

Н.Я.Кунин

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ



Н.Я.Кунин

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

5166



МОСКВА «НЕДРА» 1989



УДК 551.14

Рецензент д-р геол.-минер. наук Г. Б. Удинцев

К $\frac{184010000 - 217}{043(01)-89}$ 38-89

© Издательство „Недра”, 1989

ISBN 5-247-00663-1

Предисловие

Исследование литосферы континентов и океанов предполагает освещение их глубинного строения, преимущественно недоступного современным наблюдениям. При этом используется разнородная информация, которая в совокупности позволяет сформировать представления об основных особенностях устройства недр Земли.

Настоящая книга написана по результатам обобщений и интерпретаций геологических и геофизических данных о глубинном строении и имеет несколько особенностей.

Основной акцент в книге сделан на рассмотрение литосферы континентов и океанов. Обширные переходные зоны между ними и внутренние моря обсуждаются в минимальной мере, необходимой для цельности изложения. Отличительной чертой анализа является концентрация внимания на проблемах геостатики. Геодинамические и геосторические проблемы обсуждаются кратко.

Автор стремился в своем изложении посылить избегать дедуктивных схем и по возможности оставаться в области строгих фактов. Несмотря на кажущуюся простоту и легкость, выполнение этой задачи вызывает наибольшие затруднения, так как освещение результатов экспериментов обычно проводится на основе различных упрощенных моделей и под углом зрения часто взаимоисключающих теоретических доктрин.

Рассматривая литосферу как иерархизированную систему неоднородностей, крупнейшими из которых по латерали являются континенты и океаны, автор выделил и первопорядковые неоднородности в ее вертикальном разрезе. Один из главных выводов заключается в сравнительной автономности строения трех различных этажей (подоболочек) литосферы: осадочного чехла, магма-метаморфической земной коры и подкоровой верхней мантии.

Еще одной особенностью авторского исследования служит попытка рассмотреть литосферу континентов и океанов на основе объективно оцениваемых и количественно охарактеризованных параметров.

В работе обращается внимание на изучение латеральных неоднородностей, на переход от одномерных моделей строения к моделям двухмерным и трехмерным, что принципиально изменяет смысл главных направлений научного поиска в исследовании Земли и определяет главную задачу изучения недр — выявление закономерностей в размещении неоднородностей, их иерархии и отображение в разных параметрах.

Задача освещения строения литосферы континентов и океанов является наитруднейшей. Попытка ее решения в монографическом рассмотрении еще никем не предпринималась. В последние деся-

тилетия В. В. Белоусовым [2], Н. А. Беллевским [3], А. П. Милашиным и В. А. Панаевым [30], В. Е. Хаиным [43, 44] и некоторыми другими авторами освещались результаты обобщения геолого-геофизических данных по океанам и континентам. Однако нарастание объема информации происходит столь быстро, что ее анализ и синтез требуют непрерывного поиска новых путей и новых закономерностей. Читателю предстоит оценить, насколько нам удалось решить эти проблемы.

В процессе проведения исследований автор тесно сотрудничал с Э. Р. Шейх-Заде, Г. И. Семеновой, С. В. Усенко, Н. И. Малушиной, Л. И. Иогансон, А. Е. Абетовым, Б. Н. Науменко. Большая помощь при подготовке настоящей монографии оказана сотрудниками ИФЗ АН СССР Н. В. Гончаровой, Г. Р. Черкасовой, Т. П. Пироговой, И. Е. Сегалович и др. В процессе подготовки работы к печати ряд ценных советов был высказан Ю. В. Тулиной, Г. Б. Удинцевым, А. Е. Шлезингером, И. С. Вольвовским, Ю. К. Щукиным, А. В. Чекуновым, Р. Г. Гарецким.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Познание глубинного строения Земли начинается с изучения строения ее поверхности и приповерхностных зон. Объем информации о строении Земли быстро уменьшается с удалением от ее поверхности. В разработке представлений теоретической геологии принято рассматривать Землю состоящей из отдельных слоев, а земной шар — как сферически симметричное или оболочечно организованное тело. В рамках таких предельно простых одномерных моделей функции свойств земных недр зависят только от координаты глубины. В составе земного шара выделяются различные сферические оболочки, или сферы. Широко известны воздушная оболочка или атмосфера, водная оболочка (гидросфера) и каменная оболочка, или литосфера. Верхняя граница литосферы с флюидальными оболочками Земли вполне ясна и на суше совпадает с подошвой атмосферы, а на океанах и морях — с подошвой гидросферы. Гораздо менее определенными являются представления о нижней границе литосферы. Ее положение рассматривают обычно, исходя из изменений механических свойств недр. Наиболее часто подошву литосферы намечают по границе с некоторым ослабленным размягченным слоем (астеносферой), в строении которого заметную роль играют частично расплавленные породы. Многие исследователи оспаривают правомочность выделения этой ослабленной „оболочки”, поэтому положение нижней границы литосферы остается строго не определенным.

Еще совсем недавно, в 60–70-х гг. литосферу отождествляли с земной корой. Однако установлено, что на поверхности мантии не происходит резких изменений механических свойств, поэтому ныне принято считать, что литосфера включает значительную часть подкоровой мантии.

Все геологические представления разрабатывались на суше, на континентах. Их изучение позволило наметить основные законы главных компонент геологической науки: стратиграфии, тектоники, литологии. Длительное время полагали, что океаны — это погружившиеся континенты. Во второй половине XX в. стало очевидным, что океаны не являются просто крупнейшими впадинами в рельефе литосферы, заполненными водой. Особенности геологического строения дна океанов свидетельствуют, что строение литосферы океанов во многом своеобразно.

Одной из особенностей изучения литосферы является его комплексный геолого-геофизическо-геохимический (или кратко, геонимический) характер. Если приповерхностные зоны литосферы хорошо изучены геологическими наблюдениями, то основная инфор-

мация о глубинном устройстве недр получена в ходе геофизических исследований. Новые особенности вещественного состава литосферы выявляются в итоге геохимических исследований, объем которых, однако, еще относительно невелик.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Геологические науки с момента возникновения большое внимание уделяли строению самых верхних зон литосферы. Геологи привыкли видеть и осязать объекты своих исследований, в этом смысле геологические науки основаны на непосредственном чувственном восприятии человека.

Геологические исследования земной поверхности выполняются с целями геологического картирования и поисков месторождений полезных ископаемых. При геологическом картировании изучается и отображается специальной системой знаков размещение на земной поверхности пород различного состава (осадочных, магматических, метаморфических), оцениваются последовательность их накопления и образования, геологический возраст, современные условия залегания, выделяются различные дислокации этих пород (складки, разрывы).

На картах геологи изображают не только устройство