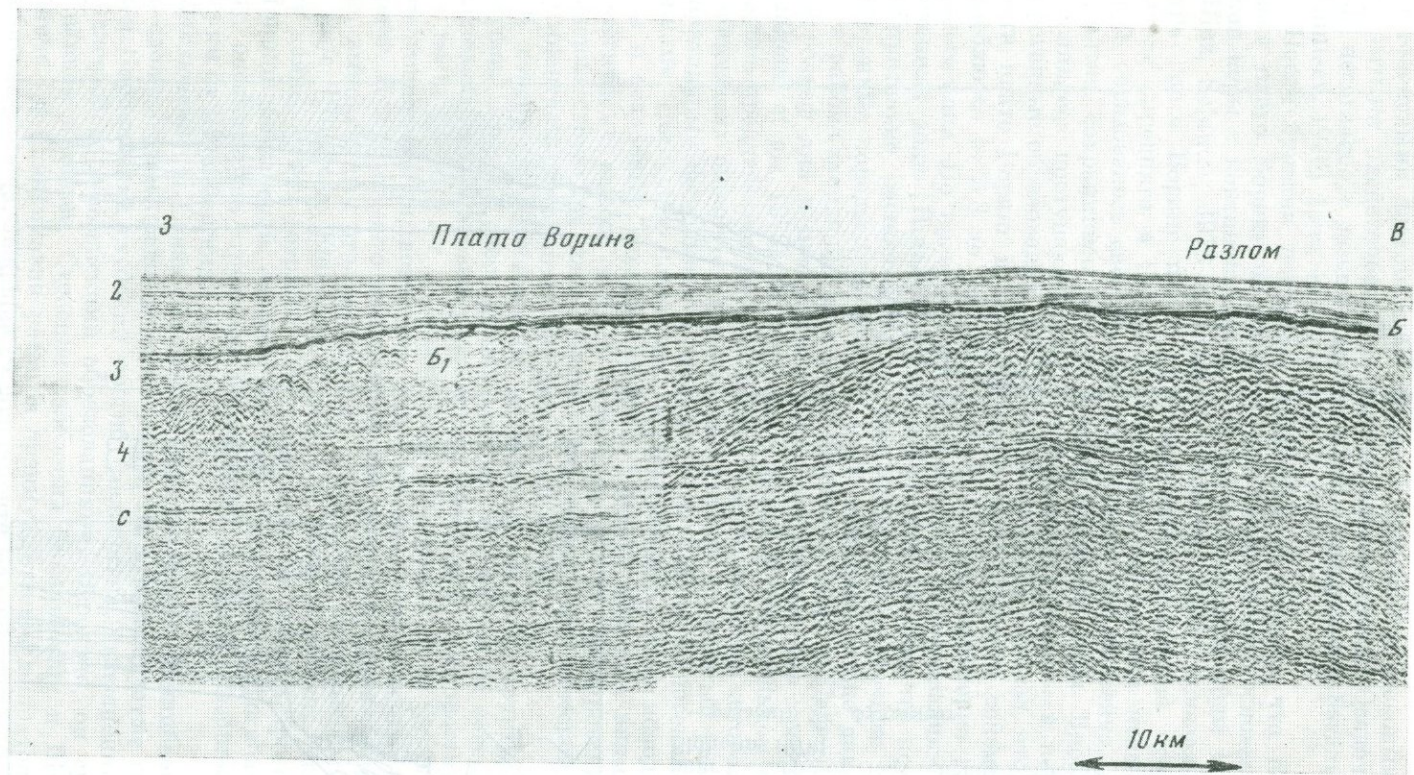


Рис. 5. Временной сейсмический профиль через центральную часть плато Воринг [Hinz, Schlüter, 1978]  
 Видны покровы базальтов (Б) и слоистые породы под ними. Б<sub>1</sub> — точка, где скважина вскрыла базальты

на Шпицбергене преобладают сравнительно просто построенные структуры, сложенные преимущественно миогеосинклинальным рифеем.

2. Кайнозойские отложения, выполняющие периокеанические прогибы Воринг и Пришпицбергенский, шириной 50—150 км, перекрывают как породы консолидированной континентальной коры, так и океанические базальты. Они развились в течение олигоцена, неогена и четвертичного (36 млн. лет), и в них накопилась мощная (до 5—6 км) серия осадков, хотя происходили неоднократные перерывы в осадконакоплении. Непосредственные соотношения между океаническим и континентальным фундаментом в анализируемом регионе пока не выяснены.

3. Океанические базальты, распространенные в зоне утоненной консолидированной коры, непосредственно перекрывают осадочные и, вероятно, туфогенные образования. Каледониды Скандинавии, Шпицбергена и Гренландии представляют собой, по-видимому, только относительно узкие фрагменты обширной складчатой системы. Консолидированная кора периокеанических прогибов, структур типа плато Воринг и отдельных континентальных блоков океана, таких как блок Ян-Мейен, представляет собой, вероятно, также фрагмент каледонских складчатых сооружений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Клигин К. А. О тектонике Шпицбергена.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 10, с. 62—69.
- Красильщиков А. А. Стратиграфия и палеотектоника докембрия — раннего палеозоя Шпицбергена.— Тр. НИИГА, 1973, т. 172. 120 с.
- Лившиц Ю. Я. Палеогеновые отложения и платформенные структуры Шпицбергена.— Тр. НИИГА, 1973, т. 174. 159 с.
- Пуцаровский Ю. М. Тектонические движения в океанах.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
- Харин Г. С., Удинцев Г. Б., Богатиков О. А., Дмитриев Ю. И. Абсолютный возраст базальтов Норвежского и Гренландского морей.— В кн.: Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе «Гломар Челленджер»: Литология и петрография. М.: Наука, 1979, с. 162—185.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, т. 1. 424 с.
- Яншин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Осадочный чехол и происхождение глубоководной котловины Алжиро-Прованского бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 5—22.
- Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н. и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5, с. 42—69.
- Eldholm O., Sundor E., Myhre A. Continental margin off Zofoten — Vesterolen Northern Norway.— Mar. Geophys. Res., 1979, vol. 4, N 1, p. 3—35.
- Eldholm O., Talwani M. Sediment distribution and structural framework of the Barents Sea.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1977, vol. 88, N 7, p. 1015—1029.
- Harland W. B. An outline structural history of Spitsbergen.— In: Geology of the Arctic. Toronto: Univ. Toronto Press, 1961, vol. 1, p. 69—132.
- Hinz K. Der Krustenaufbau des Norwegischen Kontinentalrandes (Voring Plateau) und der Norwegischen Tiefsee zwischen 66° und 68° N nach seismischen Untersuchungen «Meteor».— Reihe C., 1972, N 10, S. 1—16.
- Hinz K., Schlüter H.-U. Der Nordatlantik-Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe an nordatlantischen Kontinentalrändern.— Erdoel-Erdgas-Ztschr., 1978a, Bd. 94, S. 271—280.

- Hinz K., Schlüter H.-U.* The geological structure of the western Barents Sea.— *Mar. Geol.*, 1978b, vol. 26, N 3/4, p. 199—230.
- Hinz K., Weber J.* Zum geologischen Aufbau des Norwegischen Kontinentalrandes und der Barents — See nach reflexionsseismischen Messungen. Compendium 75/76.— *Ergänzungsband der Zeitschr. Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochem.*, 1975, S. 3—29.
- Kvale A.* Caledonides Scandinavia compared with East Greenland.— *Bull. Geol. Soc. Deann.*, 1975, bd. 24, pt 3/4, s. 129—160.
- Orvin A. K.* Outline of the geological history of Spitsbergen. Oslo, 1940. 57 p. (Skr. Svalbard og Ishavet, N 78, p. 3—57).
- Renard U., Malod J.* Structure of the Barents from seismic refraction.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1974, vol. 24, N 1, p. 33—47.
- Schlüter H.-U., Hinz K.* The continental margin of West Spitsbergen.— *Polarforschung*, 1978, Bd. 48, N 1/2, S. 151—169.
- Sellevoll M. A.* Seismic refraction measurements and continuous seismic profiling of the continental margin off Norway between 60° and 69° N.— *Norg. geol. unders.*, 1975, N 316, bull. 29, s. 220—235.
- Siedlecka A.* Late precambrian stratigraphy and structure of the north-eastern margin of the Fennoscandian shield (East Finnmark-Timan region).— *Norg. geol. unders.*, 1975, N 316, bull. 29, s. 313—348.
- Strand T., Kulling O.* Scandinavian caledonides. L.: W. Intersci., 1972. 302 p.
- Sundvor E.* Thickness and distribution of sedimentary rocks in the Southern Barents Sea.— *Norg. geol. unders.*, 1975, N 316, bull. 29, p. 237—240.
- Sundvor E., Eldholm O.* The western and northern margin off Svalbard.— *Tectonophysics*, 1979, vol. 59, N 3, p. 239—250.
- Talwani M., Udintsev G.* Tectonic synthesis.— In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling. Wast.*, 1976, vol. 38, project 38, p. 1213—1242.

## СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

*Общие сведения.* В последние годы под руководством А. Л. Яншина проведены специальные структурные исследования осадочного чехла внутренних морей по материалам сейсморазведки, позволившие сделать ряд принципиальных выводов о строении и развитии этих структур и предложить механизм их образования [Яншин и др., 1976; Яншин, Артюшков, Шлезингер, 1977; Яншин, Есина, Казаков и др., 1978, 1979, 1980; Яншин, Есина, Маловицкий, Шлезингер, 1979, 1980; Яншин, Маловицкий и др., 1977; Артюшков и др. 1979а, б]. Сейсмические исследования последних лет, конечно, внесли существенные коррективы в проработанные построения. Много новых данных получено за последние два-три года и по дну акватории Черного моря. Им посвящена настоящая статья.

Черноморский бассейн на большей части своей площади окружен складчатыми альпийскими и киммерийскими системами Понта, Большого Кавказа и Горного Крыма. На востоке он на относительно небольшом расстоянии сопряжен с Колхидской межгорной впадиной, а на западе и северо-западе его окружают равнинные пространства Мизийской, Скифской и Русской плит (рис. 1).

Структура осадочного чехла Черноморского бассейна стала расширяться с конца 50-х годов, после начала проведения сейсмических исследований. К настоящему времени отработан значительный объем сейсмических исследований различных модификаций, которые позволили установить общую мощность осадочного чехла, условия его залегания, определить глубины залегания подошвы земной коры и мощности ее консолидированной части. На отдельных участках акватории проведено детальное и региональное непрерывное сейсмическое профилирование в том числе и многоканальное. Оно позволило значительно более объективно осветить для отдельных площадей структуру осадочного чехла и наметить основные структурные единицы его разреза. В пределах дна глубоководной части акватории пробурены на трех площадях скважины с судна «Гломар Челленджер» [Initial Reports..., 1978]. На поднятии Голицына северо-западного шельфа скважинами вскрыты породы палеозойского или докембрийского фундамента [Демьянчук и др., 1977]. Данные бурения с учетом материалов по смежным районам суши позволяют объективно подходить к стратификации временных сейсмических разрезов.

Верхние горизонты осадочного чехла в глубоководной части бассейна вскрыты на трех площадях. Они представлены различными типами глубоководных терригенных образований миоцена, плиоцена и квартера [Initial Reports..., 1978]. Судя по сейсмическим профилям, скв. 381, 380 и 380А прибофорской части дна акватории прошли, вероятно, оползневые тела. Скв. 379, пробуренная в центральной части Черноморского бассейна при глубине дна 2165 м и забоя 624 м, не вышла из верхнего плейстоцена [Initial Reports..., 1978].

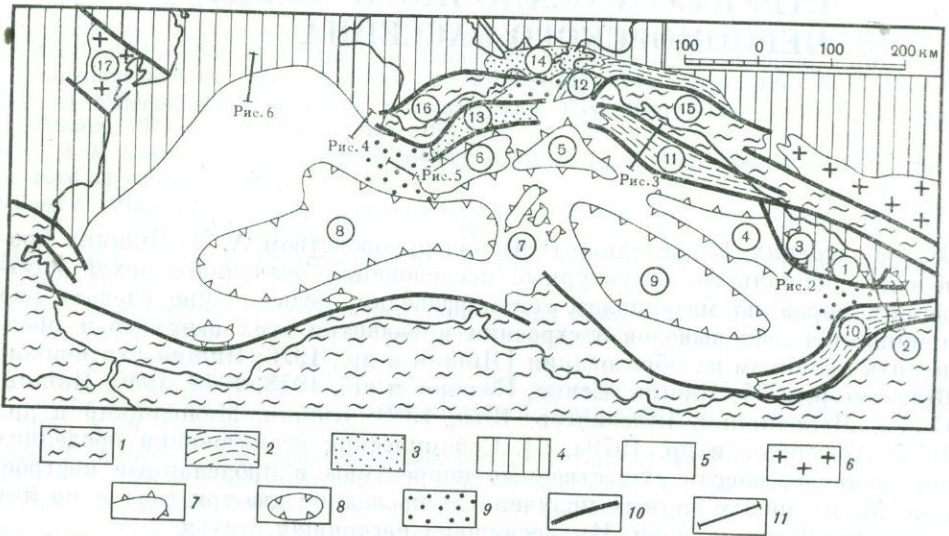


Рис. 1. Схема основных доплиоценовых структурных элементов Черноморского бассейна и прилегающих районов

1 — альпийские и киммерийские складчатые геосинклинальные зоны; 2, 3 — олигоцен-миоценовые прогибы: 2 — периферии геосинклинальных структур (краевые и тыловые), 3 — платформенные; 4 — плиты платформ; 5 — то же, под глубоководным олигоцен-миоценовым комплексом Черноморской впадины; 6 — выступы фундамента платформ; 7 — платформен-

ные поднятия; 8 — платформенные ванны; 9 — диапировые складки; 10 — разломы; 11 — положения фрагментов временных сейсмических разрезов, демонстрируемых на рис. 2—6. Цифры в кружках: 1—7 — поднятия: 1 — Очамчирское, 2 — Центрально-Колхидское, 3 — Гудаутское, 4 — Восточно-Черноморское, 5 — Северо-Черноморское, 6 — Андрусова, 7 —

Центрально-Черноморское (седловина); 8, 9 — платформенные ванны: 8 — Западно-Черноморская, 9 — Восточно-Черноморская; 10—14 — олигоцен-миоценовые прогибы: 10 — Гудаутский, 11 — Туапсинский, 12 — Западно-Кубанский, 13 — Сорокина, 14 — Индоло-Кубанский; 15—17 — складчатые сооружения: 15 — Большого Кавказа, 16 — Горного Крыма, 17 — Добруджи

По данным сейсморазведки в разрезе осадочного чехла Черноморского глубоководного бассейна установлены региональные несогласия [Кара, 1979; Маловицкий и др., 1979; Николаева и др. 1980; Терехов, 1977, 1979; Шлезингер, 1978; Яншин и др., 1976; Яншин, Маловицкий и др., 1977], по которым намечается до трех структурных комплексов. Подошвой первого (нижнего) из них служит поверхность консолидированной коры, устанавливаемая по материалам ГСЗ. По сопоставлению со смежными равнинными районами суши (Колхидская впадина, Западное и Северо-Западное Причерноморье) этот комплекс сложен отложениями мезозоя, палеоцена и эоцена, а в западной части бассейна и породами палеозоя. Второй (средний) структурный комплекс с резким угловым несогласием перекрывает подстилающие образования. В нем во многих районах дна акватории обнаружены диапировые складки, развитые исключительно в майкопских (олигоцен — нижний миоцен) отложениях суши. Верхний возрастной предел среднего комплекса, по-видимому, не выходит за пределы миоцена, поскольку отложения плиоцена принад-

лежат к вышележащему комплексу. Наконец, третий (верхний) структурный комплекс слагают плиоцен-четвертичные (включая и отложения мэотиса) образования. Он особенно четко намечается на западе бассейна, где с его подошвой связано резкое угловое несогласие и денудационный срез. Напротив, в приколхидской глубоководной части дна моря структурное несогласие в основании плиоцена не наблюдается и отложения олигоцена, миоцена, плиоцена и квартера составляют единый структурный комплекс. Однако на Очамчирском и Гудаутском участках дна юго-восточной периферии Черного моря в подошве плиоцен-четвертичных образований вновь наблюдается резкое угловое несогласие, а отложения олигоцена и миоцена входят в состав первого структурного комплекса.

*Структурная характеристика региона.* В настоящее время наиболее детально многоканальным непрерывным сейсмическим профилированием отраженных волн осадочный чехол изучен в пределах дна юго-восточного участка Черного моря. На Очамчирской площади установлено несколько отражающих горизонтов, связанных с отложениями юры и мела, перекрывающих сверху сейсмической границей «Н». Последняя обладает всеми свойствами, присущими волновым полям денудационной поверхности. Ее отличает многофазность записи наложения дифрагированных волн, обусловленных шероховатостью поверхности, несогласным залеганием вышележащей и нижележащей слоистых сред. Выше сейсмического горизонта «Н» зарегистрировано еще несколько сейсмических горизонтов, приуроченных к олигоценовым и более молодым отложениям.

По поверхности мела (III сейсмический горизонт) на дне юго-восточной части Черного моря намечается обширная приподнятая зона, выделяемая под названием Очамчирского поднятия. Последнее слегка вытянуто с северо-запада на юго-восток и по замкнутой изогипсе  $-2$  км имеет размеры  $65 \times 35$  км. На юго-востоке уже на площади суши Очамчирское поднятие непосредственно переходит в Центрально-Колхидское поднятие. На северо-западе через плоский неглубокий структурный залив оно соединяется с Гудаутским поднятием. Свод Очамчирского поднятия осложнен брахиантиклиналями и куполовидными вздутиями с амплитудой во многие десятки — первые сотни метров, размерами до первых десятков километров в поперечнике и с наклоном крыльев, не превышающих первые градусы.

Более контрастно Очамчирское поднятие и его осложнения вырисовываются по поверхности юрских отложений (IV сейсмический горизонт). Условия залегания поверхности несогласия и вышележащих плиоцен-четвертичных слоев близки к характеру дислоцированности поверхности мела. Лишь самые верхние слои верхнего комплекса, принадлежащие к четвертичным образованиям, залегают практически горизонтально. Однако над сводами антиклинальных структур отложения мела срезаны (до 500 м). В опущенных участках свода, напротив, появляются наиболее молодые горизонты нижнего комплекса, относящиеся к палеогену и, возможно, миоцену. Свод Очамчирского поднятия характеризуется пониженными значениями суммарной мощности мела (до 1,1—1,6 км) и плиоцен-четвертичных отложений (до 1 км). Мощность верхнемеловых образований (между сейсмическими горизонтами IIIa и III) закономерно сокращается с северо-востока на юго-запад — от 700 м до практически нулевых значений на южном склоне Очамчирского поднятия. Близкие морфологию и распределение мощностей имеет и Гудаутское поднятие.

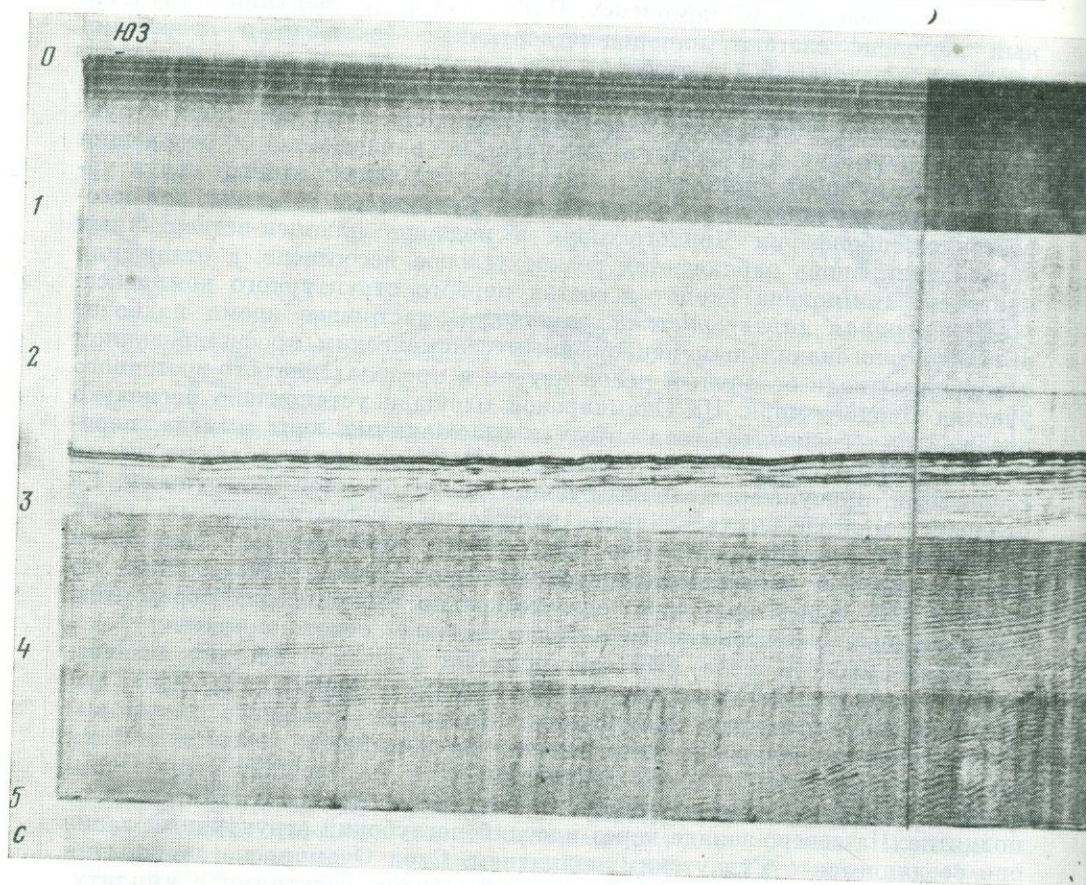
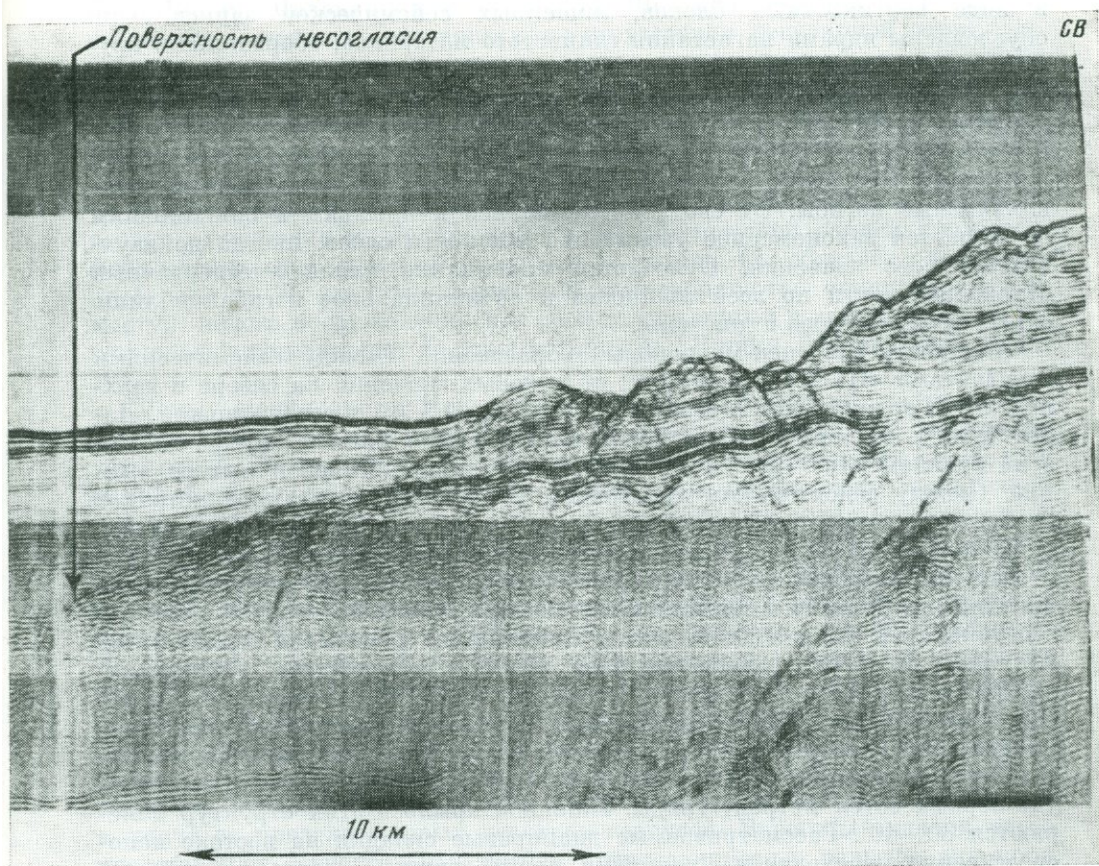


Рис. 2. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля района Гудаутского поднятия

Иллюстрирует погружающуюся поверхность несогласия, к которой прислоняются олигоцен-четвертичные слои (по А. А. Терехову)

К югу и юго-западу от свода Очамчирского и Гудаутского поднятий поверхность структурного несогласия испытывает глубокое погружение (до  $-5$  км при среднем градиенте до  $170$  м/км) (рис. 2). Она срезает подходящие к ней под острыми углами слои мела (до  $700$  м). К сожалению, сейсмическая информация о внутренней структуре первого комплекса при погружении поверхности несогласия ниже  $4-5$  км отсутствует. Однако по характеру сейсмической записи можно с уверенностью говорить, что в зоне глубокого погружения поверхности несогласия под ней, несомненно, распространены доверхнемеловые образования (возможно, юры или более древние породы). Следовательно, к югу от Очамчирского поднятия на дне акватории по поверхности несогласия вырисовывается глубокая опущенная зона, представляющая юго-восточное окончание Черноморской впадины. На запад она раскрывается в сторону центральных районов Черного моря. На восток, напротив, происходит ее



сужение и переход на суше в относительно узкий линейный Нижнерионский грабен Колхидской впадины.

Юго-восточная часть Черноморской впадины выполнена олигоцен-четвертичным структурным комплексом общей мощностью до 6—8 км. Его слои мощностью до 6 км последовательно вдоль южного склона Очамчирского поднятия прислоняются к поверхности несогласия. Только их верхние горизонты, относящиеся к плиоцен-четвертичным образованиям, уходят на свод поднятия, испытывая при этом существенное утонение (в 1,5—2 раза, а иногда и более). Слои олигоцен-четвертичного комплекса залегают очень полого, слегка погружаясь (10—20 м/км) с севера на юг и с востока на запад. По плиоцен-четвертичным слоям (сейсмический горизонт Iв) отмечаются пологие мульды, структурные заливы, амплитуда которых не выходит за пределы первых сотен метров, при размерах до 10—20 км в поперечнике. По подошве плиоцена (сейсмический горизонт Iг) они отражения не получают.

Пологое залегание слоев на юго-востоке Черноморского бассейна осложнено резкими диапировыми складками. Они изометричны с соотношением длинных и коротких осей до 2:1. Размеры наиболее крупной из них составляют 12×7 км. На временных разрезах диапиры выделяются

в виде вертикальных блоков, лишенных сейсмической записи. Они обусловлены ядрами нагнетания глинистого материала, оборванными крупными сбросами. К последним прислоняются слои плиоценовых отложений, обычно образующие синклинальные изгибы. Максимальная высота диапиров достигает 5,5 км. Они прорывают большую нижнюю часть плиоцен-четвертичных образований, а своды перекрываются их верхними горизонтами. Последние (мощностью до 400 м) испытывают над ними антиклинальные изгибы. От свода антиклиналей к крыльям и синклиналям наблюдается закономерное увеличение мощности слоев, иногда до двух-трехкратного значения. Отмечается протыкание плиоцен-четвертичных отложений почти по всей мощности и антиклинальное изгибание лишь самых верхних слоев и дна моря.

Мощность олигоцен-миоценовых образований (между сейсмическими горизонтами «Н» и Iг) нарастает от нулевых значений на севере в верхней части склона Очамчирского поднятия до 1,5 км у его подножия. Далее к югу она значительно более плавно увеличивается до 2,5—3 км, а на крайнем юге — до 3,5 км. Мощность плиоцен-четвертичных отложений (между сейсмическим горизонтом Iв и дном моря) изменяется от 2—2,5 км на севере до 3,5—4 км на юге.

В окраинной части юго-восточного участка Черного моря, между Поти и Батуми, детальными сейсмическими исследованиями установлена на протяжении 50 км система линейных складок, протягивающихся с востока-северо-востока на запад-юго-запад. Намечается до четырех линий антиклиналей, часто подставляющих одна другую кулисообразно. Антиклинали имеют вид конусов, сложенных сейсмически неслоистыми породами. Они представляют ядра нагнетания глинистого материала олигоцен-миоценового возраста. Иногда эти ядра непосредственно выходят на поверхность дна моря, образуя небольших размеров (до 1 км) невысокие (до первых сотен метров) гряды. Наклоны крыльев этих структур измеряются 30—40°. Рассматриваемые диапировые складки на востоке непосредственно переходят в Гурийский прогиб суши. С севера Гурийский прогиб ограничен крупным Сунсинским разломом, амплитуда которого достигает нескольких километров. В сухопутной части он представляет собой надвиг с резким выполаживанием падения плоскости сместителя в приповерхностной части разреза. По ней на расстоянии до 5—6 км различные горизонты миоцена надвинуты на отложения плиоцена Нижнеприонского грабена.

По Сунсинскому разлому (как в морском, так и в сухопутном отрезке) проходит раздел больших (до 3—4 км) мощностей плиоцен-четвертичных образований Нижнеприонского грабена и юго-восточного участка Черноморского бассейна (на севере) и малых (1—1,5 км) мощностей одновозрастных пород Гурийского прогиба (на юге). Обратная картина наблюдается для подстилающих олигоцен-миоценовых образований, поскольку мощность последних в Гурийском прогибе, вероятно, приближается к 5—6 км. В южной части Гурийского прогиба по поверхности вулканитов эоцена (сейсмический горизонт II) установлена относительно пологая Чолокская антиклиналь, осложненная тремя локальными вздутиями [Басенция и др., 1978].

В прикавказской части дна акватории, по данным драгирования, в верхней части континентального склона обнажаются песчано-глинистый палеогеновый флиш и конгломераты, возможно, миоценового возраста.

ста [Яншин, Маловицкий и др., 1977]. Шельф и верхняя часть континентального склона характеризуются отсутствием регулярной записи отраженных волн. Следовательно, здесь распространен, по-видимому, сложнодеформированный комплекс пород, который составляют мел-палеогеновые образования продолжения южного склона Большого Кавказа. Местами деформированные слои перекрыты маломощной толщей современных осадков.

К северо-западу от Анапы сейсмическими исследованиями зафиксировано отклонение к западу лишнего сейсмической записи сложнодеформированного комплекса пород мел-палеогена. Он образует отходящий от берега на 25 км, при ширине 20 км, субширотно ориентированный выступ, полого погружающийся к западу, связанный с затухающей периклинально антиклинория Большого Кавказа [Яншин, Маловицкий и др., 1977].

Между меридианами Новороссийска и Сочи в нижней части континентального склона и в прилегающих участках глубоководной котловины установлен Туапсинский прогиб, выполненный мощным (до 5—6 км) комплексом олигоцен-миоценовых образований, перекрытых значительно менее мощными (до 1—1,5 км) плиоцен-четвертичными отложениями [Туголесов, 1976; Яншин, Маловицкий и др., 1977]. Последний характеризуется на временных сейсмических разрезах хорошо выраженной слоистой средой, тогда как олигоцен-миоценовые образования лишь на отдельных редких участках обнаруживают признаки крутой слоистости. По подошве плиоцен-четвертичных образований в Туапсинском прогибе намечается до шести линий антиклиналей различной морфологии северо-запад—юго-восточного простирания при средней ширине 3—4 км (рис. 3). Антиклинали имеют более крутые юго-западные крылья, нередко вертикальные или даже опрокинутые, возможно сопряженные с плоскостями разрывов. Наклон более пологих северо-восточных крыльев обычно не выходит за пределы первых десятков градусов. Вершины складок часто представляют остроугольные гребни, отражающиеся в рельефе дна моря резко выраженными грядами (первые сотни метров). Реже наблюдаются плавные симметричные изгибы (до 30—35°). Амплитуда складок достигает 1—1,5 км.

По слоям плиоцен-четвертичного комплекса складки выражены менее резко. Постепенно вверх по разрезу антиклинальные перегибы выполаживаются. От свода антиклиналей к крыльям наблюдается увеличение мощностей (до 500 м) плиоцен-четвертичных слоев. В пределах юго-западных крыльев антиклиналей плиоцен-четвертичные слои не испытывают подъема, упираясь в поверхность олигоцен-миоценового комплекса пород. Мощность плиоцен-четвертичных образований в наиболее глубоких синклиналях измеряется 1—1,5 км. С юго-запада зона линейных складок Туапсинского прогиба ограничена крупным Восточно-Черноморским разломом, за которым мощность плиоцен-четвертичного комплекса пород увеличивается до 3—4 км. Разлом имеет глубинную природу, поскольку отражается в магнитном поле [Дьяконов и др., 1974].

Туапсинский прогиб следует рассматривать как крайнюю периферийную структуру складчатой системы Большого Кавказа. Развитые в нем линейные складки связаны с тангенциальным напряжением, ориентированным на юго-запад и приведшим к асимметрии и частичному опрокидыванию. Ядра антиклиналей, по-видимому, осложнены нагнетенным

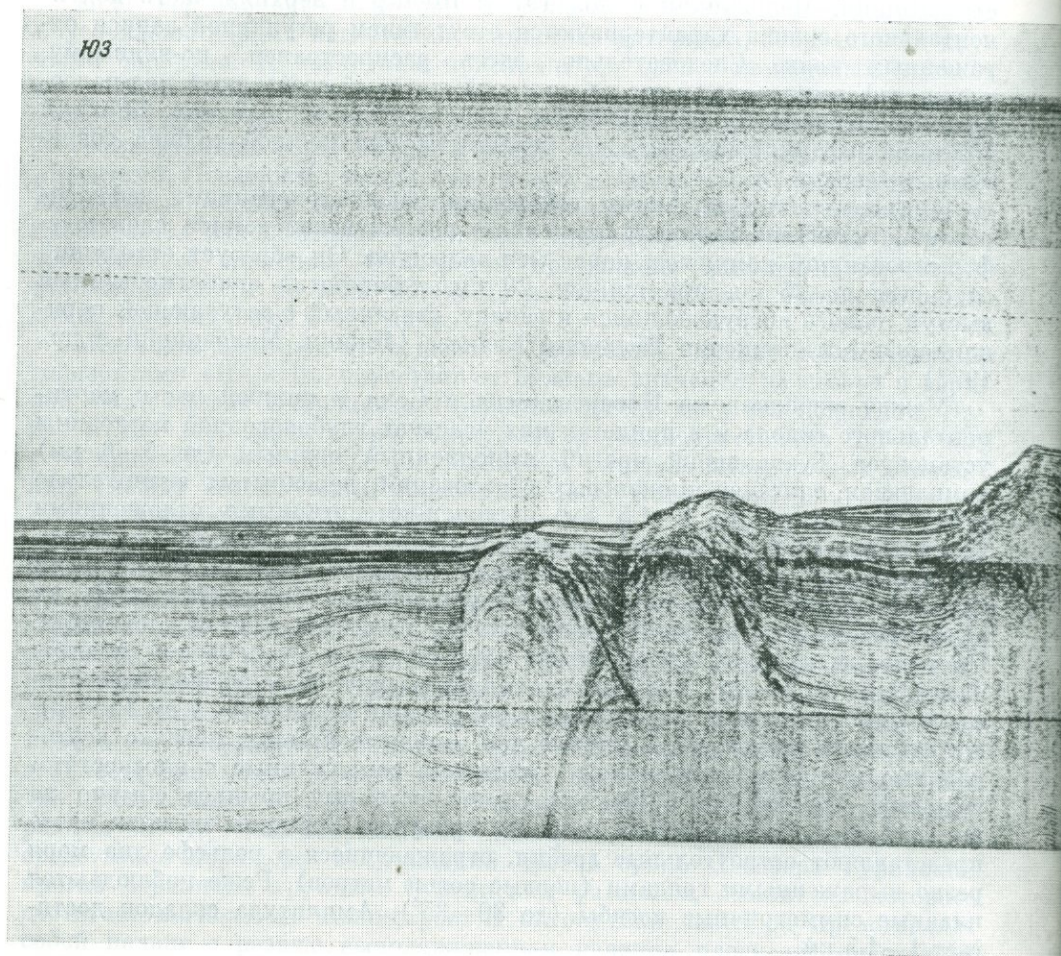
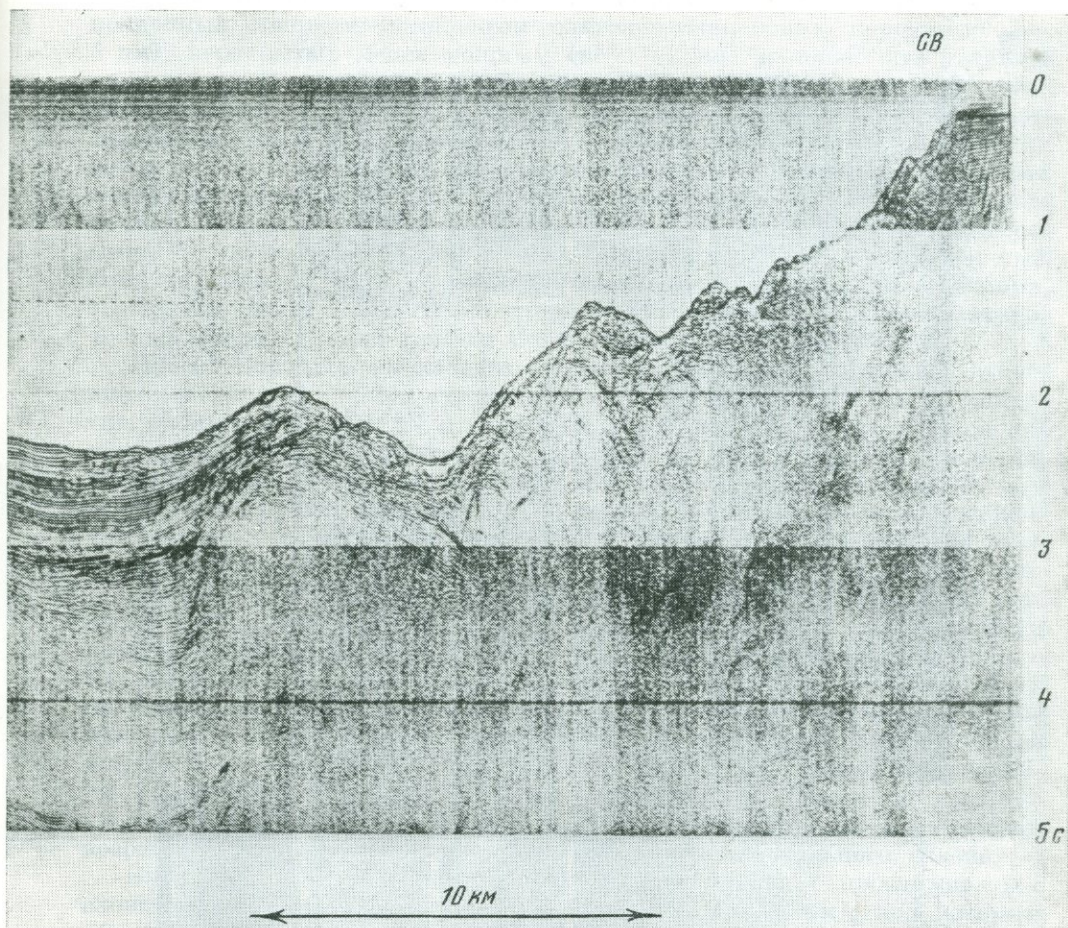


Рис. 3. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля IV

олигоцен-миоценовым глинистым материалом. Линейные складки Туапсинского прогиба на юго-востоке находятся на продолжении Сочи-Адлерской депрессии суши. К северо-западу от Новороссийска они приобретают широтное простирание и быстро затухают.

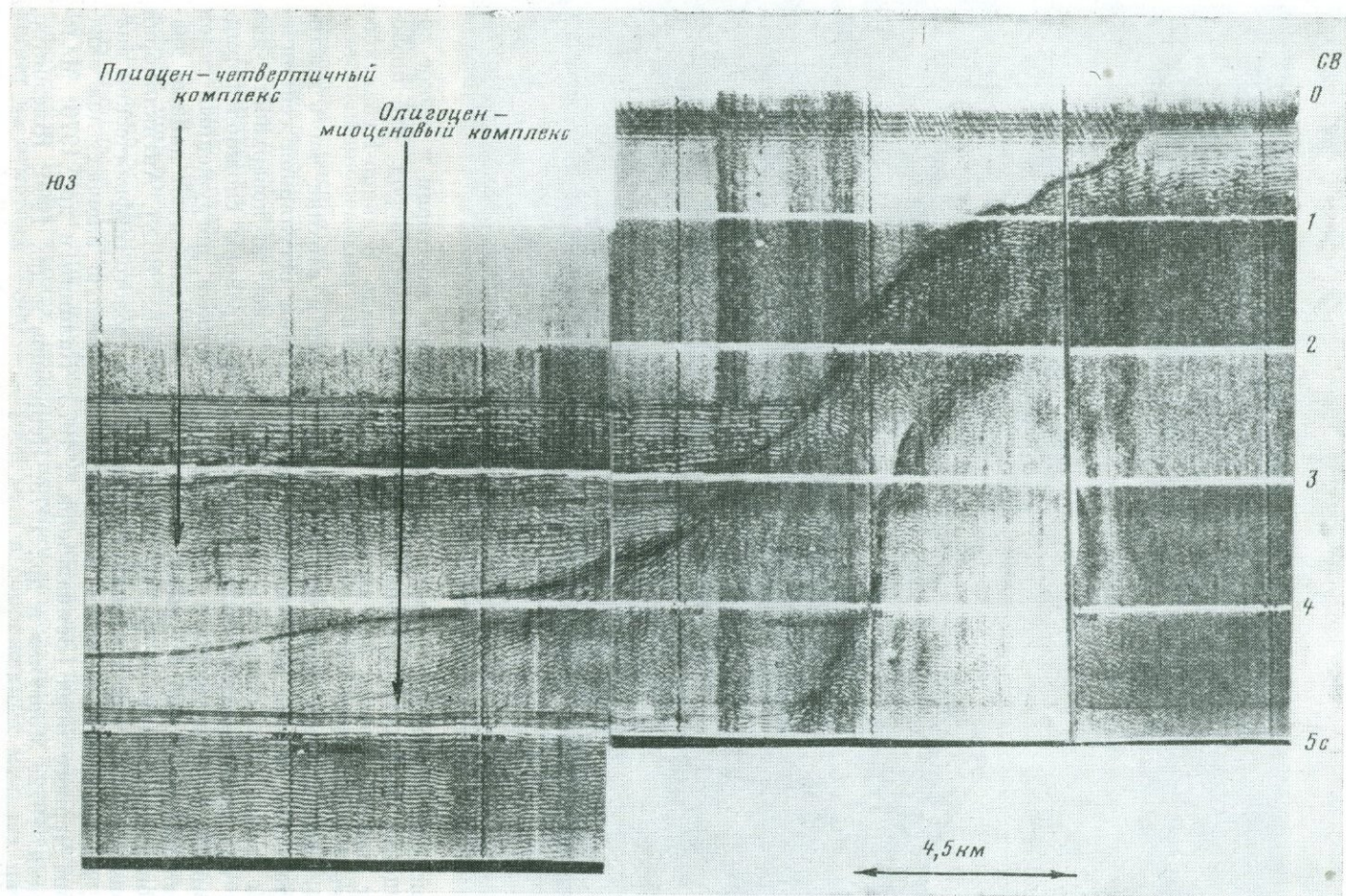
В притаманской части дна акватории прослежены складки Западно-Кубанского краевого прогиба [Геологическое строение..., 1971; Маловицкий и др., 1963; Милашин, 1967; Пекло и др., 1976]. Близ берега они имеют широтное простирание, а по мере удаления от него отгибаются к юго-западу. Намечается до трех линий брахиантиклиналей, разделенных мульдами. Длина брахиантиклиналей достигает 10—15 км при ширине до 5—7 км и при наклоне слоев на крыльях, измеряемых первыми градусами. В их сводах подошва плиоцен-четвертичного комплекса залегает на отметках —800 — —1000 м, а в сопряженных мульдах погружается до —1,7 — —1,8 км, реже до —2 — —2,4 км. В 50 км от берега



происходит затухание складок дна притаманской акватории и резкое сокращение мощности олигоцен-миоценового комплекса пород. Это позволяет наметить здесь юго-западную центрoклиналь Западно-Кубанского краевого прогиба.

В прикрымской части дна акватории шельф и верхняя часть континентального склона характеризуются отсутствием регулярной сейсмической записи. Это свидетельствует о том, что здесь на поверхности дна или под маломощным чехлом осадков распространены сложноподформированные породы триаса и юры, слагающие южный, погруженный склон антиклинория Горного Крыма. Об этом же свидетельствуют данные драгирования [Шимкус и др., 1979; Initial Reports ..., 1978]. Антиклинорий Горного Крыма, как показывает комплексный геолого-геофизический анализ, занимает относительно небольшую прибрежную площадь дна акватории Черного моря [Земная кора..., 1975; Калинин и др., 1976; Мало-вицкий, 1972; Моргунов и др., 1979; Непрочнов и др., 1966; Шлезингер, 1972].

У подножия континентального склона и в прилегающей части глубо-



ководной котловины сейсморазведкой установлен прогиб Сорокина, выполненный мощным комплексом олигоцен-миоценовых пород (до 3—4 км), перекрытых менее мощным (до 1—2 км) плиоцен-четвертичным комплексом. По поверхности олигоцен-миоценовых образований в прогибе в полосе шириной 30—40 км проходит до пяти линий широтно ориентированных антиклинальных складок, размеры которых в поперечнике достигают 5—7 км. Наибольшую амплитуду и крутизну имеет крайняя южная антиклиналь. В ее ядре олигоцен-миоценовые породы приближены ко дну моря. Крылья почти вертикальны и, возможно, связаны с разрывами. С юга к антиклинали полого воздымается плиоцен-четвертичный комплекс мощностью до 3 км, притыкающийся к поверхности разлома, ограничивающего олигоцен-миоценовые образования. По плиоцен-четвертичным слоям складки прогиба Сорокина выражены менее четко.

Прогиб Сорокина по подошве олигоцена имеет асимметричное строение. Северное его крыло является пологим и широким. Южное, напротив, очень узкое и крутое и, вероятно, ограничено разрывом. Осевая линия прогиба непосредственно пригата к этому крылу. Складки, осложняющие прогиб, по-видимому, имеют диапировую природу. К югу от прогиба Сорокина происходит резкое увеличение мощности плиоцен-четвертичных образований (до 2—3 км) и соответственно сокращение олигоцен-миоценовых, вследствие чего и исчезают диапировые складки.

Дно акватории северо-западного шельфа и прилегающих районов котловины в настоящее время хорошо изучено детальными сейсмическими исследованиями. К югу и юго-западу от западного окончания Горного Крыма слои мела, палеогена и миоцена залегают согласно, испытывая пологое (минуты) погружение в сторону континентального склона. Верхняя, крутая часть последнего срезает их. Ниже по склону сейсмическая информация отсутствует. Здесь драгированием и донными трубками подняты породы среднего—верхнего триаса (таврическая серия) и верхнего альба [Initial Reports..., 1978], что свидетельствует о доверхнемеловом возрасте пород, слагающих нижнюю часть континентального склона.

Близ подножия континентального склона начинает прослеживаться слоистый плиоцен-четвертичный комплекс (до 1,5—2 км), под которым обнаруживается клин (видимой мощностью до 1,5 км) олигоцен-миоценовых образований (рис. 4) [Николаева и др., 1980]. Плиоцен-четвертичные слои залегают почти горизонтально, слегка погружаясь к югу (до 5—6 м/км). Напротив, олигоцен-миоценовые породы наклонены под углами в несколько градусов к югу. По их восстанию наблюдается постепенное сокращение мощностей всех слагающих слоев, вплоть до полного выклинивания. Верхние горизонты олигоцен-миоценового комплекса (не более первых сотен метров) срезаны подошвой плиоцен-четвертичных отложений. Последние при приближении к склону испытывают прислонение (общей мощностью до 2 км) к подстилающим образованиям.

В 15—20 км мористее подножия континентального склона наклон оли-

Рис. 4. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 21

Иллюстрирует появление мощного комплекса олигоцен-миоценовых образований близ подножия континентального склона, резко несогласно перекрывающихся плиоцен-четвертичным комплексом. Слои последнего прислоняются к поверхности подстилающих образований (по Е. Я. Николаевой)

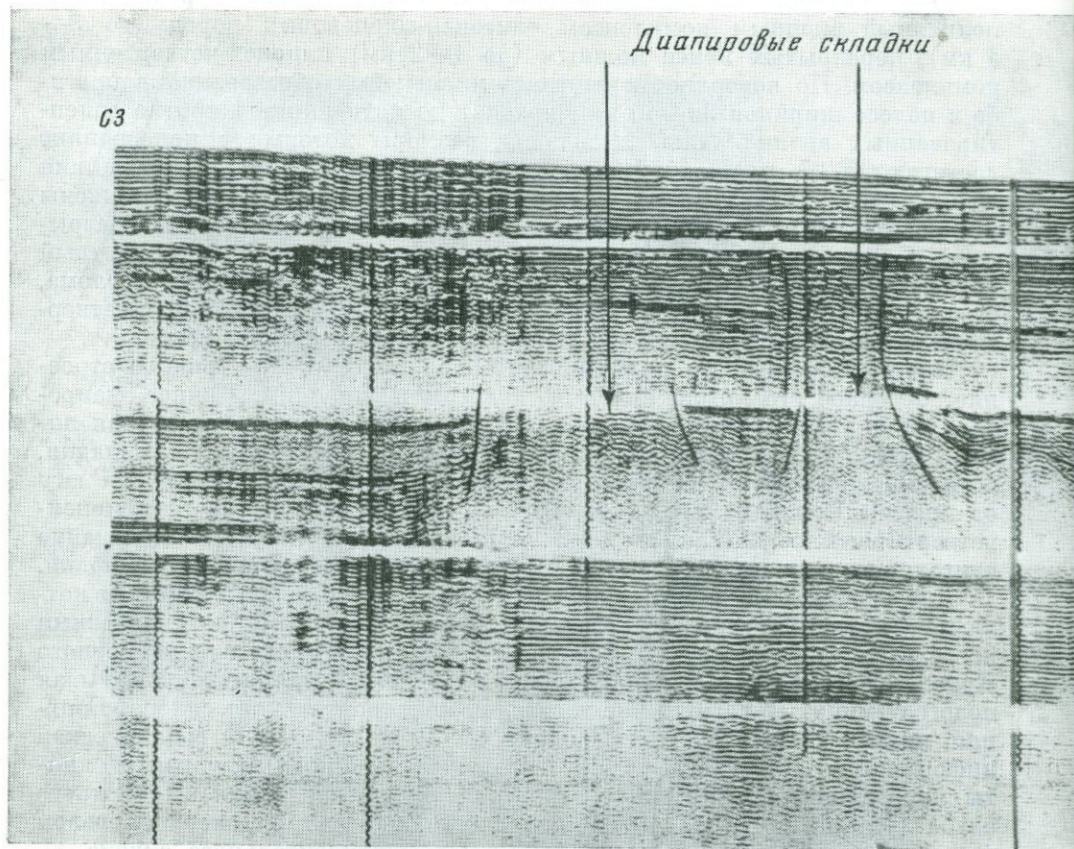
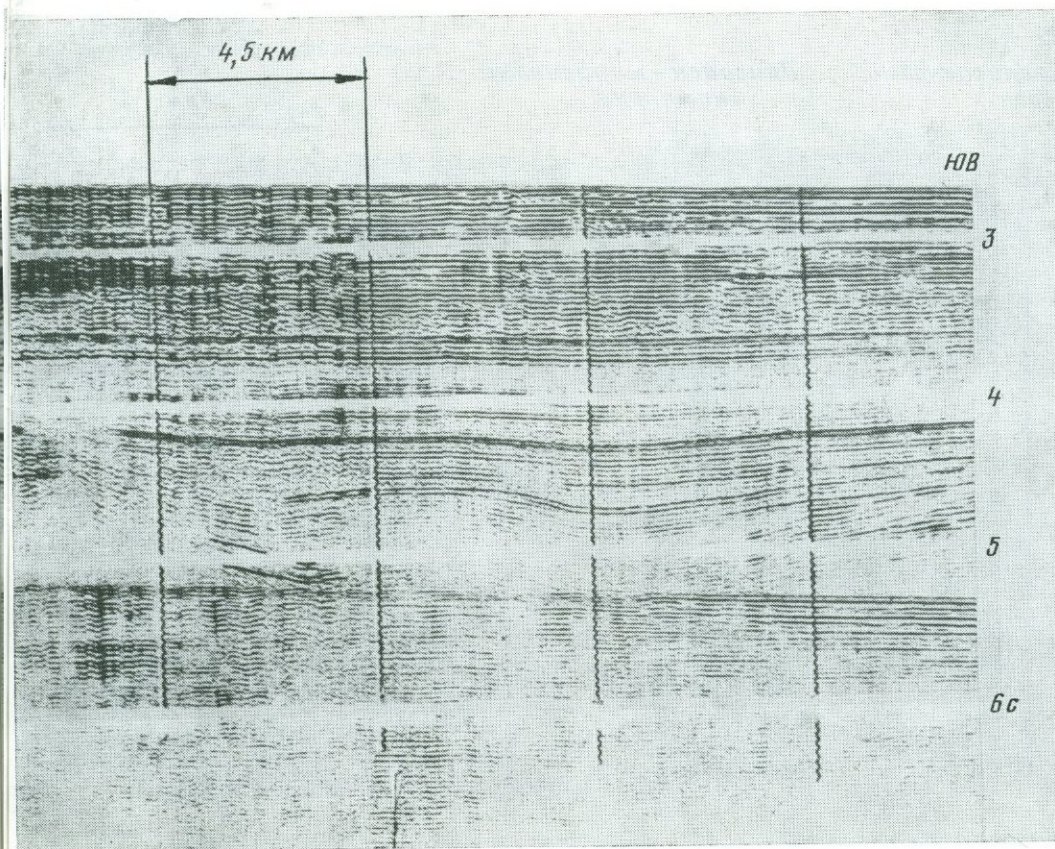


Рис. 5. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 12  
Иллюстрирует одиночные диапировые складки (по Е. Я. Николаевой)

гоцен-миоценовых слоев выполаживается, и они отсюда залегают согласно с вышележащими плиоцен-четвертичными отложениями, испытывая очень пологое погружение к югу (до 5—6 м/км). Эта пологая моноклираль осложнена многочисленными локальными диапировыми складками. Некоторые из них представляют собой относительно плавные, чаще симметричные изгибы слоев с углами наклона, измеряемыми градусами, и с амплитудой в сотни метров. Их размеры составляют километры (иногда до 10—15 км). Во всех случаях наблюдается уменьшение величины изгибов вверх по разрезу, и в верхней части плиоцен-четвертичных отложений они перестают прослеживаться. Над отдельными антиклинальными перегибами зафиксированы ядра протыкания (рис. 5). На временных сейсмических разрезах они вырисовываются неслоистыми породами, склоны которых образуют крутые, часто вертикальные разрывы. Корни ядер протыкания располагаются глубже имеющейся сейсмической информации.

Местами они не связаны с антиклинальными изгибами слоев, обра-



зующими самостоятельные структуры. Их размеры достигают 10 км, однако чаще не превышают первых километров при высоте до 1,5—2 км. Нижние горизонты плиоцен-четвертичных отложений испытывают притяжение к поверхности диапиров. Глиняные штоки обычно не прорывают верхних частей плиоцен-четвертичного комплекса (обычно первые сотни метров от поверхности дна моря), и последние над ними залегают горизонтально. В других случаях верхние слои плиоцен-четвертичного комплекса над диапирами испытывают пологие антиклинальные изгибы, быстро затухающие вверх по разрезу. Иногда плиоцен-четвертичные слои образуют над глиняными диапирами мелкие крутые синклиналильные изгибы, очень схожие по морфологии с вдавленными мульдами диапиров Керченского и Таманского полуостровов. Их амплитуда достигает сотен метров при размерах в поперечнике в первые километры. В крупных штоках встречаются фрагменты почти горизонтально лежащих слоев. В свою очередь, линзы неслоистых пород зафиксированы среди слоистых плиоцен-четвертичных образований.

Кровля плиоцен-четвертичных отложений вдоль подножия континентального склона полого воздымается с востока на запад, и в 100 км западнее меридиана Севастополя она подходит к бровке шельфа. В пределах последнего в отложениях мела и палеогена установлены четыре

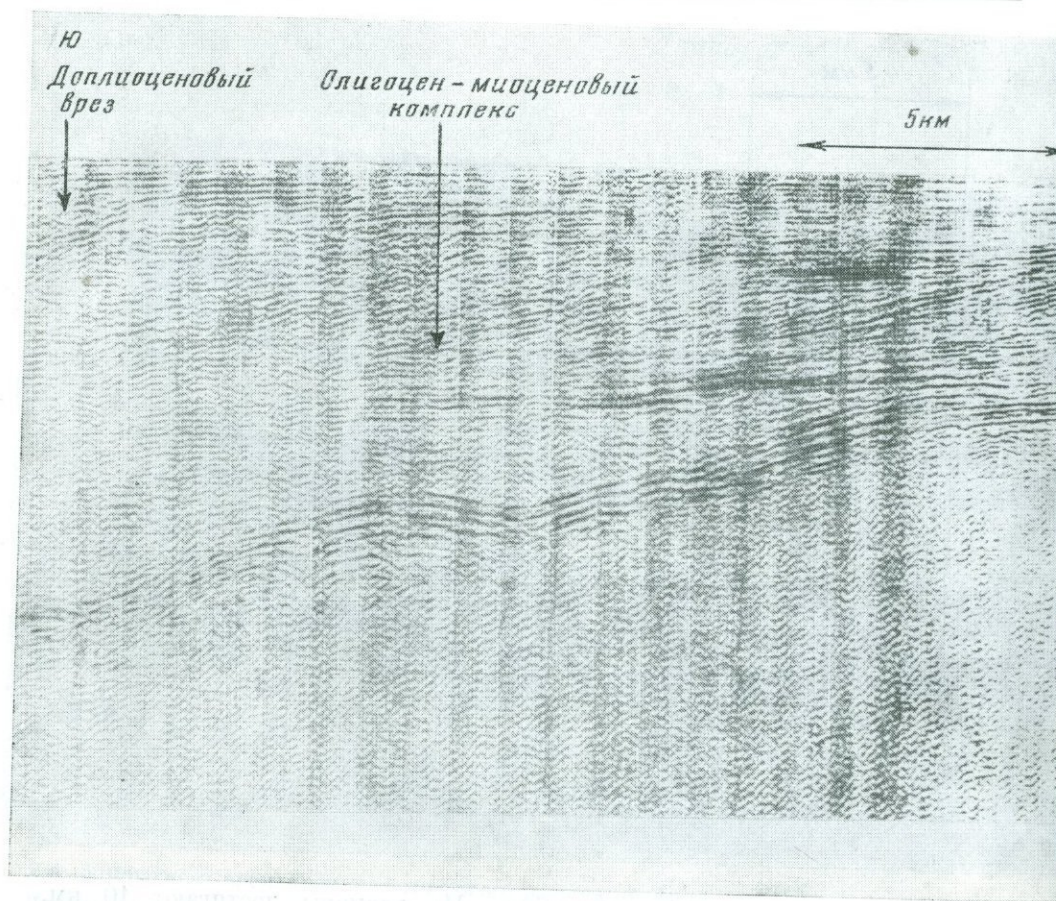
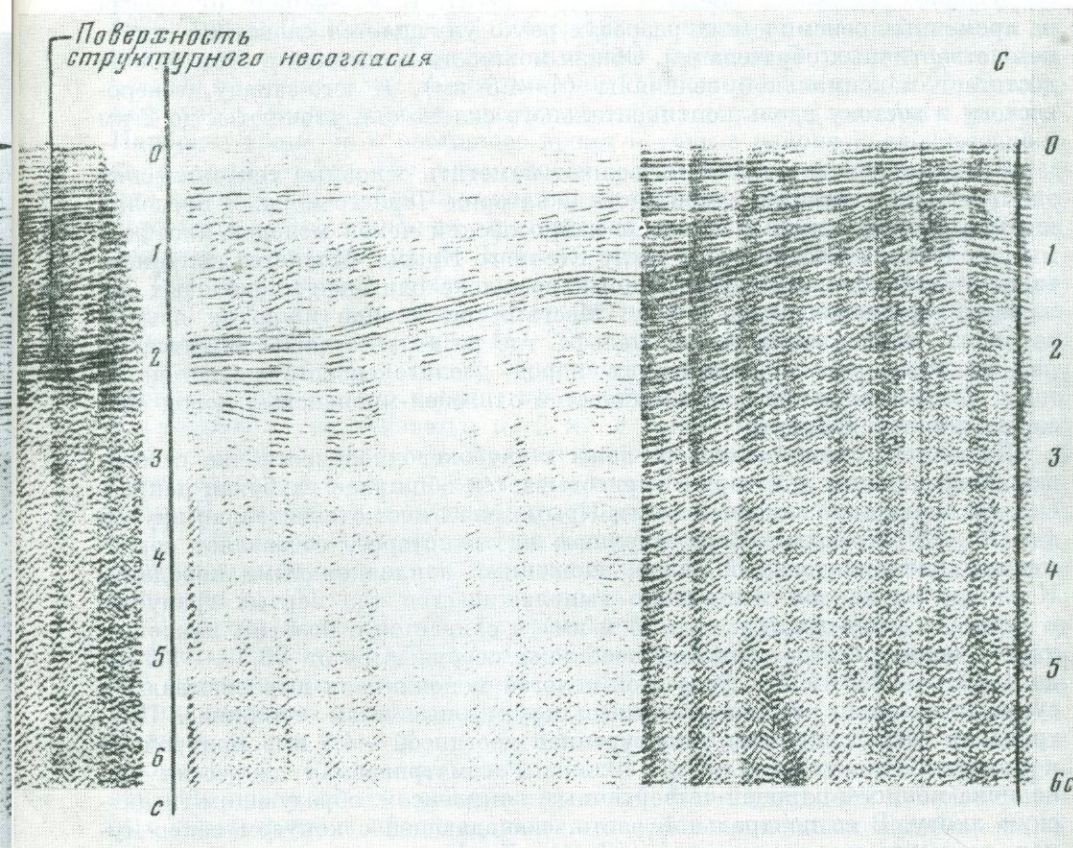


Рис. 6. Фрагмент временного сейсмического разреза профиля 00

Иллюстрирует появление мощного олигоцен-миоценового комплекса, резко несогласно перекрывающего подстилающие образования доолигоценного палеогена и мела. К югу они утоняются и срезаются поверхностью несогласия. На крайнем юге пересечен доплиоценовый денудационный врез, выполненный плиоцен-четвертичными отложениями (по К. Г. Милашиной)

субширотные полосы сложнопостроенных поднятий, разделенные более пологими и широтными синклиналями. Крайняя южная полоса (Каламитское поднятие) находится вблизи южной границы шельфа. Мощность палеогеновых (доолигоценных) и меловых образований к югу от Каламитского поднятия резко сокращается. Это позволяет наметить здесь погребенное «Краевое» поднятие. Выше лежащие отложения олигоцена и миоцена, напротив, сильно возрастают в мощности и местами близ бровки шельфа достигают 5—5,5 км по сравнению с первыми сотнями метров на Каламитском поднятии (рис. 6). Их подошва в этом направлении одновременно срезает различные горизонты подстилающих образований. Величина среза близ бровки шельфа и верхней части континентального склона измеряется несколькими сотнями метров. Южнее, в сторону внут-



ренних районов Черноморской впадины, сейсмическая информация отраженных волн по доолигоценному комплексу пород отсутствует.

Олигоцен-миоценовый комплекс близ бровки шельфа дна северо-западной части акватории, в свою очередь, перекрывается плиоцен-четвертичными образованиями. Здесь обнаружен крупный субширотный врез в олигоцен-миоценовых породах, выполненный плиоцен-четвертичными слоями [Николаева и др., 1980]. Эти слои (мощностью до 1 км) упираются в подстилающие отложения, и лишь верхние горизонты (первые сотни метров) уходят к северу от него на площадь шельфа, где, постепенно утоняясь, практически отсутствуют в разрезе осадочного чехла. К югу происходит постепенное (до 40—50 м/км) выволаживание наклона поверхности вреза, совпадение с залеганием подстилающих слоев олигоцен-миоцена и покрывающих плиоцен-квартера. Здесь сейсмическая информация освещает исключительно плиоцен-четвертичные отложения. Они состоят из сложного набора клиноформных тел, утоняющихся к югу и юго-востоку. Наиболее крупным из них является конус выноса палео-Дуная [Казанцев, Шайнуров, 1978]. В рельефе дна ему отвечает ориентированный с северо-запада на юго-восток подводный хребет Моисеева, долгие годы неверно рассматривающийся как продолжение складчатого

сооружения Добруджи [Земная кора..., 1975]. К юго-западу от хребта на временных сейсмических разрезах резко улучшается слоистость плиоцен-четвертичных образований. Общая мощность последних в этом районе достигает максимальной величины (4—4,5 км). К юго-западу, северо-востоку и востоку вдоль континентального склона они утоняются до 2 км и более.

Приведенные материалы позволяют наметить основные тектонические элементы дна северо-западной части акватории Черного моря. В пределах шельфа распространен мезозойско-кайнозойский чехол молодой платформы, аналогичный осадочному чехлу Степного Крыма. Мористее континентального склона появляется мощный комплекс олигоцен-миоценовых отложений, утолщающихся к югу. Местами он в виде широких языков заходит в прилегающие части шельфа, где резко несогласно ложится на разные горизонты подстилающих пород доолигоценного палеогена и мела. С зоной максимальных мощностей олигоцен-миоценовых пород связаны глиняные диапиры.

По подошве доплиоценового ложа в глубоководной части дна северо-западной окраины акватории вырисовывается обширная глубокая депрессия. На меридиане западной части Крыма она имеет относительно крутой (до 10—20°) северный борт, верхнюю часть которого составляет современный континентальный склон, сложенный доплиоценовыми породами. К западу ее наклон постепенно выполаживается (до первых градусов, а затем до долей градуса — до 25 м/км) и сливается с пологим наклоном дна депрессии, где доплиоценовое ложе погружается от —3,5 — —3,6 км до —4,2 — —4,7 км. На фоне этой пологой моноклинали вырисовываются субмеридионально ориентированные структурные носы и заливы. Центральная часть депрессии, оконтуренная изогипсой —4,5 км, приурочена к подножию континентального склона. Рассматриваемая депрессия выполнена мощным плиоцен-четвертичным комплексом, образующим гигантскую линзу. В ее центральной части, совпадающей с конусом палео-Дуная, ее мощность достигает 4—4,5 км. Линза в виде огромного языка спускается с шельфа к юго-востоку, в сторону глубоководной котловины. В настоящее время наиболее полно изучены ее северо-восточный и северный края. Здесь на шельфе ограничением плиоцен-четвертичного комплекса является глубокий широтный денудационный врез в олигоцен-миоценовых породах.

По мере погружения на восток доплиоценового ложа линза плиоцен-четвертичных отложений, утоняясь, уходит на акваторию глубоководной котловины, где ее северным ограничением является относительно крутой борт доплиоценовой депрессии. К центральной части глубоководной котловины наблюдается утонение линзы плиоцен-четвертичных отложений. Особенно оно отчетливо устанавливается мористее конуса палео-Дуная. Здесь мощность плиоцен-четвертичных образований сокращается более чем в 2 раза. Таким образом, в северо-западной части дна акватории Черного моря по доплиоценовому ложу устанавливается обширнейшая тектоническая депрессия, которая частично выполнена мощным комплексом плиоцен-четвертичных отложений.

Дно преанатолийской акватории в относительно узкой полосе (первые десятки километров), охватывающей шельф и континентальный склон, сложено, по данным сейсмопрофилирования [Ross et al., 1974], складчатым комплексом доолигоценного палеогена и более древними по-

родами. Об этом же свидетельствует и драгирование [Шимкус и др., 1979; Initial Reports..., 1978]. Северной границей их распространения является, по-видимому, Преданатолийский глубинный разлом, устанавливаемый по материалам магнитометрии [Маловицкий и др., 1969]. Осадочный чехол распространен преимущественно к северу от этого разлома. Наиболее полно он в настоящее время изучен в районе подводного хребта Архангельского. По поверхности акустического фундамента последний представляет собой крупное асимметричное поднятие типа структурного носа северо-западного простирания, в направлении которого происходит погружение шарнира. Его амплитуда достигает 2 км.

Северо-восточное крыло поднятия хр. Архангельского более крутое (до  $30-40^\circ$ ). На юго-западном крыле наклон поверхности акустического фундамента уменьшается до  $15-20^\circ$ . Свод поднятия перекрыт осадочным чехлом, в который, по всей вероятности, входят отложения олигоцена, неогена и антропогена мощностью до 700—800 м. На юго-западном крыле их мощность увеличивается до 2 км и более. Прогиб, сопровождающий с юго-запада поднятие хр. Архангельского, асимметричен. Юго-западный борт пологий, и в его пределах слои наклонены под углами в первые градусы. На северо-восточном борту прогиба их погружение увеличивается до  $15-20^\circ$ . Слои чехла упираются в поверхность акустического основания, несколько задираясь в зоне соприкосновения. На северо-восточном крыле поднятия хр. Архангельского мощность прислоненных слоев 6 км.

Западнее поднятия хр. Архангельского, непосредственно к северу от Преданатолийского глубинного разлома по сейсмическим разрезам 409 и 406 французских исследователей [Initial Reports..., 1978] обнаружены два антиклинальных изгиба по поверхности доолигоценного комплекса пород. Первый из них имеет более крутое северное крыло (до  $5-7^\circ$ ) и пологое южное (до  $2-4^\circ$ ) при ширине до 7—10 км. По профилю 406 зафиксирован еще крупный антиклинальный изгиб. Слои олигоцена и более молодых образований в пределах указанных антиклинальных изгибов, как и практически вдоль всего Анатолийского побережья, испытывают повсеместное прислонение, видимая величина которого достигает 2—2,5 км.

Структура осадочного чехла центральной части Черноморского бассейна изучена в настоящее время еще очень плохо, в основном по региональным профилям ГСЗ [Земная кора..., 1975]. Здесь намечаются две глубокие ванны. Общая мощность осадочного чехла в западной из них достигает 16 км, а в восточной — 12 км. Причем мощность олигоценых и более молодых отложений может быть оценена соответственно в 8 и 5 км [Яншин, Маловицкий и др., 1977]. Ванны разделяются Центрально-Черноморским поднятием, в пределах которого поверхность консолидированной коры поднимается до 3—3,5 км от дна моря [Москаленко, Маловицкий, 1974]. Последнее представляет собой по существу седловину, расположенную между Западно-Черноморской и Восточно-Черноморской ваннами. По поверхности доолигоценых пород оно осложнено тремя брахиантиклиналями северо-восточной ориентировки [Туголесов, 1976]. В слоях олигоцена и более молодых отложений они не выражены, так как эти слои перекрывают их практически горизонтально или испытывают прислонение к их склону (до 2—3 км). По-видимому, в пределах Центрально-Черноморского поднятия доолигоценые образования осадочного чехла резко утонены, а местами, возможно, отложения олигоцена непосредственно перекрывают породы консолидированной коры.

С севера и северо-востока глубокие ванны Черноморского бассейна окружены полосой поднятий — Восточно-Черноморского, Северо-Черноморского и Андрусова. Они выделяются по поверхности консолидированной коры, которая в их пределах располагается на несколько километров выше по сравнению со смежными частями ванн, и характеризуются незначительными углами наклона. Поднятия имеют изометричную форму. На юго-востоке продолжением Восточно-Черноморского поднятия служат Гудаутское и Очамчирское поднятия. В пределах юго-западной периклинали поднятия Андрусова по фрагменту временного разреза французских исследователей [Initial Reports..., 1978] обнаружено сокращение мощности и частичное прислонение (до 2 км) олигоцен-миоценовых пород. В верхних горизонтах олигоцен-миоценовых образований и в вышележащих слоях плиоцен-четвертичного комплекса поднятие Андрусова поверхности домайкопского субстрата не находит отражения, и эти слои (до 2,5 км) над ним залегают практически горизонтально. Аналогичная картина зафиксирована и на временном разрезе, пересекавшем северное крыло этого поднятия [Коган и др., 1977; Яншин, Маловицкий и др., 1977].

Анализ условий залегания слоев плиоцен-четвертичного комплекса и поверхности дна моря в пределах сложенных ими континентальных склонов показывает их в общем пологий и согласный наклон в сторону внутренних районов Черноморского бассейна. Наиболее хорошо эти соотношения изучены в настоящее время вдоль Колхидской окраины. Здесь наклон поверхности дна и плиоцен-четвертичных слоев достигает 40 м/км в верхней части континентального склона, постепенно выполаживаясь к его подножию.

Проведенный структурный анализ осадочного чехла Черноморского бассейна показывает его большую гетерогенность. По его крайней периферии плиоцен-четвертичный комплекс осадочного чехла накладывается на сложноскладчатые комплексы (фундамент) альпийских и киммерийских сооружений Большого и Малого Кавказа, Понта и Горного Крыма. Они занимают лишь узкую часть периферии дна акватории, как правило не распространяясь мористее континентального склона. Складчатые комплексы альпийских и киммерийских сооружений, по-видимому, по глубинным разломам сопряжены с одновозрастными отложениями платформенного чехла, выполняющими большую внутреннюю часть Черноморского бассейна. Альпийские складчатые сооружения местами в пределах дна акватории сопровождают глубокие олигоцен-миоценовые прогибы (Туапсинский, Гурийский и Западно-Кубанский), представляющие собой крайние их периферические элементы. Выполняющий прогибы комплекс смят в линейные складки и подстилается геосинклинальными или платформенными образованиями.

Олигоцен-миоценовый прогиб Сорокина к югу от Горного Крыма, по-видимому, имеет платформенную природу [Яншин, Маловицкий и др., 1977]. Рассматриваемые прогибы перекрываются плиоцен-четвертичным комплексом Черноморского бассейна, который здесь также деформирован в линейные складки. На юго-восточной, северо-западной и западной перифериях Черноморского бассейна в пределах шельфа и континентального склона распространены отложения мезозойско-кайнозойского платформенного чехла, осложненного пологими дислокациями. В внутренних районах бассейна наблюдается резкое погружение доолигоценовой поверхности несогласия и появление мощных серий олигоцен-миоценового и

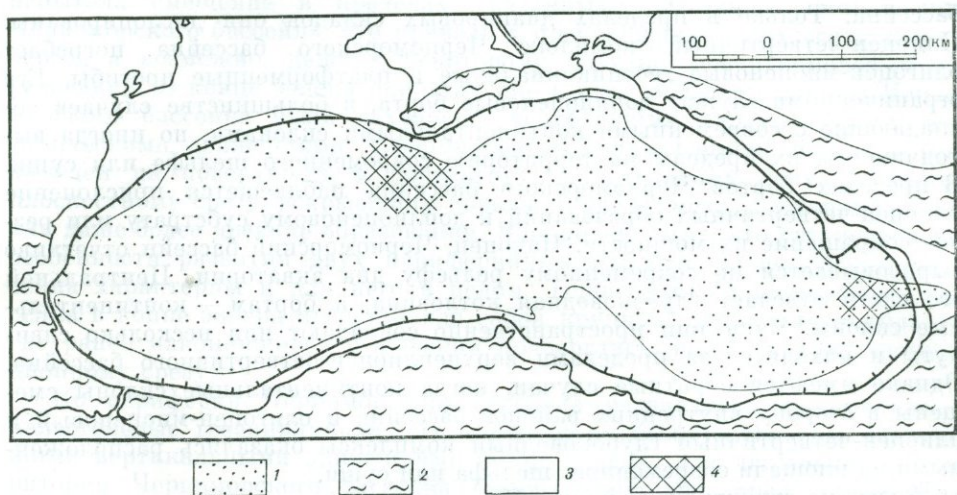


Рис. 7. Схема основных постмиоценовых структурных элементов Черноморского бассейна и прилегающих районов

- |   |                                   |  |   |
|---|-----------------------------------|--|---|
| 1 — глубоководный бассейн с мощным плиоцен-четвертичным комплексом отложений; | 2 — складчатые горные сооружения; | 3 — равнины и шельфы с отсутствием или маломощным плиоцен-четвертичным комплексом отложений; | 4 — участки диапировых деформаций плиоцен-четвертичного комплекса отложений |
|---|-----------------------------------|--|---|

плиоцен-четвертичного комплексов пород, общей мощностью до 8 км. Последние намечают Черноморский бассейн в его современных границах.

Следовательно, по разным комплексам Черноморский бассейн отличается размерами и структурными осложнениями. Нижний из них представляет собой доолигоценый платформенный чехол, в строении которого принимают участие, по-видимому, осадки эпиконтинентального генезиса. По нему в пределах Черноморского бассейна намечается дифференциация на крупные приподнятые и опущенные зоны. На периферии бассейна он непосредственно сопряжен с одновозрастными образованиями альпийских и киммерийских складчатых сооружений или переходит в одновозрастные чехлы дна акватории и суши Колхидской впадины, Скифской и Мизийской плит.

Вышележащий олигоцен-четвертичный осадочный чехол Черноморского бассейна слагают мощные толщи исключительно глубоководного генезиса. По олигоцен-миоценовому комплексу он вырисовывается уже как изолированная структура. Слои этого комплекса заполняют тектонический рельеф и залегают почти горизонтально, прислоняясь к доолигоценым выступам и склонам бассейна. Только в пределах диапировых складок они дислоцированы. На периферии бассейна олигоцен-миоценовый комплекс местами сопряжен с одновозрастными образованиями, выполняющими изолированные платформенные и геосинклинальные структуры.

Максимальных размеров Черноморский бассейн достигает по плиоцен-четвертичному комплексу пород (рис. 7). Его слои также залегают почти горизонтально, испытывая пологое погружение от периферии к центру

бассейна. Только в пределах диапировых складок они дислоцированы. Плиоцен-четвертичный комплекс Черноморского бассейна погребает олигоцен-миоценовые геосинклинальные и платформенные прогибы. Его ограничениями служат доплиоценовые борта, в большинстве случаев совпадающие с современными континентальными склонами, но иногда выходящие за их пределы на территорию современного шельфа или суши. В пределах бортов Черноморского бассейна наблюдается прислонение плиоцен-четвертичных образований к доплиоценовому субстрату или резкое сокращение их мощности. Наконец, Черноморский бассейн отчетливо вырисовывается по современному рельефу дна акватории. Центральной его части отвечает глубоководная котловина, а бортам — континентальные склоны. Чаще они пространственно совпадают или несколько сдвинуты и находятся за пределами верхнеплиоцен-четвертичного бассейна. Однако имеются обратные случаи, когда континентальные склоны смещены в сторону внутренних районов бассейна и олигоцен-миоценовый и плиоцен-четвертичный глубоководный комплексы оказались расположенными на площади современного шельфа или суши.

*Развитие структурного плана.* Поверхность Мохо залегает в центральной части глубоководного бассейна на глубинах до 20 км, погружаясь к периферии, и в прилегающих районах суши на глубинах до 35—40 км и более. «Гранитный» слой местами отсутствует, и осадочный чехол непосредственно подстилают породы «базальтового» слоя. Мощность консолидированной коры в центральной части бассейна сокращается до 5—15 км, увеличиваясь на периферии и в окружающих районах суши до 30—35 км. Несколько повышенные значения консолидированная кора имеет на площадях поднятий, где сохранился «гранитный» слой [Москаленко, Маловицкий, 1974]. Черноморскому бассейну отвечает региональный гравитационный максимум и изометричное магнитное поле разных значений. При снятии мощных серий плиоцен-четвертичного комплекса Черноморский бассейн характеризуется повышенным тепловым потоком.

Формирование осадочного чехла в пределах западной части Черноморского бассейна, судя по смежным районам Мизийской плиты, началось с раннего палеозоя. По-видимому, с позднего палеозоя или мезозоя в погружение был втянут его восточный сектор. Оно продолжалось и в последующее мезозойское, палеоценовое и эоценовое время. Осадконакопление, вероятно, имело эпиконтинентальный характер, т. е. происходило в платформенных условиях. Палеогеографические построения разных авторов [Адамия и др., 1974; Юрк, Добровольская, 1965; Brinkmann, 1974] по прилегающим районам суши требуют наличия «черноморского» источника сноса для всего палеозоя, триаса, юры и раннего мела. Размывающиеся участки суши, по-видимому, связаны с некоторыми поднятиями Черноморского бассейна. С них сносился обломочный материал в окружающие прогибы и впадины. Только в верхнемеловых отложениях смежных районов Черноморского бассейна полностью перестает фиксироваться «черноморский» источник сноса.

В меловой период на территории Колхидской впадины и в смежных районах дна акватории (районы Очамчирского и Гудаутского поднятий), северо-западного и западного шельфа доказан дифференцированный характер погружения. Приподнятые зоны испытывали меньшее погружение, и в них накопились меньшие мощности осадков по сравнению с опущенными. В позднемеловое, палеоценовое и эоценовое время зона подъема

испытала смещение в пределах указанных областей в направлении Черноморского бассейна, что привело к прекращению в них осадконакопления, а возможно, даже к некоторому размыву доверхнемеловых образований. В конце эоцена прилегающие к этим областям районы Черноморского бассейна были захвачены восходящими вертикальными тектоническими движениями. Сформированный платформенный чехол был выведен на поверхность и подвергнут значительному денудационному плоскостному срезу, вскрывшему породы нижнего мела, а возможно, юры или даже более древние образования. Вполне вероятно, что установленные особенности развития двух периферийных районов Черноморского бассейна характерны и для него в целом. Территория Черноморского бассейна в конце эоцена представляла собой крупную приподнятую область, где ранее накопившиеся отложения подверглись значительному денудационному срезу.

По периферии Черноморского бассейна развивались мезозойские и палеогеновые геосинклинали. Их площади не были захвачены восходящими вертикальными движениями конца эоцена. Эти движения на территории Черноморского бассейна быстро сменились предолигоценым кратковременным опусканием, величина которого составила не менее 4—5 км. Оно установлено по крутому флексурному изгибу предолигоценной поверхности несогласия и прислонению к нему почти горизонтально лежащих слоев олигоцена и миоцена или резкому раздуву их мощностей. Следовательно, деформация поверхности денудационного среза, образованная восходящими движениями конца эоцена, произошла до отложения олигоценых слоев, т. е. геологически практически мгновенно. Основной градиент опускания был сосредоточен в зоне шириной в первые десятки километров (обычно 25—30 км), но на отдельных участках он проходил вдоль плоскостей разрывных нарушений. Предолигоценное кратковременное опускание имело дифференцированный характер. В Черноморском бассейне наметились блоки, которые опустились меньше (до 2—3 км), чем смежные участки. Они приурочены к платформенным поднятиям поверхностей консолидированной коры и доолигоценых образований. Например, в северо-западной части бассейна наметился субширотный протяженный хребет, строго вписывающийся в полосу платформенных поднятий.

Кратковременное предолигоценное опускание создало гигантскую депрессию рельефа, которая практически сразу же была залита водами моря, превратившись в глубоководный бассейн. С олигоценового времени бассейн начал заполняться терригенным, преимущественно глинистым материалом. Сходное осадконакопление продолжалось в миоценовое время, а в юго-восточной части Черноморского бассейна и в последующее плиоцен-четвертичное время.

Накопление синхронных по возрасту осадков происходило местами на участках шельфа платформенных областей, смежных с глубоководной частью бассейна, и было обусловлено конседиментационным погружением. Однако их мощность здесь оказалась существенно меньшей по сравнению с глубоководными районами.

Альпийские геосинклинали в олигоценовую эпоху испытали общее поднятие. Оно компенсировалось интенсивным погружением периферийных зон, которые превратились в прогибы. Развитие последних продолжалось и в миоценовую эпоху, и в них накопились мощные серии пре-

имущественно глинистых осадков. Хорошо изученные сухопутные части этих структур показывают согласное залегание выполняющего их комплекса пород с подстилающими образованиями эоцена, отсутствие элементов прислонения и конседиментационный характер уменьшения мощности слоев вдоль бортов. Все это свидетельствует о том, что осадконакопление в периферийных альпийских прогибах происходило за счет интенсивного, но конседиментационного погружения, вероятно, в относительно глубоководных условиях (многие сотни метров). Однако глубина дна моря в их пределах была все же существенно меньшей, чем в сопряженных участках Черноморского бассейна, где она, несомненно, измерялась первыми километрами.

В палеогеографическом отношении компенсационные олигоцен-миоценовые прогибы представляли собой подводные плато. Они играли роль своеобразных ловушек терригенного материала, уменьшая его проникновение в Черноморский глубоководный бассейн. В конце миоцена слои, выполняющие рассматриваемые прогибы, испытали горизонтальное сжатие и были смяты в линейные складки. В их ядра нагнетался глинистый материал, и они приобретали диапировый характер. Близкое развитие и палеогеографическую обстановку имел прогиб Сорокина. Но геосинклинальное развитие в смежных районах Горного Крыма, как известно, прекратилось в начале мелового периода, и поэтому прогиб Сорокина не имел от него непосредственной преемственности. Выполняющий его комплекс пород, по-видимому, не был затронут процессами горизонтальных движений (складчатостью), а линейные структуры, судя по их морфологии и пространственному изучению, были образованы, вероятно, вертикальными блоковыми движениями. Все это свидетельствует о том, что олигоцен-миоценовый прогиб Сорокина, скорее всего, имеет платформенную природу.

В западной части бассейна в конце миоцена произошел новый резкий импульс восходящих вертикальных движений. Об этом свидетельствует повсеместное несогласное структурное перекрытие олигоцен-миоценовых и более древних образований плиоцен-четвертичными отложениями. В самом конце позднего миоцена начался обратный процесс интенсивного погружения, фиксируемый по резкому флексурному изгибу или опусканию по разлому доплиоценовой поверхности несогласия. Оно имело кратковременный характер, о чем свидетельствует прислонение плиоцен-четвертичных слоев к ложу при практически параллельном их залегании или резкий раздвиг их мощности. Амплитуда опускания достигала 2—3 км. Максимальный его градиент имел место в прикрымской части акватории, создав там флексурно-разрывную зону. К западу его величина уменьшалась, вследствие чего здесь образовалась более пологая моноклинал. Предплиоценовое опускание в общем вписалось в зону предолигоценового. Причем в прикрымской восточной части оно сместилось в сторону шельфа (до 10—20 км), а к западу, напротив, в глубь бассейна, правда, олигоцен-миоценовые осадки здесь его полностью к этому времени захоронили.

В предплиоценовое время уровень водной поверхности в западной части Черноморского бассейна, по-видимому, был очень низким, что привело к существенному понижению базиса эрозии и резкому усилению процессов денудации. Последние создали глубокий (до 1 км и более) врез, который особенно далеко (до первых десятков километров) проник

в приподнятую северо-западную область в зоне распространения мощных относительно мягких пород олигоцен-миоценового комплекса. Восточнее, где предплиоценовый палеосклон был сложен более плотными породами и имел в связи с флексурно-разрывной зоной большую крутизну, денудационные процессы лишь незначительно сдвинули его к северу по сравнению с первичным тектоническим наклоном.

Западная, углубленная предплиоценовым опусканием часть Черноморского глубоководного бассейна в плиоценовое и четвертичное время заполнялась осадками, приносимыми реками северного обрамления. По-видимому, основную роль среди них играл палео-Дунай. Мощный поток терригенного материала проникал далеко в глубь бассейна. Северным его ограничением на западе явился денудационный доплиоценовый врез, который им полностью был захоронен. К северу от него на акватории шельфа плиоцен-четвертичные осадки отлагались и имели мощность, не превышающую первые сотни метров. Восточнее, где доплиоценовое ложе значительно понижалось, северным ограничением потока стала флексурно-разрывная зона. Вдоль нее он распространялся к востоку, где образовавшиеся плиоцен-четвертичные слои прислонялись к доплиоценовому субстрату. Максимальные мощности плиоцен-четвертичных осадков сосредоточивались в центральной части потока терригенного материала. К периферии за счет его ослабления они сокращались в 1,5—2 раза.

На общем фоне захоронения глубоководного Черноморского бассейна за счет веса осадков происходили плавные и незначительные изостатические опускания, приводящие к некоторой дифференциации мощностей и наклону слоев. В зонах максимальных мощностей и наибольшей пластичности олигоцен-миоценовых образований возникли ядра нагнетания глинистого материала, прорывающие слои осадочного чехла. Вероятно, процесс этот был очень быстрым и происходил в первой половине плиоценовой эпохи. После прорыва диапировые ядра продолжали некоторое время свой рост, изгибая нижнюю часть перекрывших их слоев. Однако развитие отдельных диапиров продолжалось до настоящего момента, что нашло отражение в рельефе дна акватории. За пределами глубоководного бассейна на территории платформенных областей шельфа в олигоцене и в последующие отрезки геологического времени за счет неравномерного прогибания продолжалось формирование доолигоценового структурного плана. Важное значение в окончательном его оформлении также имела волна предплиоценовых кратковременных восходящих движений блокового типа. Плиоцен-четвертичные осадки на площадях олигоцен-миоценовых прогибов периферии альпийских складчатых сооружений и платформенного прогиба Сорокина, накапливающиеся в условиях погруженного шельфа, были достаточно интенсивно деформированы в ливейные складки за счет конседиментационного роста глинистых диапировых ядер. Некоторые структуры продолжали свое развитие до настоящего времени, что нашло отражение в рельефе дна акватории.

В четвертичное, а скорее в позднечетвертичное время произошла новая волна кратковременных, практически постседиментационных опусканий (величиной до 1,5—2 км), когда глубоководный Черноморский бассейн был уже почти полностью заполнен осадками. Она устанавливается по согласному региональному наклону плиоцен-четвертичных слоев и дна моря. Четвертичное погружение местами вышло за paleограницы (до 25—30 км) глубоководного бассейна, опустив прежние участки шель-

фа и суши. Напротив, крайняя юго-восточная часть плиоцен-четвертичного бассейна, захороненная осадками, не была опущена. Ее захватили новейшие восходящие вертикальные движения, и сейчас она находится на площади суши. Аналогичная картина имела место в пределах дна северо-западной части акватории.

Четвертичное погружение создало современные континентальные склоны и батальную равнину Черного моря. Площади, не затронутые опусканием или не захваченные новейшими восходящими движениями, вошли в состав современного шельфа. Последние также частично обязаны захоронению верхней части первичного тектонического склона аккумулятивными осадками, создаваемыми реками. Следовательно, современные шельфы Черного моря представляют собой относительно пассивные участки земной коры, по которым можно разграничить ареалы проявления нисходящих и восходящих вертикальных тектонических движений.

Современный облик Черного моря обязан молодым четвертичным опусканиям. Экзогенные факторы в виде оползневых, аккумулятивных, абразионных и других процессов лишь осложнили рельеф дна акватории.

*Заключение.* Итак, подведем итоги анализа развития Черноморского бассейна. В доолигоценное время под дном одноименной акватории располагалась обширная платформенная область, соединяющая Мизийскую и Скифскую плиты с Колхидской впадиной. На крайних перифериях располагались альпийские и киммерийские геосинклинали. В олигоцене на месте платформенной эпиконтинентальной области возник глубоководный бассейн, который продолжал существовать и в последующее время. На это ранее указывали М. В. Муратов [1972], А. В. Чекунов [1972] и Я. П. Маловицкий с соавторами [1979]. Глубоководный бассейн был сопряжен с разновозрастными изолированными относительно глубоководными геосинклинальными и платформенными прогибами или с более обширными областями, в пределах которых формировались относительно маломощные эпиконтинентальные чехлы. Современный структурный и палеогеографический облик дна акватории Черного моря был определен четвертичным, а скорее позднечетвертичным опусканием.

Установленные закономерности строения и развития Черноморского бассейна характерны и для большинства других глубоководных бассейнов внутренних морей Средиземноморского пояса. Обычно они вписываются в зоны относительно ранних консолидаций фундамента и практически всегда сопряжены с синхронными по времени горно-складчатыми сооружениями. Приведенные геологические данные однозначно свидетельствуют, что Черноморский бассейн не является реликтовой океанической структурой.

Механизм образования подобного типа структур в настоящее время наиболее убедительно разработан Е. В. Артюшковым [1979; Артюшков и др., 1979а, б]. Он связывает образования таких структур с подходом к подошве литосферы крупных масс аномальной мантии. За счет них в консолидированной коре происходят фазовые переходы пород в более плотные разновидности. Последние отрываются от коры и тонут в астеносферном слое. Этот процесс приводит к резкому утонению консолидированной земной коры, а в поверхностном выражении реализуется в виде кратковременных опусканий большой величины. Фазовые переходы со значительным увеличением плотности пород обычны для небольших температур (около 800° С), свойственных платформенным областям и зонам ранней

консолидации. Складчато-геосинклинальные сооружения практически всегда имели большие температуры, и в них приток аномальной мантии не приводил к уплотнению пород, а реализовывался восходящими тектоническими движениями, создающими горные системы. Отсюда понятна парагенетическая связь глубоководных бассейнов морей и современных горных областей, поскольку и те и другие порождены аномальной мантией. Они наравне с геосинклиналями, платформами и структурами океанов составляют самостоятельную категорию структур земной коры.

## ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш. А., Гамкрелидзе И. П., Закариадзе Г. С., Лорджианидзе М. Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования глубоководной впадины Черного моря.— Геотектоника, 1974, № 1, с. 78—93.
- Артюшков Е. В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
- Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Янишин А. Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Статья 1. Континентальные платформы.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979а, т. 51, вып. 2, с. 8—30.
- Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Янишин А. Л. Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Статья 2. Морские впадины и области дейтероорогенеза.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979б, т. 51, вып. 3, с. 3—13.
- Басенция Ш. А., Свистунов Ю. И., Шенгелия М. И. Строение неоген-четвертичных отложений морского продолжения Гурийского прогиба (по геофизическим данным).— Морская геология и геофизика: Экспресс-информ. ОНТИ ВИЭМС, 1978, т. 2, с. 37—43.
- Геологическое строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазоносностью. М.: Наука, 1971. 75 с.
- Демьянчук В. Г., Богаец А. Г., Бойчук Г. В. и др. Первые данные о возрасте пород складчатого основания в северо-западной части Черного моря.— Докл. АН УССР. Сер. Б., 1977, № 12, с. 1071—1073.
- Дьяконов А. И., Цагарели А. Л., Маловицкий Я. П. и др. Тектоническое районирование и история геологического развития Восточного Причерноморья (Северо-Западный Кавказ, Западная Грузия) и прилегающей акватории Черного моря.— В кн.: Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев: Штиинца, 1974, с. 0—66.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 358 с.
- Казанцев Р. А., Шаймуров Р. В. Конус выноса мутьевых потоков Дунайского подводного каньона.— Геоморфология, 1978, № 3, с. 79—92.
- Калинин А. В., Калинин В. В., Ковальская И. Я., Пивоваров Б. Л. О структуре мезокайнозойских отложений дна моря у Южного берега Крыма.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 2, с. 427—430.
- Кара В. И. Структурно-геоморфологические типы материковой окраины Черноморской впадины.— Геоморфология, 1979, № 2, с. 13—21.
- Козан Л. И., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Шимкус К. М. Новые данные о структуре осадочной толщи дна Черного моря южнее Крыма.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 3, с. 450—452.
- Маловицкий Я. П. О геотектонической природе Горного Крыма.— Морская геология и геофизика: Экспресс-информ. ОНТИ ВИЭМС, 1972, № 3, с. 67—72.
- Маловицкий Я. П., Бокуи Р. А., Маргаринова Г. П. Новые данные о геологии морского продолжения Северо-Западного Кавказа.— Нефтегаз. геол. и геофиз., 1963, № 7, с. 38—41.
- Маловицкий Я. П., Осипов Г. В., Углов Б. Д. Геомагнитное поле Черноморской впадины.— Геофиз. сб. АН УССР, 1969, вып. 32, с. 28—38.
- Маловицкий Я. П., Терехов А. А., Шимкус К. М. Строение верхней части осадочной толщи и некоторые черты развития периферийной зоны Черноморской впадины в кайнозое.— В кн.: Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. М.: ИО АН СССР, 1979, с. 7—25.
- Милашин А. П. О сейсмических исследованиях в зоне сочленения Крыма и Кавказа.— В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1976, с. 56—61.

- Моргунов Ю. Г., Калинин А. В., Калинин В. В. и др. Основные элементы тектоники южного крыла Крымского мегантиклинория (Черное море).— Геотектоника, 1979, № 4, с. 90—97.
- Москаленко В. Н., Маловицкий Я. П. Результаты глубинного сейсмического зондирования на трансмеридиональном профиле через Азовское и Черное моря.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 9, с. 23—31.
- Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного.— Геотектоника, 1972, № 5, с. 22—41.
- Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф., Лунарский Г. Н. Строение земной коры в восточной части Черного моря по данным глубинного сейсмического зондирования.— Океанология, 1966, т. 6, вып. 1, с. 98—108.
- Николаева Е. Я., Пустильников М. Р., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла северо-запада Черного моря.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1980, т. 55, вып. 3, с. 3—15.
- Пекло В. П., Маловицкий Я. П., Дьяконов А. И., Сидоренко С. Ф. Тектоника области сочленения Тамани, Западного Кавказа и смежной части Черного моря.— В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Недра, 1976, с. 82—85.
- Терехов А. А. О характере распределения мезозойских отложений в восточной глубоководной части Черного моря.— Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 454—456.
- Терехов А. А. Особенности строения мезозойско-кайнозойских отложений в восточной части Черного моря (по материалам сейсмических исследований МОВ).— Геотектоника, 1979, № 2, с. 108—120.
- Туголесов Д. А. Современная структура Черноморской впадины.— Сов. геология, 1976, № 7, с. 72—86.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1972. 185 с.
- Шимкус К. М., Маловицкий Я. П., Шуменко С. И. Коренные породы со дна Черного моря.— В кн.: Геолого-геофизические исследования Средиземного и Черного морей. М.: ИО АН СССР, 1979, с. 26—44.
- Шлезингер А. Е. Положение Горного Крыма в общей структуре европейской части СССР.— В кн.: Методика и результаты исследований земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М.: Наука, 1972, № 8, с. 212—230.
- Шлезингер А. Е. Черноморская впадина — глубочайший молодой провал на поверхности Земли.— Природа, 1978, № 5, с. 88—94.
- Юрк Ю. Ю., Добровольская Т. И. Рифейские и палеозойские валуны гранитов Крыма.— В кн.: Материалы Карпато-Балканской геологической ассоциации VII конгресса. София, 1965, с. 379—384.
- Яншин А. Л., Аргюшков Е. В., Шлезингер А. Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1175—1178.
- Яншин А. Л., Есина Л. А., Казаков О. В. и др. Осадочный чехол и происхождение глубоководных котловин Средиземного моря.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4, с. 941—944.
- Яншин А. Л., Есина Л. А., Казаков О. В. и др. Плиоцен-четвертичный чехол и позднекайнозойское развитие Южно-Адриатического глубоководного бассейна.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3, с. 698—701.
- Яншин А. Л., Есина Л. А., Казаков О. В. и др. Осадочный чехол и происхождение Ионического глубоководного бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 1, с. 5—22.
- Яншин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Осадочный чехол и происхождение глубоководной котловины Алжиро-Прованского бассейна.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3, с. 698—701.
- Яншин А. Л., Есина Л. А., Маловицкий Я. П., Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна.— Геотектоника, 1980, № 1, с. 72—85.
- Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н. и др. Структурные особенности осадочного чехла Черноморской впадины и их значение для понимания ее образования.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5, с. 42—69.
- Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н. и др. Основные аспекты образования Черноморской впадины.— Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1, с. 178—181.
- Brinkmann R. Geologic relations between Black Sea and Anatolia.— In: The Black Sea geology, chemistry and biology. Tulsa (Okla.), 1974, p. 61—76.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.— Wash., 1978, vol. 42, pt 2. 1244 p.
- Ross D. A., Uchupi E., Bowin C. O. Shallow structure of Black Sea.— In: The Black Sea geology, chemistry and biology. Tulsa (Okla.), 1974, p. 11—34.

## ДОНЕОГЕНОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ПАННОНСКОГО БАСЕЙНА

Вопрос о строении донеогенового основания Паннонского бассейна давно привлекает к себе внимание исследователей. Многими геологами это основание рассматривалось как древний срединный массив, который обтекают разновозрастные складчатые сооружения. Одним из первых эту точку зрения поставил под сомнение А. Л. Яншин [1965]. За последние годы появилось большое количество новых материалов, позволяющих уточнить строение донеогенового основания Паннонского бассейна.

Паннонский бассейн окружен со всех сторон горно-складчатыми сооружениями Альпийского пояса. Результаты глубокого бурения и геофизические данные дают возможность проследить распространение донеогеновых комплексов под осадочными и вулканогенными неоген-антропогенными образованиями (рис. 1).

Наиболее древними толщами, относимыми по возрасту к докембрию и, возможно, к нижнему палеозою, являются сланцево-гнейсовые, вскрытые скважинами в различных районах Паннонского бассейна<sup>1</sup>. Они известны в его северо-западной части в пределах Малой Венгерской впадины, где кристаллические породы сопоставляются с докембрийскими гнейсами Восточных Альп, Малых Карпат и блока Вепорид. Они вскрыты скважинами под центрально-словацкими вулканитами [Biela, 1978a]. Аналогичные образования обнаружены скважинами в узкой зоне южнее оз. Балатон. Глубокометаморфизованные породы, представленные гранито-гнейсами и мигматитами, распространены в юго-восточной части Паннонского бассейна. Они имеют облик, близкий к докембрийским образованиям Сербско-Македонского массива и блокам докембрия гор Агусени [Jantsky, 1976; Kovács, 1978]. Отдельные древние блоки расположены в Восточных Карпатах (Мармарошский массив и др.) и по геофизическим данным предполагаются под неогеновыми вулканитами гряды Келимани-Харгита. По данным югославских исследователей, аналогичные образования прослеживаются в северной части Югославии до среднего течения р. Сава (Filjak et al., 1969; Kemenci, Canović, 1978).

В центральной части Паннонского бассейна докембрийские толщи прослежены к югу от гор Мечек, где они вытягиваются неширокой полосой в северо-восточном направлении, образуя так называемый хребет Морадь. Севернее гор Мечек с таким же простиранием расположена гряда Лоци, сложенная гнейсами. На ее продолжении к северо-востоку около г. Шаторальяуйхей и на северном окончании Земплинского «острова» обнажаются гранатово-дистеновые гнейсы, которые также относятся к докембрию. Радиологические датировки рассматриваемых пород различными методами дают интервал возраста от 500 до 1180 млн. лет [Тек-

<sup>1</sup> При описании положения донеогеновых комплексов термин «Паннонский бассейн» употребляется как географическое понятие.

тоника..., 1978; Wein, 1973]. Наиболее древняя цифра — 1397 млн. лет — получена по биотиту из гранит-порфира скв. Салатнак-3 [Jantsky, 1976].

Нижне-среднепалеозойский эвгеосинклиальный комплекс представлен глубоководными кремнистыми образованиями с основными интрузивными и эффузивными породами. Максимальное их распространение известно в Восточных Альпах и Гемеридах [Flügel, 1975; Fusan et al., 1969, 1971]. Отдельные выходы прослежены в горах Уппонь и Сендре [Моск, 1978], а также на западе Венгрии в районе г. Кёсег. Вероятно, к этому же комплексу относятся смятые в альпинотипные складки силурийские серициты и филлиты с линзами порфириидов Венгерского Среднегорья. Эвгеосинклиальный нижне-среднепалеозойский комплекс несогласно перекрыт средне-верхнепалеозойским комплексом, в составе которого имеются миогеосинклиальные и орогенные породы. В него входят пермские песчаники и фузулиновые известняки (мощностью около 1000 м) северного берега Балатона, известняки и глинистые сланцы карбона в горах Бюкк и Динариды, средний палеозой центральной части Венгрии. К этому же комплексу относятся яacobхедьские конгломераты (пермь) Мечека, карбоново-пермские сланцы и красноцветные конгломератово-песчанниковые толщи гор Апусени и красноцветные песчаники верхнего палеозоя в пределах Сербско-Македонского массива. Широкое развитие пологозалегающих верхнепалеозойских толщ (угленосный карбон и зеленые аркозовые песчаники перми) предполагается в Восточной Словакии и Советском Закарпатье, где они обнажены в районе Земплинского «острова» и вскрыты многочисленными скважинами [Свириденко, 1976; Biela, 1978b; и др.].

Докембрийско-палеозойские комплексы прорваны разнообразными гранитами: гранит-порфирами, гранодиоритами, аплитами и т. д. Они известны практически везде, где распространены эти комплексы (зона Балатон — Веленце, Внутренние Карпаты, Северная Югославия и т. д.). Радиологические датировки пород дают цифры от 500 до 200 млн. лет. Однако подавляющее большинство геологов считают, что главная эпоха гранитообразования имеет верхнепалеозойский возраст [Вадас, 1964; Jantsky, 1976; и др.].

Триасовый миогеосинклиальный слабодислоцированный комплекс, представленный в основном доломитами и мергелями, распространен в центральной части Паннонского бассейна. Он протягивается от Восточных Альп через Венгерское Среднегорье до Советского Закарпатья. Вторая полоса этих отложений вытянута в северо-восточном направлении и проходит южнее через горы Апусени. Здесь породы триасового комплекса более сильно дислоцированы и участвуют в строении покровов. Мощность этих отложений колеблется в различных пределах. Максимальное ее значение (около 2500 м) зафиксировано в Венгерском Среднегорье.

Верхнетриасовые комплексы, представленные сланцами, известняками и яшмами с щелочными основными вулканитами, обнажены во Внутренних Динаридах и южной части Восточных Альп. Под неогеново-антропогеновым чехлом аналогичные образования прослежены в узкой полосе северо-восточного простирания до гор Бюкк, где они выходят на поверхность. Здесь вместе с осадочными породами встречены габбро и диабазы. По данным Э. Вадаса [1964], в скв. Инке-4 обнаружены серпентиниты, вероятно, триаса. Весь комплекс смят в складки, и в нем прослежена серия тектонических пластин. Возможно, к этому комплексу относятся

триасовые известняки с дунитами, пироксенитами и серпентинитами, вскрытые на небольшом участке к югу от г. Кошице [Novorka et al., 1975].

Широким распространением вдоль северного ограничения Паннонского бассейна пользуются триасово-меловые миогеосинклинальные породы, представленные преимущественно известняками, доломитами и песчаниками. Они часто тектонически перекрывают структурно-фациальные комплексы докембрия и палеозоя Восточных Альп и Внутренних Карпат. Миогеосинклинальный комплекс имеет сложную чешуйчатую структуру, состоящую из нескольких крупных тектонических пластин. Предполагалось его продолжение далеко на юг, однако недавние буровые работы в районе гор Тржибеч (Южная Словакия) позволили четко очертить расположение триасовых отложений [Gasa, Veinhauerova, 1976; и др.].

Юрско-меловой эвгеосинклинальный комплекс хорошо изучен во Внутренних Динаридах и горах Апусени [Книппер, 1975; Онческу, 1960]. Здесь он представлен преимущественно диабазами и радиоляритами. С эвгеосинклинальными толщами связаны крупные массивы ультрабазитов, залегающих, как правило, аллохтонно. Скважины дали возможность проследить его продолжение под неогеновым чехлом в северной части Югославии [Kemenci, Sanović, 1978; и др.]. По данным указанных авторов, Вардарская зона к северу от Дуная раздваивается и одной частью соединяется с зоной Металифери, а другая часть продолжается к западу чуть севернее широты Фрушка-Гора и быстро выклинивается. В центре Паннонского бассейна юрско-меловые основные магматические породы и кремнистые образования встречены в районе гор Мечек и протягиваются от них к востоку до северного окончания гор Апусени. Такие же толщи известны в южной части Восточных Карпат. Отдельный небольшой выход диабазов и кремней фиксируется вдоль разлома в Закарпатье.

Несколько иной характер имеют юрско-меловые эвгеосинклинальные образования Клипшовой зоны, протягивающейся на многие сотни километров вдоль северного края Паннонского региона. Они представлены в основном осадочными породами, местами с гальками серпентинитов. Этот комплекс имеет сложную структуру, возникшую в результате нескольких тектонических деформаций [Леонов, 1978].

Флишевые образования в пределах Паннонского бассейна разделены на три разновозрастных комплекса. В зоне Внешних Карпат мощный флишевый комплекс датируется мел-палеогеном. Возраст флишевых толщ, заполняющих Дебреценский трог, протягивающийся в юго-западном направлении от Советского Закарпатья до среднего течения р. Тисы, определяется как верхнемеловой—палеогеновый, включая и олигоцен. И наконец, третий флишевый комплекс, распространенный в пределах Внутренних Карпат и по северному окончанию Внутренних Динарид, имеет палеоцен-эоценовый возраст. Все флишевые комплексы смяты в альпийно-типные складки и осложнены многочисленными разломами разного типа.

Мел-палеогеновые граниты, представленные банатитовым комплексом, распространены в горах Апусени, где образуют крупные массивы (Влэдяса и др.). Близкие к ним гранодиориты гораздо меньше известны в Динаридах и Восточных Альпах. Кроме интрузивных образований, среди осадочных толщ палеогена развиты лавы и пирокластическая андезитов, реже риолитов (эоцен), и туфовые прослои риолитового состава (олигоцен).

Юрско-меловые отложения, не смятые в складки, небольшой мощности (до 1000 м), не имеющие несогласий внутри разреза, известны только в пределах Венгерского Среднегорья. Они представлены мергелями, известняками, песчаниками с прослоями углей и бокситов мелководно-морского или озерного происхождения. По своим фациальной и структурной характеристикам юрско-меловой комплекс Венгерского Среднегорья отвечает платформенным чехлам. Возможно, такие толщи были распространены гораздо шире, но впоследствии уничтожены денудацией.

В южной части рассматриваемой территории геосинклинальные комплексы перекрывает с резким угловым несогласием верхнемеловой чехол, характеризующийся небольшими мощностями и мелководными фациями. В горах Апусени и Динариды он участвует в строении покровов и образует небольшие по площади выходы. Под неоген-антропогенными отложениями вырисовываются широкие поля распространения верхнемелового чехла. Однако такая рисовка может быть связана с малой изученностью этих территорий.

В северной части донеогенового основания бассейна распространены палеогеновые чехольные отложения. В их составе преобладают глины, пески, песчаники и редкие прослои риолитовых туфов. Мощность чехла колеблется от 300 до 1500 м. Слои залегают практически горизонтально.

Приведенный материал показывает, что донеогеновое основание Паннонского бассейна состоит из комплексов пород разного возраста и тектонической природы. Они слагают целый ряд структурных зон северо-восточного простирания, причем их контакты чаще всего имеют сдвиговый или надвиговый характер. Донеогеновые комплексы Паннонского бассейна с севера и востока ограничены дугой Карпат с очень сложным покровно-складчатый строением. В южной части бассейна появляются структурные элементы с субширотными и субмеридиональными простираниями. Они не имеют какого-либо ограничения и продолжают за пределы бассейна в складчатые области Динарид и Альп.

В течение донеогенового времени территория Паннонского бассейна и окружающих районов испытала длительную и сложную историю развития. Наиболее четко для окружающих складчатых сооружений она разобрана в работах А. А. Белова с соавторами [1976], М. А. Беэра и Ю. К. Щукина [1977], А. Л. Книппера [1975], В. Е. Хаина с соавторами (1977). В конце палеозоя — начале мезозоя (до среднего триаса) территория Альпийской складчатой области представляла собой часть материка Пангея с континентальной земной корой [Белов и др., 1976; Книппер, 1975].

В конце триасового времени произошли расколы жесткого палеозойского цоколя (зона Игал-Бюкк и др.), и образовались пространства с океанической или чаще всего субокеанической корой. Свидетельством этому служит распространение ультрабазитов, базитов и глубоководных формаций среди мезозойских пород. Начальный этап раскола фиксируют рифтогенные формации верхнего триаса Внутренних Динарид [Книппер, 1975]. По палинестическим построениям М. А. Беэра [Беэр, Щукин, 1977], ширина океанических пространств в мезозое на территории Паннонского бассейна достигала 300—400 км. Затем эти бассейны в результате сближения жестких литосферных плит «закрылись» и образовались узкие зоны скупивания. Последний бассейн с океаническим типом земной коры предполагается в позднеюрское время для Вардарской и Сербско-

Субпелагонийской зон, а утоненная континентальная кора была распространена в пределах Мечек-Кричевской, Пьенинской и других зон.

В течение раннемелового времени произошло окончательное закрытие океанических и субокеанических пространств северного замыкания Мезотетиса. В дальнейшем на территории Паннонского бассейна образовались только флишевые прогибы, осадки которых сменялись на окружающих, более стабильных областях мелководными относительно мало мощными платформенными образованиями. Появление в раннем мелу флишевых комплексов, средних и кислых вулканитов свидетельствует, по представлению А. В. Пейве с соавторами [1976], о становлении гранитно-метаморфического слоя.

С середины позднего мела большая часть территории Паннонского бассейна была окончательно стабилизирована, и на ней накапливались мелководные отложения чехла, широко развитые в пределах Венгерского Среднегорья и Трансильванской впадины. Только в центральной части Паннонского бассейна заложился Дебреценский трог, в котором накапливались мощные серии флиша.

В палеоцене появились отдельные флишевые прогибы вдоль Клипповой зоны на севере и вдоль северной окраины Динарид на юге. В позднем эоцене и олигоцене произошло интенсивное скупивание (пиренейская и савская фазы складчатости), наиболее сильно проявившееся в областях флишенакпления, в результате которого образовались крупные покровы Карпат и Динарид, а также более мелкие покровы мел-палеогенового чехла в юго-восточной части Паннонского бассейна.

Таким образом, к началу миоцена территория Паннонского бассейна превратилась в стабильную область и здесь была окончательно сформирована континентальная кора. В пределах Внешних Карпат скупивание продолжалось до середины миоцена. Среднемиоценовое время считается эпохой формирования континентальной коры Альпийского региона в целом [Пейве и др., 1976].

В большинстве случаев современные области платформ и срединных массивов характеризуются довольно устойчивой мощностью земной коры — 35—45 км [Беляевский, 1974; Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С., 1975; Хаин, 1973; и др.]. Следовательно, можно предположить, что к началу миоцена на территории Паннонского бассейна мощность земной коры должна была характеризоваться близкими цифрами.

Современная глубинная структура Паннонского бассейна изучена системой международных профилей ГСЗ, большим количеством точечных зондирований и измерениями теплового потока [Строение..., 1978; Serpak, 1975; Stegena, 1976; и др.].

Поверхность Мохоровичича расположена в пределах бассейна на относительно небольших глубинах (рис. 2). Максимально приподнятые отметки (23 км), по данным Т. Драгашевича [1977], расположены в нижнем течении р. Тисы. Еще два поднятия известны в центральной части бассейна. Между оз. Балатон и горами Мечек поверхность Мохо приподнята до отметок 24 км. В северо-восточной части расположено поднятие, оконтуренное изогипсой 25 км. Венгерское Среднегорье характеризуется понижением границы Мохо до глубин 30 км. Такое же понижение прослежено в районе г. Сольнок, где глубины составляют 28 км. В целом Паннонский бассейн, без Трансильванской впадины, оконтуривается изогипсами поверхности Мохо 30—32,5 км. Ранее основное ограничение

бассейна по поверхности Мохо в северной части трассировалось по Клипповой зоне. Однако новейшие исследования чехословацких геофизиков показали, что «скачок глубин до раздела М на линии профиля VI не находится строго на границе Внутренних и Внешних Карпат, а располагается во Внутренних Карпатах и совпадает с сейсмически активной зоной, тянущейся от Мияви на юго-запад» (Строение..., 1978, с. 236—237). В то же время на профиле V перепад глубин поверхности Мохо от 37 до 48 км строго совпадает с Клипповой зоной. Трансильванская впадина характеризуется глубинами до поверхности Мохо порядка 30—37,5 км, причем минимальные глубины приурочены к центральной части впадины.

В пределах Восточно-Европейской платформы и Чешского массива глубина поверхности Мохо колеблется от 35 до 45 км. Под Предкарпатским краевым прогибом она повышается до 35 км на востоке и до 32,5 км на западе. Динариды и Восточные Альпы характеризуются отметками 35—40 км. Наиболее глубоко поверхность Мохо залегает в области Советских Карпат, где ее отметки составляют 60—65 км. Близкие глубины наблюдаются в зоне Вранча (~55 км) и в районе Карнийских Альп (более 55 км) [Затопек, 1977; и др.].

Повсеместно поверхность Мохо в пределах Паннонского бассейна характеризуется граничной скоростью 8,1—8,2 км/с. Только в Карпатах появляется сейсмическая отраженная граница со скоростями 7,7—7,9 км, лежащая выше поверхности М. По мнению А. В. Чекунова, она представляет собой границу Мохо, возникшую в результате преобразования вещества на контакте коры и мантии в кайнозой [Строение..., 1978; Чекунов, 1972].

Поверхность Конрада следует на территории Паннонского бассейна спорадически. Она характеризуется граничными скоростями 6,8—7,2 км/с. Предположительно мощность «базальтового» слоя в пределах Паннонского бассейна сокращена и составляет около 10 км, тогда как в сопряженных регионах Карпат и Динарид она увеличивается до 25—30 км и вновь уменьшается на территории Восточно-Европейской платформы до 20 км. Мощность «гранитного» слоя на площади Паннонского бассейна составляет 10—15 км и практически не изменяется в смежных областях.

Ниже поверхности Мохо в интервале глубин от 60 до 100 км прослежена низкоскоростная зона с  $V_n=7,7-7,8$  км/с (рис. 3), расположенная выше, чем в окружающих регионах. Ее мощность меняется по площади. Также приподнят в Паннонском бассейне по отношению к смежным территориям высокопроводящий слой верхней мантии, верхняя граница которого по результатам магнитотеллурических зондирований отмечена на глубинах 70—90 км [Строение..., 1978; Cermak, 1975; Stegena et al., 1975]. Считается, что он возник еще в миоценовое время [Stegena et al., 1975].

Паннонский бассейн — одна из самых крупных геотермических аномалий Альпийского пояса. В его пределах на глубине 1 км температура в среднем составляет 65—70° С, а измеренные величины теплового потока лежат в интервале 2—2,6 ЕТП [Николаев, Поляк, 1980], что намного выше аналогичных характеристик соседних регионов. По подсчетам А. Затопека с соавторами [Затопек, 1977; Строение..., 1978], температура на границе Мохо в северной части бассейна достигает 800—1000°, тогда как в области Чешского массива она равна приблизительно 500° С.

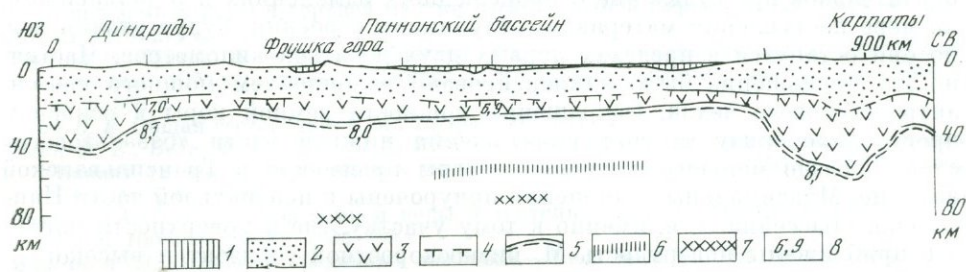


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез через Паннонский бассейн [Stegena et al., 1975]

1 — неоген-антропогенный чехол; 2 — донеогеновые комплексы и «гранитный» слой; 3 — «базальтовый» слой; 4—7 — границы: 4 — Конрада, 5 — Мохо, 6 — верхняя высокопроводимого слоя, 7 — верхняя низко-скоростного слоя; 8 — граничные скорости, км/с

Современная мощность земной коры Паннонского бассейна, как указывалось выше, составляет 25—30 км, тогда как в смежных регионах она колеблется от 40 до 65 км. Мощность земной коры Паннонского бассейна без неоген-антропогенного чехла<sup>1</sup> намного меньше (рис. 4), так как максимальные мощности последнего составляют 6—6,5 км [Николаев, 1979]. Минимальные значения (20 км) приурочены к району р. Дравы (грабен Дравы) и среднему течению р. Тисы (впадина Мако). Небольшие величины (22,5 км) расположены в области развития неогеновых вулканитов в северо-западной части бассейна. Пониженные значения  $H_1$  (~22,5 км) приурочены к Малой Венгерской и Залайской впадинам. Изопахитами от 22,5 до 30 км характеризуются краевые прогибы, расположенные по окраинам бассейна. В целом Паннонский бассейн околундуруется изопахитами  $H_1$  со значениями 25—27,5 км. В Трансильванской впадине наименьшие величины  $H_1$  составляют 27,5 км и практически не изменяется конфигурация изопахит. В пределах Предкарпатского краевого прогиба, где мощности неоген-антропогенных отложений составляют 1,5—2 км<sup>2</sup>, величины  $H_1$  остаются такими же, как  $H_{зк}$ , с небольшим смещением изопахит.

Приведенный материал показывает, что в пределах Паннонского бассейна устанавливается аномальная верхняя мантия, кровля которой приподнята по отношению к окружающим альпийским горно-складчатым сооружениям [Horvath, Stegena, 1977 и др.]. На основании возраста высокопроводящего слоя и определения палеозначений теплового потока для миоценового времени можно предположить, что аномальная мантия существовала уже в миоцене.

Таким образом, мощность земной коры, сформированной к началу миоцена, сократилась в пределах Паннонского бассейна на 10—15 км за неоген-антропогенное время. Конечно, эти цифры дают очень при-

<sup>1</sup> В дальнейшем мощность земной коры в целом будет обозначаться  $H_{зк}$ , а мощность земной коры без неоген-антропогенного чехла —  $H_1$ .

<sup>2</sup> Имеются в виду части Предкарпатского краевого прогиба, расположенные в пределах рассматриваемой территории, а максимальные мощности неоген-антропогенного чехла составляют около 10 км в южной части прогиба.

близительное представление о происшедших изменениях и в дальнейшем, по мере поступления материала о глубинном строении, будут уточняться, но они останутся в пределах первых двух десятков километров. Частично это уменьшение было компенсировано накоплением мощного неоген-антропогенного чехла. Сокращение мощности земной коры в основном происходило снизу за счет уничтожения нижней части «базальтового» слоя. Гораздо меньшее сокращение коры произошло в Трансильванской впадине. Максимальные изменения приурочены к центральной части Паннонского бассейна, т. е. именно к тому участку, где к поверхности наиболее приближены поверхность М, низкоскоростной горизонт и высокопродвинутой слой верхней мантии.

Следовательно, в течение неоген-антропогенного времени на территории Паннонского бассейна произошли глубинные процессы, обусловленные наличием аномальной мантии, которые привели к утонению консолидированной коры. С ними, по-видимому, связано развитие неоген-антропогенного вулканизма этого района [Николаев, 1980; Stegena et al., 1975]. Однако на механизм глубинных процессов существуют различные точки зрения [Артюшков и др., 1979; Яншин и др., 1977; Boccaletti et al., 1976; Szádeczky-Kardoss, 1976; и др.].

#### ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Причины вертикальных движений земной коры.— *Природа*, 1979, № 10, с. 2—10.
- Белов А. А., Книппер А. Л., Руженцев С. В. Историко-тектоническая и структурная интерпретации гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области.— В кн.: *Тектоника срединных массивов*. М.: Наука, 1976, с. 117—136.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 280 с.
- Безр М. А., Щукин Ю. К. Эволюция Карпато-Динарской системы с позиции тектоники плит.— В кн.: *Материалы XI конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации*. Киев: Наукова думка, 1977, с. 85—86.
- Вадас Э. Геология Венгрии. М.: Мир, 1964. 532 с.
- Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С. Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования. М.: Сов. радио, 1975. 265 с.
- Драгашевич Т. Результаты комплексного исследования земной коры в Югославии.— В кн.: *Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований*. Киев: Наукова думка, 1977, с. 185—193.
- Загопек А. Геофизический синтез на основе результатов ГСЗ, проведенного на территории ЧССР и Средней Европы.— В кн.: *Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований*. Киев: Наукова думка, 1977, с. 19—28.
- Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 207 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 267).
- Леонов М. Г. Палеотектоническая эволюция Пьенинского утесового пояса (Карпаты).— В кн.: *Проблемы стратиграфии и исторической геологии*. М.: Изд-во МГУ, 1978, с. 104—115.
- Николаев В. Г. Строение неогеново-антропогенного чехла Паннонского бассейна.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, вып. 6, с. 104—115.
- Николаев В. Г. Неогеновые вулканы северо-восточной части Паннонского региона.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4, с. 36—43.
- Николаев В. Г., Поляк Б. Г. Энергетический эффект кайнозойского вулканизма в Паннонском бассейне.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 4, с. 922—925.
- Онческу Н. Геология Румынской Народной Республики. М.: Мир, 1960. 520 с.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— *Геотектоника*, 1976, № 5, с. 6—23.
- Свириденко В. Г. Тектоническое районирование донеогенового фундамента Закарпатского прогиба.— *Геол. сб. Львов. геол. о-ва*, 1976, № 15, с. 38—52.

- Строение земной коры и верхней мантии Юго-Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1978. 271 с.
- Тектоника Европы и смежных областей. Варисциды, эпипалеозойские платформы, альпиды: (Объяснительная записка к Междунар. тектонич. карте...). М.: Наука, 1978. 588 с.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 511 с.
- Хаин В. Е., Беэр М. А., Бызова С. Л. и др. Основные черты тектонической истории Карпат (в свете новых идей в учении о геосинклиналиях).— Вестн. МГУ. Геол., 1977, № 3, с. 3—20.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1972. 185 с.
- Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, т. 40, вып. 5, с. 8—39.
- Яншин А. Л., Артюшков Е. В., Шлезингер А. Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5, с. 1175—1178.
- Biela A. Hlboke vrty v zakrytych oblastiach vnutornych Zapadnych Karpat.— Reg. Geol. Zap. Karpat, 1978a, N 10. 224 s.
- Biela A. Hlboke vrty v zakrytych oblastiach vnutornych Zapadnych Karpat.— Reg. Geol. Zap. Karpat, 1978b, N 11. 224 s.
- Boccaletti M., Horvath F., Londo M. et al. The Tyrrhenian and Pannonian basins: a comparison of two Mediterranean interarc basins.— Tectonophysics, 1976, vol. 35, N 1/3, p. 45—69.
- Cermak V. Thermal structure of the crust in Czechoslovakia.— Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, 1975, N 31, T. 2, S. 347—355.
- Filja K. R., Pletikapic Z., Nikolic D., Aksin V. Geologije nafte i prirodnog plina neogenskog kompleksa i njegove podloge i juznom dijelu Panonskog basena.— Nafta, 1969, t. 20, N 12, s. 18—35.
- Flügel H. W. Die Geologie des grazer Berglandes. Czaz; Wien, 1975. 288 S.
- Fusan O., Ibrmajer J., Plancar J. et al. Geologicka stavba podlozia zakpytych oblasi juznej casti vnutornych Zapadnych Karpat.— Sb. geol. vied. ZK, 1971, sv. 15, s. 5—94.
- Fusan O., Kuthan M., Duratny S. et al. Geologicka stavba podlozia stredoslovenskych neovulkanitov.— Sb. geol. vied. ZK, 1969, sv. 10. 160 s.
- Gasa B., Beinhauerova. Prispevok ku geológii Zlatomoravského zálivu.— Miner. slovaca, 1976, roč. 8. N 3, s. 221—240.
- Horvath F., Stegena L. The Pannonian basin: a mediterranean interarc basin.— In: Symp. intern. Hist. struct. bassin méditerr., Split, 1976. P., 1977, p. 333—340.
- Hovorka D., Rojkovič I., Zlocha J. Supergeneously altered ultrabasic rock body near Hodkovce (East Slovakia — West Carpathians).— In: Proc. X Congr. CBGA. Bratislava, 1975. sec. IV. s. 46—55.
- Jantsky B. Geologische Entwicklungsgeschichte des präkambrischen und paläozoischen Untergrundes im pannonischen Becken.— Nova acta leopold., 1976, Bd. 45, N 224, S. 303—334.
- Kemenci R., Canović M. Preneogena podloga Vojvodanskog.— Geol. vjesn., 1978, N 31, s. 248—256.
- Kovács G. T. Palaeozoic and precambrian formations of the Algyő, Ferencszállás and Kiskundorozma areas.— Acta mineral-petrogr. Szeged, 1978, k. 23, N 2, old. 267—278.
- Mock R. Nové poznatky o užitných čístiach Západných Karpat.— In: Paleogeogr. vývoj. Záp. Karpat. Mater. semin., Bratislava, 1977. Bratislava, 1978, vol. 32, s. 321—341.
- Stegena L. Geothermics Magnetotellurics and Tectonophysics of the Pannonian basin.— In: Geoelectric and Geothermal studies KAPG. Bp.: Geophys. monogr. Akad. Kiado, 1976, s. 572—585.
- Stegena L., Geczy B., Horvath F. Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin.— Tectonophysics, 1975, vol. 26, N 1/2, p. 71—90.
- Szádeczky-Kardoss von E. Plattentektonik im pannonisch-karpatischen Raum.— Geol. Rdsch., 1976, Bd. 65, H. 1, S. 143—161.
- Wein Gy. Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn.— Jahrb. Geol. Bundesanst., 1976, Bd. 116, S. 85—101.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	5
<b>А. В. Пейве</b> Геология раздела Мохоровичича . . . . .	7
<b>Ю. М. Пушаровский</b> О происхождении океанов в связи с их тектоническим районированием . . . . .	14
<b>В. Е. Ханн</b> Глобальная тектоника: состояние и перспективы . . . . .	20
<b>В. А. Вахрамеев</b> Время образования Атлантического океана по палеонтологическим данным . . . . .	29
<b>Е. Е. Милановский</b> Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли . . . . .	38
<b>Р. Г. Гарецкий, В. С. Коницев</b> Трансгрессивное залегание соленосных формаций . . . . .	61
<b>И. А. Соловьева</b> К проблеме неоднородности коры и верхней мантии Земли . . . . .	71
<b>М. С. Марков</b> Ранние этапы развития земной коры . . . . .	104
<b>А. С. Новикова</b> Положение трондъемит-тоналитовых куполов в разрезе земной коры Пилбарского щита (Западная Австралия) . . . . .	113
<b>Н. А. Штрейс, Г. И. Макарычев, Т. Г. Павлова, М. Д. Гесь</b> Проблема формирования докембрийской коры в фанерозойских складчатых поясах . . . . .	129
<b>Е. С. Постельников</b> О циклическом развитии рифейской геосинклинали Енисейского края . . . . .	143
<b>И. П. Палей</b> К вопросу о строении фундамента палеозойских структур Монголии . . . . .	159
<b>А. И. Суворов, Г. Бадарч</b> Заалтайский глубинный разлом и его роль в структуре герцинид Юго-Западной Монголии и смежных территорий . . . . .	167

<b>А. Б. Дергунов</b>	
Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области . . . . .	183
<b>М. С. Нагибина</b>	
Эволюция горообразования Монголии в мезозое . . . . .	194
<b>П. Н. Кропоткин, Г. А. Титков</b>	
Продолжение рифтогенных структур Северного Ледовитого океана и Бискайского залива на материке Евразия	207
<b>К. А. Клитин</b>	
Проблема структурных связей Шпицбергена и Скандинавии и их взаимоотношения с Атлантическим океаном	226
<b>А. Е. Шлезингер</b>	
Структура осадочного чехла Черноморского бассейна . .	237
<b>В. Г. Николаев</b>	
Донеогеновые комплексы и глубинная структура Паннонского бассейна . . . . .	263

УДК 551.24

Пейве А. В. Геология раздела Мохоровичича.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Новые фундаментальные факты в геологии существенно дополняют и развивают концепцию мобилизма и по-новому объясняют дрейф континентов. Картирование разла М на континентах, геофизическая и геологическая характеристика пород в разрезах современных океанов, изучение физических свойств различных серпентинизированных ультрабазитов и остаточных деформаций в них показывают широкое развитие процессов пластического течения на разных глубинных уровнях литосферы. Особо важное значение придается структурной дисгармонии между корой и верхней мантией, возникающей при перераспределении материала литосферы в процессе горизонтального тектонического скупивания. Предлагаемая концепция глобальной структурной расчлененности литосферы основана на признании большой роли физико-химических неоднородностей в ней. Таким образом, не только литосфера как целое движется и дисципнуруется дисгармонично по отношению к астеносфере, но также происходит и дисципну перемещение внутрилитосферных коровых и мантийных пластин. Наличие сильно деформированных горизонтов относительного проскальзывания свидетельствует о большой мобильности литосферы.

Библиогр. 5 назв.

УДК 551.242.2

Пушаровский Ю. М. О прохождении океанов в связи с их тектоническим районированием.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Структурные формы океанского дна группируются в естественные тектонические районы. Тектонический анализ таких районов свидетельствует о их существенно различной геологической истории. Это необходимо учитывать при разработке проблемы происхождения океанических впадин. В статье обосновывается представление о большой древности Тихого океана и мезозойском возрасте океанов.

Библиогр. 3 назв.

УДК 551.24

Хаин В. Е. Глобальная тектоника: состояние и перспективы.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Кратко рассматривается развитие представлений глобальной тектоники с середины XIX в. и отмечается, что подлинно глобальная тектоника возникла лишь в последние десятилетия, в период НТР в геологии. Дается определение предмета глобальной тектоники и намечаются ее основные аспекты — статический, динамический, исторический, генетический. Характеризуются главные направления в рамках каждого из этих аспектов. В заключение обрисованы перспективы развития глобальной тектоники в ближайшем будущем.

Библиогр. 47 назв.

УДК 56+551.807(261)

Вахрамеев В. А. Время образования Атлантического океана по палеонтологическим данным.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Рассматривается распределение континентальных лагунных и прибрежно-морских, в основном мезозойских, отложений, расположенных по обе стороны от Атлантического океана, и состав заключенных в них остатков растений и животных. Анализ сходства и различия разновозрастных фаун и флор, а также данные глубоководного бурения указывают на зарождение бассейна на океанической коре в южной части современной Северной Атлантики. Соединение Северной и Южной Атлантики произошло в самом конце раннего или в начале позднего мела. Наиболее молодой участок океана, возникший в конце палеогена, расположен в приарктической части Северной Атлантики.

Библиогр. 22 назв.

УДК 551.24

Милановский Е. Е. Основные этапы развития процессов рифтогенеза и их место в геологической истории Земли.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Полосовидные структуры растяжения (рифтовые или рифтоподобные) возникали в истории Земли многократно, начиная с самых ранних ее этапов, но их масштаб, морфологические черты, формации, тектонические парагенезы, закономерности размещения и эволюции со временем изменялись. Выделены и кратко рассмотрены пять основных этапов истории рифтогенеза: катархейско-архейский, раннепротерозойский, позднепротерозойский, палеозойский и мезозойско-кайнозойский. Полосовидные структуры первого этапа совмещали черты строения и развития, которые в последующей истории Земли были свойственны как рифтовым, так и геосинклинальным зонам. На втором этапе впервые обособляются проторифтовые и протогеосинклинальные структуры, но их различия еще не четки. Палеорифтовые зоны третьего и четвертого этапов обособлены от геосинклинальных зон и поясов, но структурно и генетически связаны с развитием последних. Рифтовые зоны и пояса пятого этапа, напротив, в основном связаны в своем распространении и развитии с деструкцией континентов и флорозойско-кайнозойским океаническим впадин и комплексными континентами и флорозойско-кайнозойским геосинклинально-орогенным поясам. Периоды наиболее широкого развития рифтоподобных и рифтовых структур (в архее, рифее и мезозое-кайнозое), вероятно, отвечают важнейшим фазам расширения Земли, выделяющимся в процессе ее пульсационного развития.

Библиогр. 38 назв.

УДК 551.263.036+552.55

Гарецкий Р. Г., Конищев В. С. Трансгрессивное залегание соленосных формаций.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Мощные соленосные формации накапливались как на фоне общей трансгрессии, так и в условиях стабильного стояния бассейна и в обстановке общей регрессии. Они залегают согласно на подстилающих отложениях в наиболее погруженных частях, трансгрессивно по периферии и в сводах поднятий. Разрыв подсолевых отложений перед накоплением соленосных формаций часто вызван региональными подъемами, а снижением уровня бассейнов в глубоких некомпенсированных депрессиях перед соленаккумуляцией в результате их изоляции от Мирового океана. Это привело к усыханию бассейнов, сокращению акватории и снижению уровня, повышению концентрации вод и садке солей в наиболее погруженных частях, размыву пород по периферии и в сводах поднятий в субаральных и субаквальных прибрежных и мелководных условиях. В результате неоднократного возобновления связи и притока вод площади соленаккумуляции расширялись по мере заполнения депрессий, а соленосные формации трансгрессивно перекрывали подстилающие отложения по периферии и в сводах поднятий.

Библиогр. 39 назв.

УДК 550.311

Соловьева И. А. К проблеме неоднородности коры и верхней мантии Земли.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Анализ данных сейсмических исследований, проведенных самыми различными методами, подтверждает чрезвычайно сложное строение коры и верхней мантии Земли, в котором важную роль играют слои пониженных скоростей (волноводы), широко развитые как в коре, так и в мантии.

Волноводы в пределах коры и у ее подошвы, как правило, приурочены к сейсмическим границам раздела и, весьма вероятно, непосредственно связаны с горизонтальными тектоническими движениями — относительным перемещением вещества по поверхностям субгоризонтальных сколов. Природа мантийных волноводов, видимо, иная. Предполагается их связь с тектоническим режимом и историей развития отдельных структурных элементов земной поверхности.

Рассмотрены некоторые методы исследований, но нашедшие пока широкого применения, но дающие возможность глубже проникнуть в сущность тектонических процессов, в частности изучать поля напряжений и их изменения в пространстве и времени.

Ил. 7, библиогр. 173 назв.

УДК 551.242.51

Марков М. С. Ранние этапы развития земной коры.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

В статье рассматриваются особенности состава и строения пород ранних этапов развития Земли. Особое внимание уделено комплексу «серых гнейсов», который рассматривается как вулканогенно-плутоническая ассоциация, характерная для раннего архея. Описан стиль тектоники архейских комплексов, многие черты которого обусловлены пластичными деформациями горных пород.

Библиогр. 48 назв.

УДК 551.24:242.052(94)

Новикова А. С. Положение трондземит-тоналитовых куполов в разрезе земной коры Пилбарского щита (Западная Австралия).— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Архейские разрезы формационных комплексов Пилбарского щита принадлежат к различным типам земной коры. Нижняя зеленокаменная серия отвечает океаническому типу, верхняя зеленокаменная серия — переходному, а вулканогенно-терригенные формации группы Вим-Крик соответствуют континентальному типу коры. Комплексы океанической стадии — древнее 3,4 млрд. лет, переходной — охватывают интервал 3,4—3,0 млрд. лет; рубеж 3 млрд. лет представляет естественную историко-геологическую границу начального этапа континентальной стадии. Специфическая особенность разреза переходной стадии раннего архея состоит в преобладающей роли вулканитов основного состава, а также коматитов, кислых вулканитов и заметных объемов хемогенных кремнистых пород. Формирование трондземит-тоналитовых куполов Пилбарского щита связано с переходной стадией становления материковой коры.

Табл. 3, ил. 4, библиогр. 16 назв.

УДК 551.24

Штрейс Н. А., Макарычев Г. И., Павлова Т. Г., Гесь М. Д. Проблема формирования докембрийской коры в фанерозойских складчатых поясах.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

В статье изложены концепция структурно-вещественного преобразования океанической коры в кору континентального типа в докембрии фанерозойских складчатых зон. Такая кора возникает в результате совокупности процессов эволюции вещества океанической коры, включая ультрабазиты и габброиды, и тектоники — горизонтальных движений, явлений деструкции с нарушением сплошности возникающего гранитно-метаморфического слоя, перемещения блоков различной степени зрелости коры, что приводит к скучиванию и сохаждению пород разного состава и генезиса.

Процесс направленного становления континентальной коры нарушался явлениями ее деструкции. Рифтогенез по своей сути противоположен геосинклинальному процессу, поскольку он приводит к разрушению гранитно-метаморфического слоя и континентальной коры. Ему свойственны свои специфические формации, последовательный ряд которых существенно отличается от формаций, отражающих поступательное развитие структуры земной коры в ходе геосинклинального режима.

Ил. 4, библиогр. 17 назв.

УДК 551.240+551.72(571.5)

Постельников Е. С. О циклическом развитии рифейской геосинклинали Енисейского кряжа.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

В разных зонах рифейской геосинклинали кряжа описаны сходные трансгрессивно-регрессивные циклы трех порядков. Характерные формации циклом — аспидная, карбостромовая, флишевая, молассовая — повторяются и закономерно изменяются в вертикальных разрезах. К границам крупных циклов приурочены проявления гранитоидов, калевный метасоматоз; интенсивный базальтовый магматизм совпадает с трансгрессивными частями циклов в рифтоподобных прогибах. Латеральное прослеживание циклов от многосинклинали к внутренней зоне складчатого сооружения кряжа использовано для стратиграфических корреляций.

Анализ формационных и структурных признаков стадий геосинклинального развития показал, что полный геосинклинальный мегацикл на Енисейском кряже равен всему рифею. На протяжении рифейского мегацикла взаимодействие процессов кон- струкции — деструкции континентальной земной коры имело циклический характер.

Ил. 4, библиогр. 34 назв.

УДК 551.24+551.72(519.3)

Палей И. П. К вопросу о строении фундамента палеозойских структур Монголии.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

На основе работ Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции рассмотрены состав и строение ряда древних блоков в пределах каледонских и герцинских складчатых систем Монголии. Показано, что эти блоки представляют собой разновеликие и разновозрастные фрагменты дорифейской континентальной коры, а также фрагменты неоднократно метаморфизованной и мигматизированной коры океанического типа, образование которой связывается с деструкцией древнейших континентов.

Ил. 1, библиогр. 25 назв.

УДК 551.24

Суворов А. И., Бадарч Г. Заалтайский глубинный разлом и его роль в структуре герцинид Юго-Западной Монголии и смежных территорий.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Заалтайский глубинный разлом, продолжающий в Юго-Западной Монголии известную Иртышскую зону смятия и еще не получивший морфологического определения, характеризуется как крупный, длительно развивающийся глубинный надвиг с небольшой сдвиговой компонентой. Он дискордантно и под разными углами рассекает земную кору вплоть до верхней мантии и выводит на дневную поверхность небольшие тела гипербазитов. В верхних слоях коры в связи с горизонтальными подвижками по его сместителям наблюдается сближение и скучивание средне-верхнепалеозойских структурно-фациальных зон, их интенсивная деформированность и сильнейший динамометаморфизм. Амплитуда надвиговых перемещений в зоне разлома определена примерно в 100 км.

Ил. 7, библиогр. 12 назв.

УДК 551.24(517.3+236+237)

Дергунов А. Б. Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Западную Монголию и Алтае-Саянскую область объединяют многие черты геологического строения. Крупнейшие складчатые сооружения каледонского и более древних этапов формирования являются общими для этих регионов. Хорошая обнаженность монгольской территории позволила выявить новые закономерности строения каледонских структур, которые имеют важное значение для обеих рассматриваемых областей. Палеотектоническая зональность для раннего этапа их развития показывает, что в позднем докембрии и кембрии Западная Монголия и Алтае-Саянская область являлись восточной частью крупного бассейна океанического типа.

Ил. 2, библиогр. 29 назв.

УДК 551.241.7

Нагибина М. С. Эволюция горообразования Монголии в мезозое.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Дается анализ становления палеоморфоструктур Монголии в мезозое. Выделяются этапы развития этого процесса: раннемезозойский этап — ранняя стадия (верхний триас — нижняя юра) и поздняя стадия (нижняя — средняя юра); позднемезозойский этап — ранняя стадия (верхняя юра — нижний мел, неокон) и поздняя стадия (нижний мел, баррем, апт, альб). В позднем мелу — палеогене наступает платформенный этап развития.

На протяжении ранне- и позднемезозойского этапов становления морфоструктур наблюдается четкая асимметрия между восточной и западной частями Монголии. В восточной части весьма существенную роль играли магматические процессы, в частности образование «всплывающих гор», сложенных мезозойскими гранитоидами. Преобладают северо-восточные простирания главнейших линейных морфоструктур, осложненных наложенными купольными-кольцевыми тектоно-магматическими формами. В западной части Монголии преобладают крупные линейные морфоструктуры северо-западного простирания.

В позднем мелу — палеогене происходило общее выравнивание, пенепленизация рельефа, возникли две крупные морфоструктуры широтного простирания — область пологого Северо-Монгольского поднятия (на севере) и область обширной Гобийской плиты (на юге).

Ил. 4, библиогр.: 22 назв.

УДК 551.242.2+551.243.12

Кропоткин П. Н., Титков Г. А. Продолжение рифтогенных структур Северного Ледовитого океана и Бискайского залива на материке Евразия. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Когда полюс вращения («шарнир») двух раздвигающихся континентальных глыб находится на материке не очень далеко от области раздвижения, образуются впадины с океаническим строением коры (сфенохазмы), которые суживаются по направлению к матерiku, и рифтогенные структуры — грабены, авлакогены и сбросы на континенте. Рассматриваются структуры такого типа на шельфе моря Лаптевых, в дельте р. Лены и восточнее, образовавшиеся на продолжении впадины Евразийского бассейна. Анализ магнитных аномалий показывает, что в верховьях р. Омолы находится погребенный докембрийский массив. Он составляет южную часть более обширного жесткого массива моря Лаптевых, вызывающего виргацию складок Верхоянского хребта. Бискайский залив и грабены Парантис и Адур в Юго-Западной Франции демонстрируют аналогичные соотношения рифтогенных структур на материке и в океане.

Ил. 4, библиогр. 40 назв.

УДК 551.24.261

Клитин К. А. Проблема структурных связей Шпицбергена и Скандинавии и их взаимоотношения с Атлантическим океаном. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Показана связь структур архипелага Шпицбергена со Скандинавией. Выделяется в районе запада Баренцева моря прогиб, наложенный на складчатый каледонский пояс. Вдоль края континента Северной Атлантики развиты перикоеанические прогибы олигоцен-четвертичного возраста. В районе Скандинавской акватории намечаются первичные трои, возникшие в начале спрединга. По строению они отличаются от типичных океанических структур. Предполагается, что каледонские структуры располагаются в зонах утоненной коры и консолидированных блоков внутри Атлантического океана.

Ил. 5, библиогр. 25 назв.

УДК 551.24(262.5)

Шлезингер А. Е. Структура осадочного чехла Черноморского бассейна. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

Многочисленные сейсмические исследования позволяют наметить в осадочном чехле два Черного моря три структурных комплекса. Почти повсеместно устанавливается прислонение олигоценых и более молодых слоев к поверхности подстилающих образований. В мезозое, а на западе и в палеозое большая центральная часть Черного моря представляла собой обширную область платформенного развития с накоплением эпиконтинентальных чехлов. В позднем мелу, палеогене и эоцене она испытала воздымание, особенно усилившееся в конце эоцена. Волна восходящих вертикальных движений быстро сменилась кратковременным, огромной величины (до 4—5 км) пред-олигоценным опусканием. С олигоценового времени глубоководный бассейн начал заполняться терригенными осадками. В предплиоценовое и четвертичное (скорее всего в позднечетвертичное) время произошли еще два кратковременных опускания, окончательно сформировавших современный структурный облик Черноморского бассейна.

Ил. 7, библиогр. 43 назв.

УДК 551.24(4)

Николаев В. Г. Донеогеновые комплексы и глубинная структура Паннонского бассейна. — В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.

С учетом новых буровых и геофизических материалов рассмотрено строение донеогенового основания Паннонского бассейна. Выделены структурно-фациальные комплексы, характеризующие различные этапы развития региона. На основании распространения мел-палеогеновых платформенных чехлов сделан вывод о существовании консолидированного к началу неогена блока земной коры мощностью 35—45 км. Рассмотрены глубинная структура и температурный режим Паннонского бассейна. В настоящее время Паннонский бассейн обладает утоненной земной корой (23—30 км) и высоким тепловым потоком. Мощность консолидированной земной коры составляет 20—25 км. Сокращение мощности произошло в течение неоген-антропогенного этапа развития этой территории.

Ил. 4, библиогр. 42 назв.

## **ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Утверждено к печати  
ордена Трудового Красного Знамени  
Геологическим институтом АН СССР

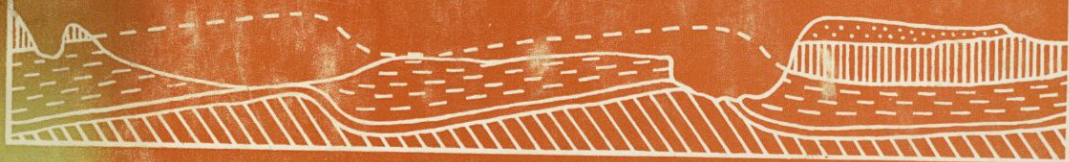
Редактор издательства **И. М. Ерофеева**  
Художник **И. Е. Сайко**  
Художественный редактор **И. Ю. Нестерова**  
Технический редактор **Ю. В. Серебрякова**  
Корректоры **Д. Ф. Арапова, В. А. Березина**

ИБ № 21582

Сдано в набор 09.12.80  
Подписано к печати 29.01.81  
Т-С3121. Формат 70×100<sup>1/16</sup>  
Бумага № 1  
Гарнитура обыкновенная  
Печать высокая  
Усл. печ. л. 24,8 Уч.-изд. л. 25,8  
Тираж 1000 экз. Тип. зак. 3748  
Цена 4 р. 40 к.

Издательство «Наука»  
117864 ГСП-7 Москва, В-485, Профсоюзная ул., 90  
2-я типография издательства «Наука»  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

3389



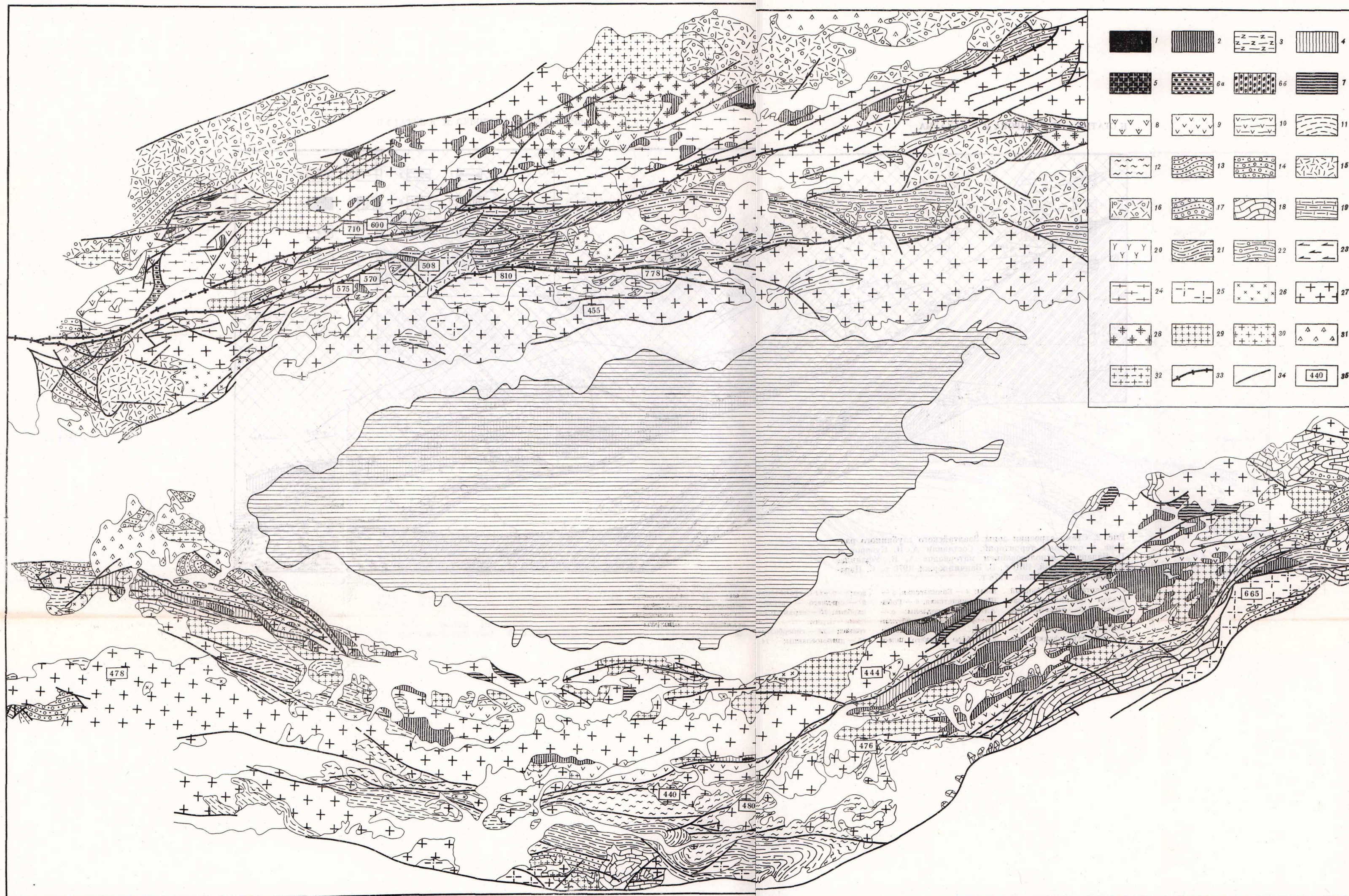


Рис. 2. Схематическая структурно-геологическая карта горного обрамления оз. Иссык-Куль

1-7 — породы меланократового фундамента и продукты их преобразования: 1 — ультрабазиты (пироксениты, серпентиниты), 2 — ультрабазиты и габброиды, 3 — гранатовые амфиболиты и эклогитоподобные породы, 4 — апосерпентинитовые карбонатные породы и сланцы, 5 — серпентиниты гранитизированные, 6 — серпентинитовый меланж (6a — рифейский, 6б — позднепалеозойский), 7 — горблендиты, актинолиты и мраморы. 8-18 — геосинклинальные образования: 8-13 — формации океанической стадии: 8 — диабаз-кремнистая амфиболитизированная (куперлисская свита, ранний рифей?), 9 — диабаз-кремнистая (капкатаская серия, поздний рифей?), 10 — вулканогенно-карбонатно-сланцевая (поздний рифей?), 11 — терригенно-карбонатно-сланцевая (сарьбулакская свита, поздний рифей), 12 — карбонатно-сланцевая (ашуайрская свита и ее аналоги, поздний рифей), 13 — терригенная (венд — ранний палеозой?); 14-18 — формации континентальной стадии: 14 — морская серцветная моласса среднего — позднего ордовика, 15 — наземная порфирит-порфиртуфовая (кастекская, талдысуйская свиты раннего — позднего девона), 16 — наземная порфир-туфовая (карбон), 17 — позднепалеозойская красцветная моласса (атджаляуская, шамсинская свиты), 18 — карбонатная формация поздних эпиконтинентальных прогибов. 19-22 — формации рифтогенного комплекса: 19 — терригенно-сланцевая (кунгейская свита позднего рифея, р. Чон-Кемин), 20 — терригенно-вулканогенная (ичкесуйская свита позднего рифея р. Чон-Кемин), 21 — терригенно-вулканогенная (средний — поздний кембрий, р. Чон-Кемин), 22 — терригенная (ордовик). 23-32 — интрузивные комплексы: 23 — серые биотитовые и двуслюдяные плагногнейсы, розовые альбитовые и микролин-альбитовые гнейсы, 24 — гнейсовидные гранодиориты и лейкократовые граниты позднего рифея, 25 — гранодиориты и граниты венд(?) — раннепалеозойские, 26 — диориты и кварцевые диориты ордовикские, 27 — гранодиориты и граниты верхнеордовикские, 28 — граниты и граносиениты верхнеордовикские, 29 — калиевые граниты силурийские, 30 — граниты среднекаменноугольные, 31 — щелочные граниты, граносиениты и сиениты позднекаменноугольно-пермские, 32 — калиевые граниты пермские. 33 — границы рифтовой зоны. 34 — разрывные нарушения. 35 — цифры абсолютного возраста, млн. лет

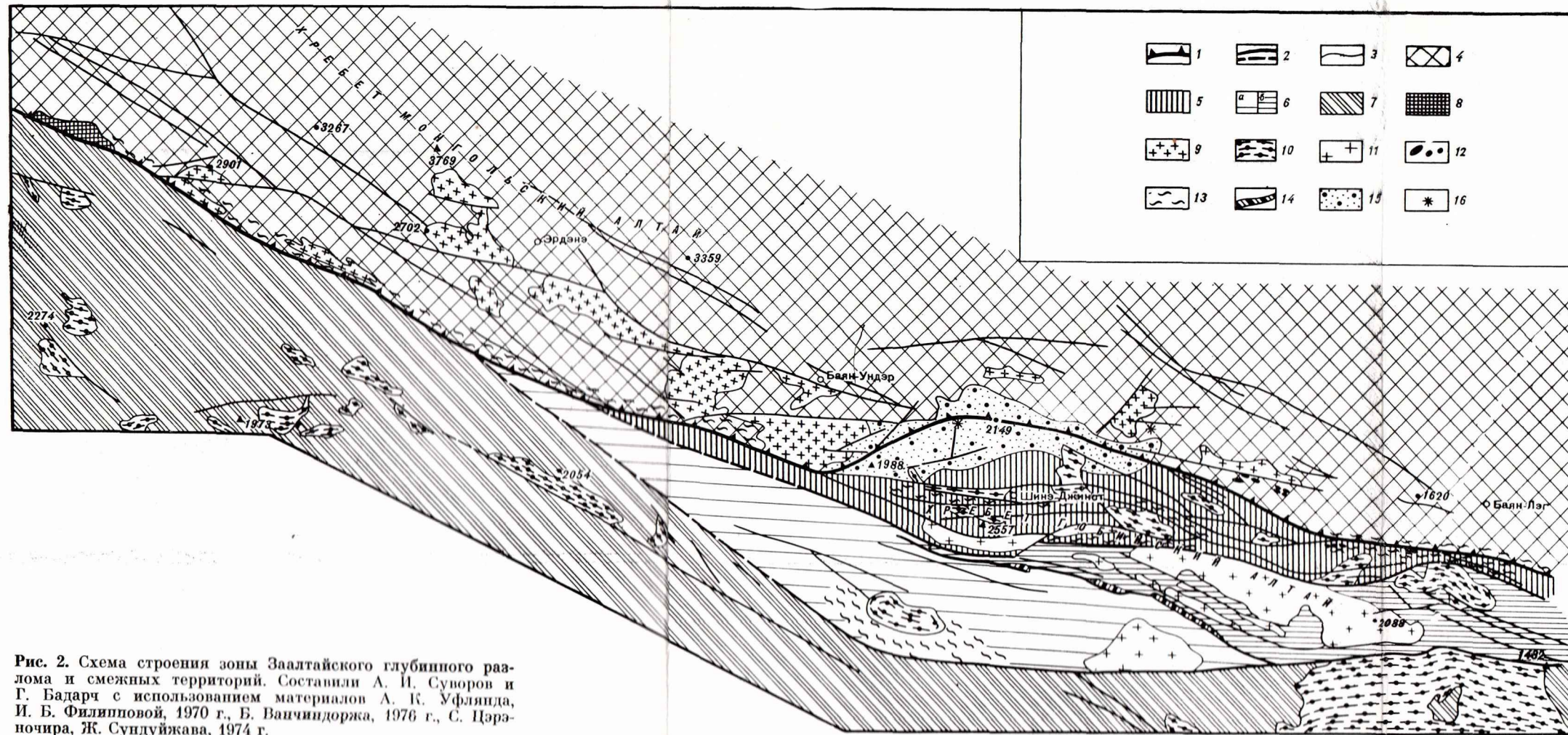


Рис. 2. Схема строения зоны Заалтайского глубинного разлома и смежных территорий. Составили А. И. Суворов и Г. Бадарч с использованием материалов А. К. Уфлянда, И. Б. Филипповой, 1970 г., Б. Ванчиндоржа, 1976 г., С. Цэрэночира, Ж. Сундуйжава, 1974 г.

1 — Заалтайский глубинный разлом (крупнейший надвиг); 2 — региональные граничные разломы; 3 — внутренние разломы; 4 — структурно-фациальные зоны; 4 — Баянлагская, 5 — Шинэджинская, 6 — Гоби-Алтайская (подзоны: а — Цахирская, б — Баянбулакская), 7 — Заалтайская; 8 — габбро среднего палеозоя; 9 — среднего — верхнего карбона, 10 — верхнего карбона — перми, 11 — перм-триаса; 12 — гипербазиты; 13 — динамосланцы; 14 — олистострома среднего девона; 15 — надразломная депрессия позднего мела — палеогена; 16 — неогеновые вулканические аппараты

3380  
 РИПУБЛИКА  
 МУНГУЛ  
 УЛС

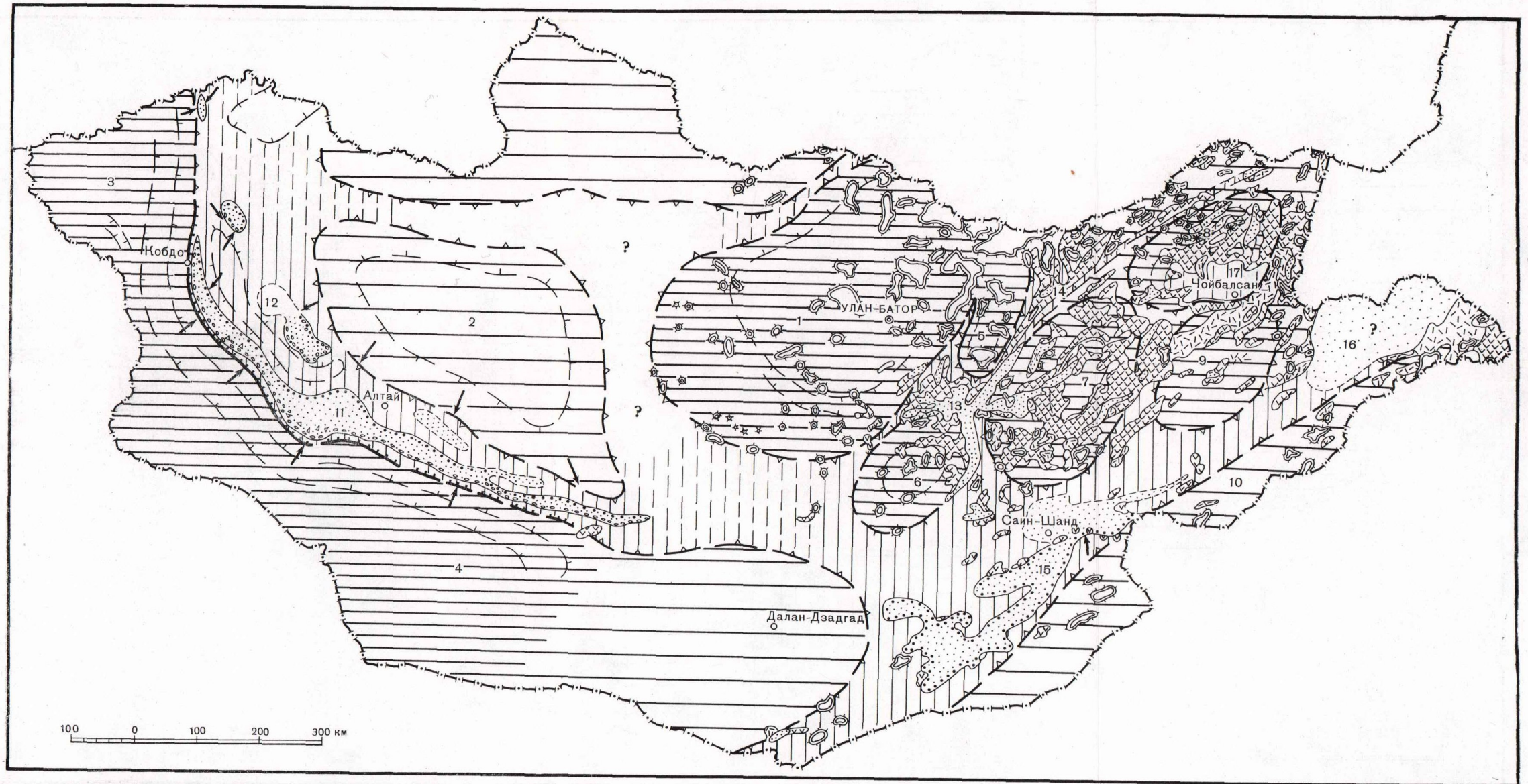


Рис. 3. Палеогеоморфологическая карта Монголии ( $J_2$  и  $J_2-K_1$ )

Условные обозначения см. на рис. 1

Цифры на карте — крупные морфоструктуры: 1—5 — горные поднятия: 1 — Прахангайское, 2 — Монгольского

Алтая, 4 — Заалтайское, 5 — Баян-Уланское; 6—9 — купольно-кольцевые (вулканотектонические) структуры: 6 — Цаган-Дельгартская, 7 — Ундэр-Ханская, 8 — Сергеленская, 9 — Сухэ-

баторская; 10 — Нукут-Дабанское поднятие; 11—17 — области пониженного рельефа (межгорные впадины, в том числе кальдерные, с озерно-аллювиальными бассейнами): 11 — Предал-

тайская, 12 — Долино-Озерная, 13 — Чойренская, 14 — Ононская, 15 — Дзунбаянская, 16 — Тамцагская, 17 — Северо-Чойбалсанская



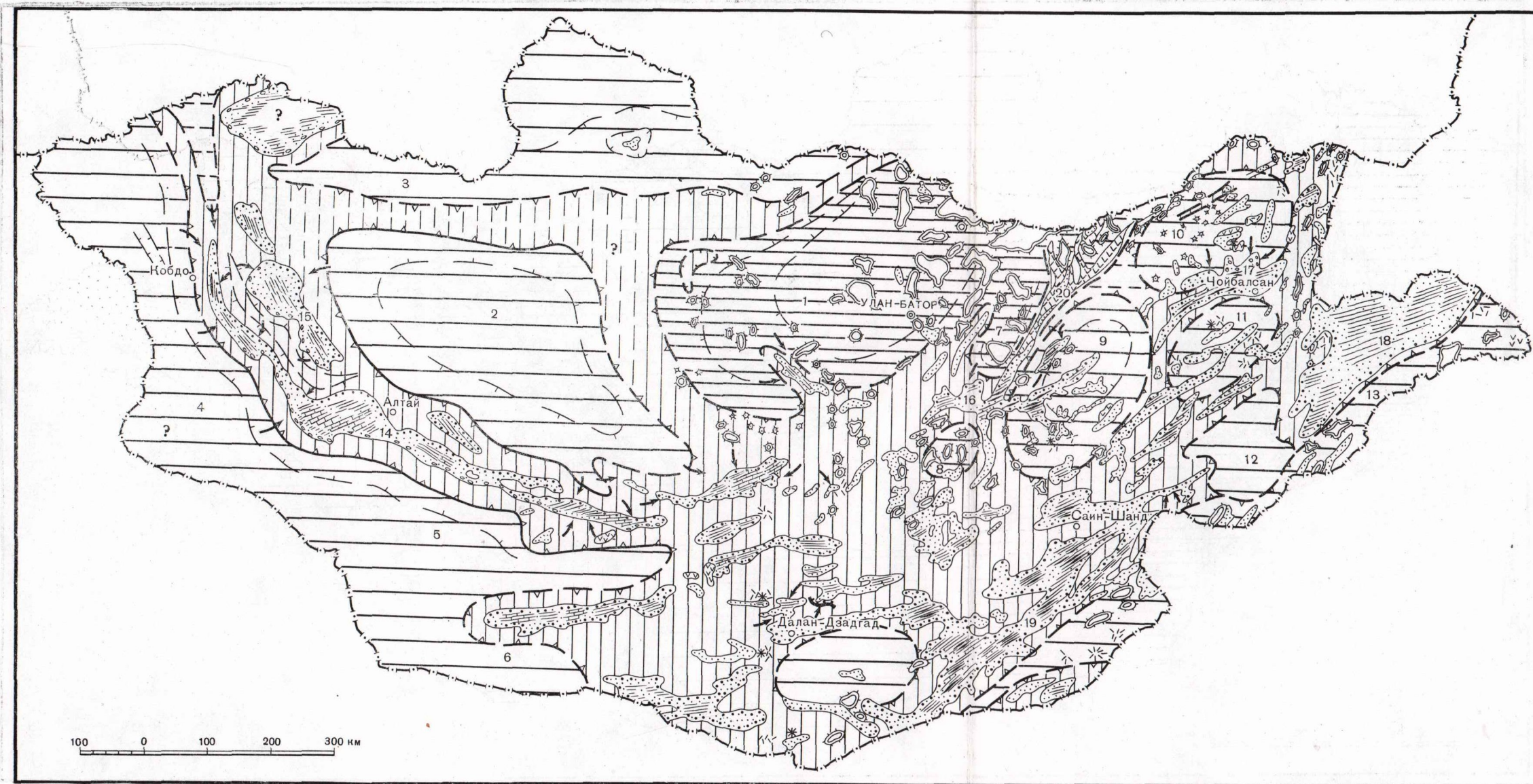


Рис. 4. Палеогеоморфологическая карта Монголии (К<sub>1</sub>)

Условные обозначения см. на рис. 1

Цифры на карте — крупные морфоструктуры: 1—7 — горные поднятия: 1 — Прахэнтэйское, 2 — Прахангайское, 3 — Праханхухэйское,

4 — Монгольского Алтая, 5 — Заалтайское, 6 — Южно-Гобийское, 7 — Баян-Уланское; 8—12 — купольно-кольцевые структуры (и их реликты): 8 — Цаган-Дэльтгэрская, 9 — Ундэр-

Ханская, 10 — Сергеленская, 11 — Сухэбаторская, 12 — Прадаригангская; 13 — Нукут-Дабанское поднятие; 14—20 — области пониженного рельефа (межгорные впадины, в том числе каль-

дерные, с озерно-аллювиальными бассейнами): 14 — Предалтайская, 15 — Долино-Озерская, 16 — Чойрэнская, 17 — Чойбалсанская, 18 — Тамцагская, 19 — Дзунбаянская, 20 — Ононская



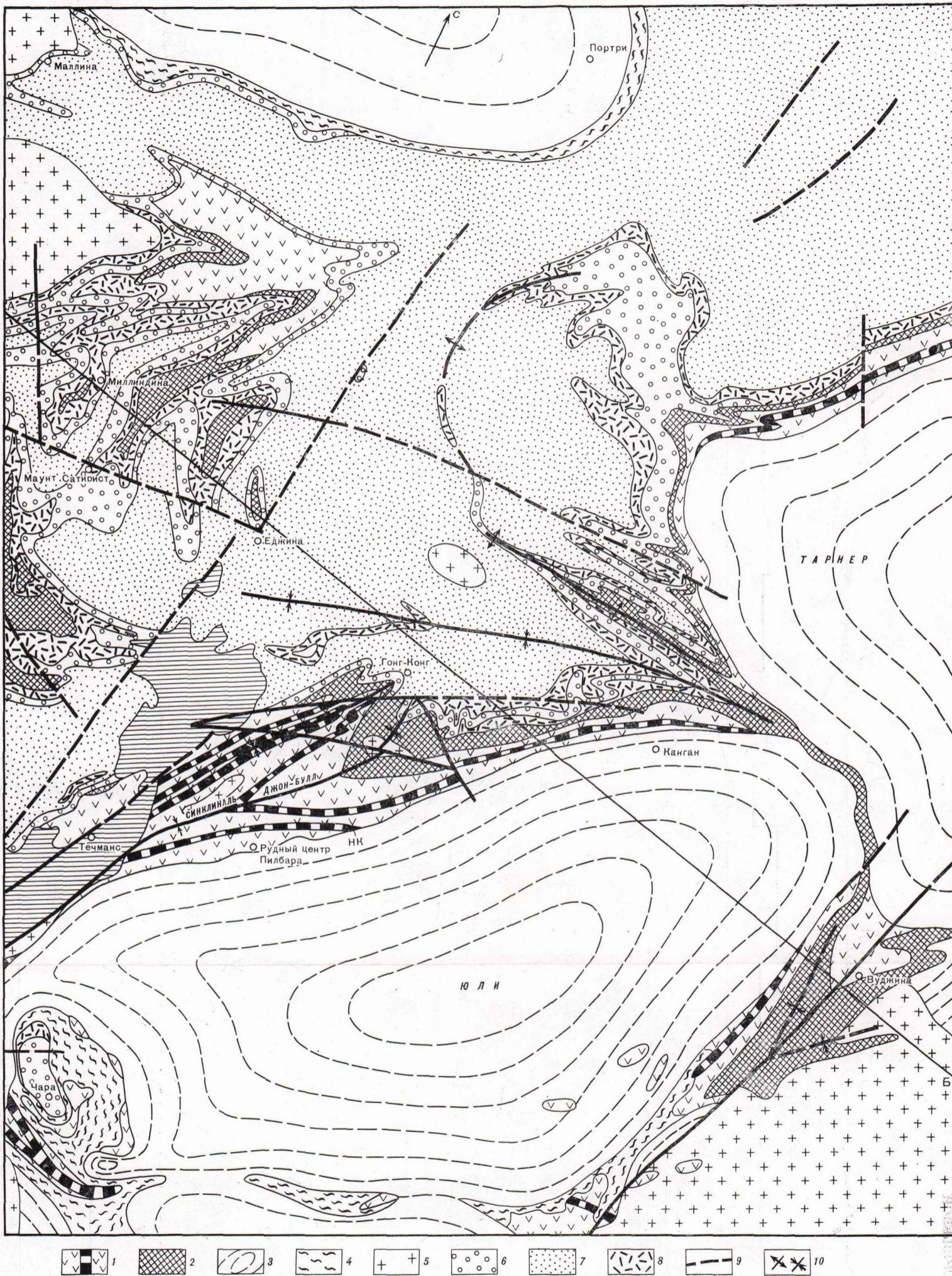


Рис. 2. Фрагмент геологической карты Западной Пилбары [Fitton et al., 1975]

1-4 — нижний архей: 1 — группа Течманс — основные изверженные породы, подушечные и массивные магнетитовые базальты, линзовидные и силлоподобные вулканические и субвулканические ультраосновные породы, слоистые и массивные кремнистые слан-

цы, немного кислых вулканических пород, основных сланцев, кремнистые сланцы Гонг-Конг (НК); 2 — группа Джордж-Крик — преимущественно хемогенные отложения; кремнистые сланцы, железистые кварциты, немного сланцев и амфиболитов, перемежа-

ющихся с пиллоу-базальтами; 3 — граниты и гнейсы плейчатые; 4 — гнейсы и контаминированные граниты с останцами вулканических и осадочных пород. 5-10 — верхний архей: 5 — меланократовые регово-обманковые граниты и тоналиты с ксенолитами ос-

новных пород; 6, 7 — группа Вим-Крик (6 — песчаники Константин: грубые полевощпатовые песчаники и гриты, местами аркозовые, с хорошо окатанными кварцевыми гальками; 7 —

формация Маллина: кластогенные породы, граувакки, сланцы, аргиллиты, местами филлиты); 8 — комплекс Миллиндина: меланжированные (? — А. Н.), слоистые основные и ультраосновные породы; 9 — дизъюнктивные нарушения; 10 — анти- и синформы; А-В — линия профиля (см. рис. 4)

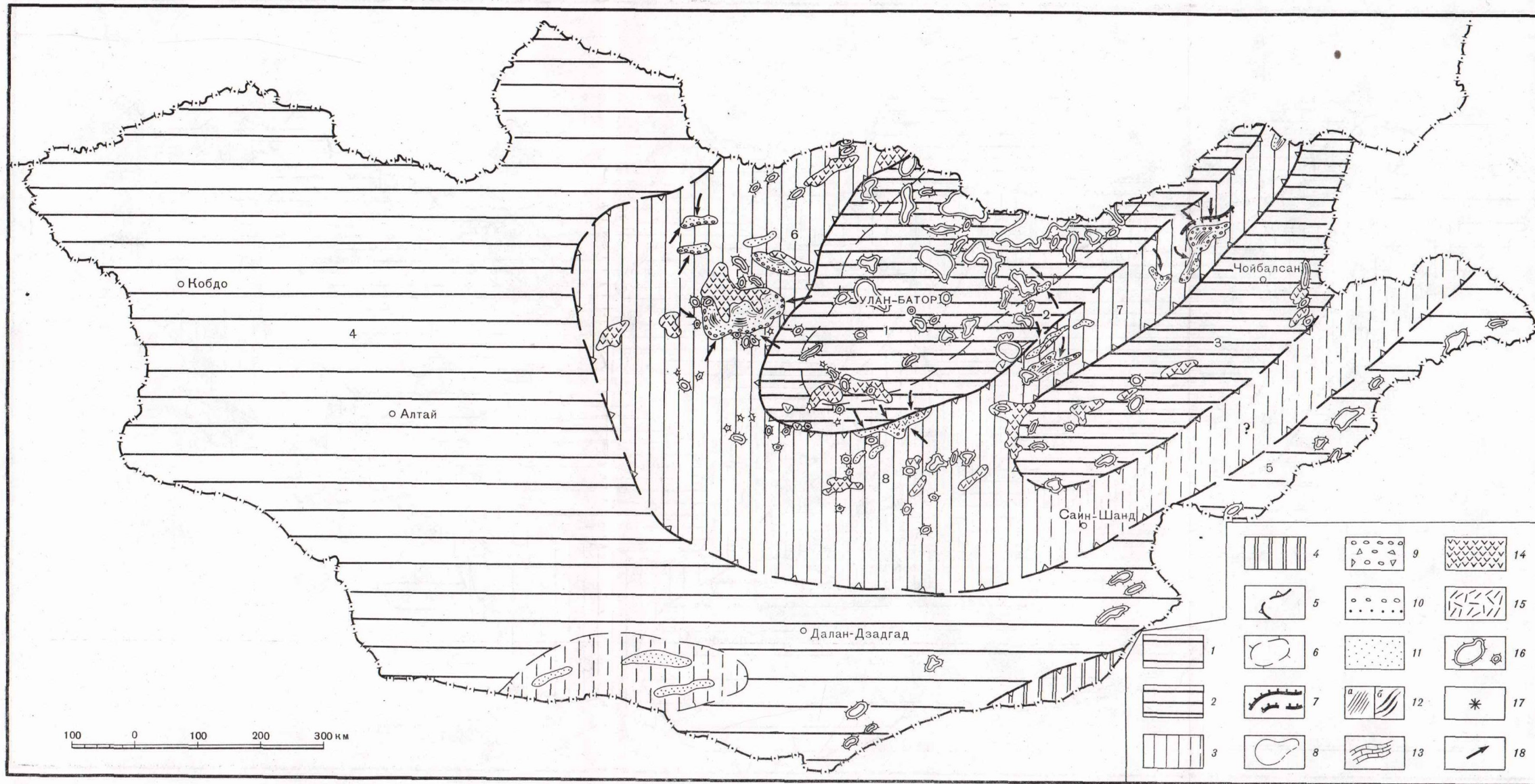


Рис. 1. Палеогеоморфологическая карта Монголии (Т<sub>2</sub> и Т<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>)

Условные обозначения к рис. 1—4  
1—4 — палеогеоморфологические области: 1 — относительно повышенного горного рельефа (поднятия), 2 — резко повышенного горного рельефа, 3 — относительно пониженного (низкогорного) рельефа, 4 — резко

пониженного рельефа; 5 — граница областей с различным характером рельефа; 6 — условные изолинии, отражающие структурную моделировку рельефа (штрихи направлены в сторону понижений); 7 — крутые уступы горных склонов (связанные с тектони-

ческими разломами); 8 — озерные и озерно-аллювиальные межгорные бассейны; 9—13 — характер осадконакопления в межгорных бассейнах: 9 — осадочные брекчии с крупными глыбами и валунами (континентальная олистострома), 10 — валуны, галечники,

гравий, крупнозернистые песчаные отложения, 11 — разнозернистые песчаные отложения, 12 — глинистые и алевролитовые, частью битуминозные отложения брекчии с крупными глыбами и валунами (угли и углистые сланцы) (б), 13 — карбонатные отложения в

озерных бассейнах; 14, 15 — области развития: 14 — покровов базальтов, андезитов и трахибазальтов, 15 — липаритов и трахилипаритов; 16 — активно растущие горы магматического происхождения («всплывающие горы»); 17 — вулканические аппараты централь-

ного типа; 18 — направление сноса обломочного материала  
Цифры на карте — крупные морфоструктуры: 1—5 — горные поднятия: 1 — Прахэнтэйское, 2 — Модотино-Эран-Дабанское, 3 — Пракеруленское, 4 — Западно-Монгольское, 5 — Нукут-

Дабанское; 6—8 — области пониженного рельефа (межгорные впадины с озерно-аллювиальными бассейнами): 6 — Орхон-Селенгинская, 7 — Дашибалбаро-Чойбалсанская, 8 — Предхэнтэйская



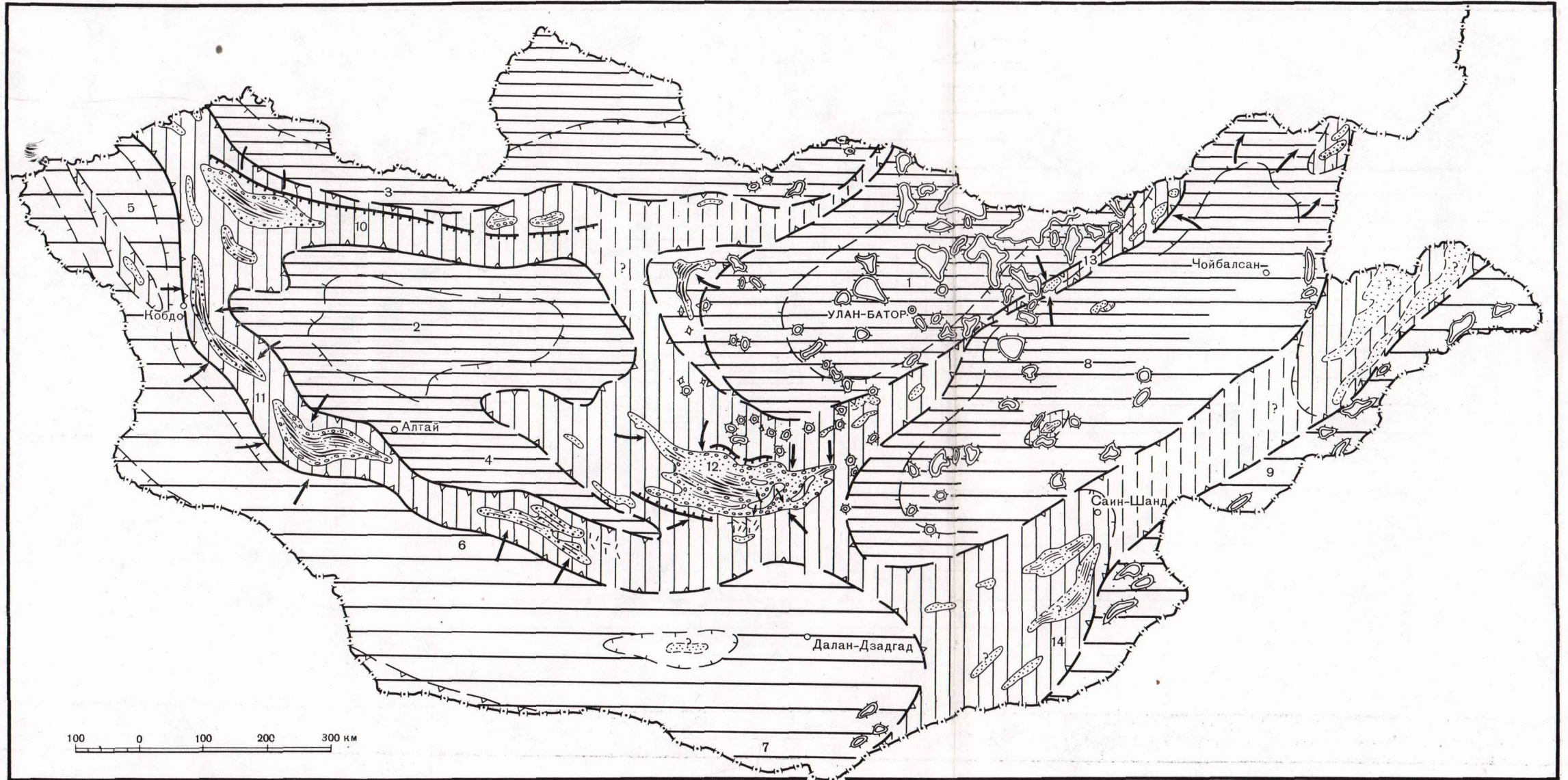


Рис. 2. Палеогеоморфологическая карта Монголии (J<sub>1-2</sub>)

Условные обозначения см. на рис. 1

Цифры на карте — крупные морфоструктуры: 1 — горные поднятия: 1 — Прахэнтэйское, 2 — Прахангайское, 3 — Праханхухэйское, 4 — Барунбаянское, 5 — Монгольского Алтая, 6 — Заалтайское, 7 — Южно-Гобийское, 8 — Пракеруленское, 9 — Нукут-Дабанское; 10—13 — области пониженного рельефа (межгорные впадины с озерно-аллювиальными бассейнами): 10 — Предханхухэйская, 11 — Предалтайская, 12 — Сайханобинский прогиб, 13 — Монголо-Охотская зона межгорных впадин, 14 — Дзунбаянская

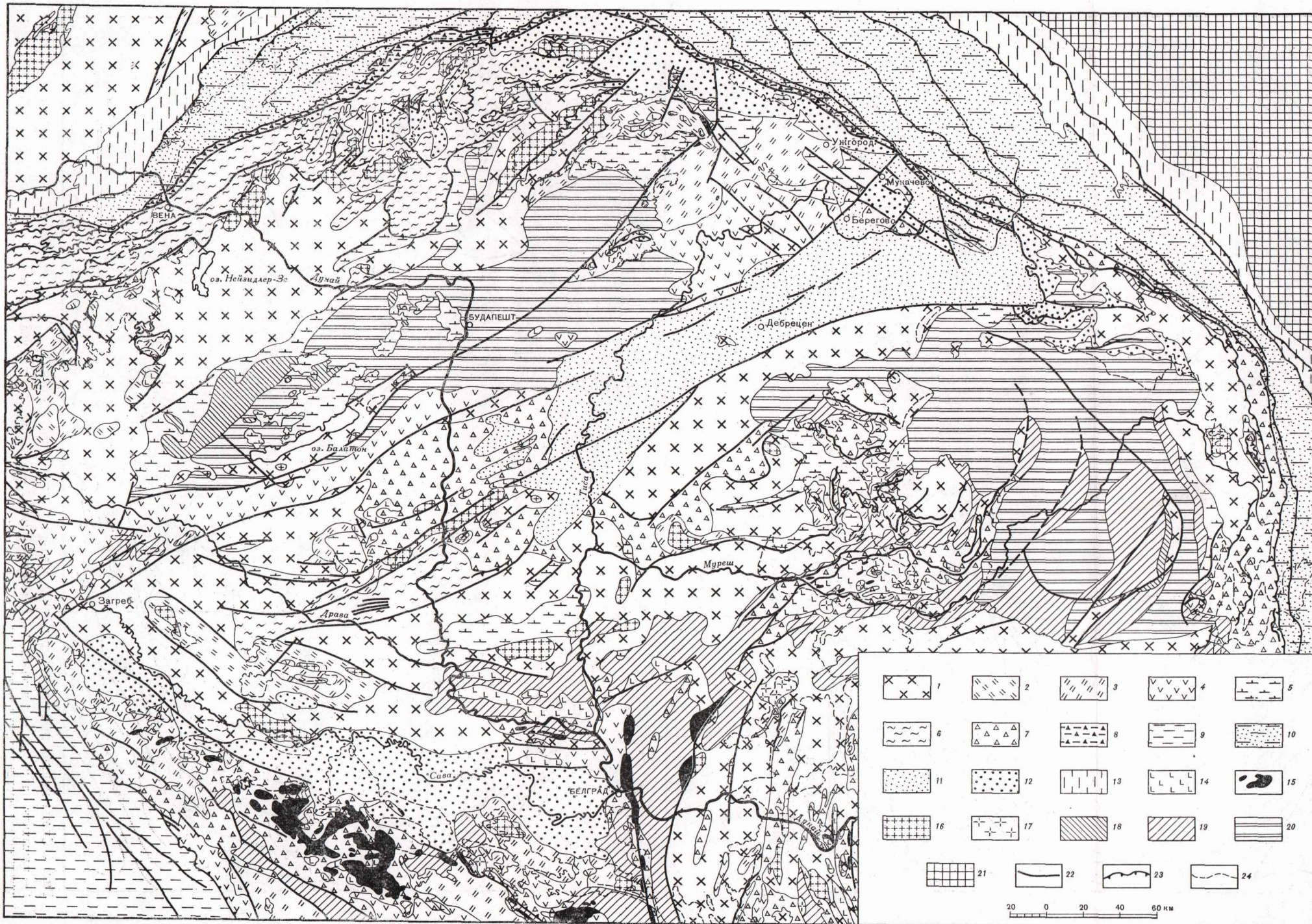


Рис. 1. Карта донеогеновых структурно-формационных комплексов Паннонского бассейна и окружающих районов

1—17 — геосинклинальные и орогенные складчатые комплексы: 1 — докембриско-нижнепалеозойский, 2 — нижне-среднепалеозойский эвгеосинклинальный, 3 — средне-верхнепалеозойский миогеосинклинальный и орогенный, 4 — верхнетриасовый эвгеосинклинальный; 5 — триасовый миогеосинклинальный, 6 — триасово-меловой миогеосинклинальный, 7 — юрско-нижнемеловой эвгеосинклинальный, 8 — юрско-меловой геосинклинальный Клипсовой зоны, 9 — юрско-меловой миогеосинклинальный, 10—12 — флишевые (10 — мел-палеогеновый, 11 — верхнемеловой — палеогеновый, 12 — палеогеновый), 13 — олигоценовый орогенный, 14 — основных пород, 15 — ультраосновных пород, 16 — средне-верхнепалеозойских гранитов, 17 — мел-палеогеновых гранитов; 18—20 — чехольные комплексы: 18 — юрско-меловой, 19 — верхнемеловой, 20 — палеогеновый; 21 — чехол Восточно-Европейской платформы; 22 — основные разрывные нарушения (сдвиги, сбросы, надвиги и т. д.); 23 — линии основных тектонических покровов; 24 — граница распространения неоген-антропогенного чехла Паннонского бассейна

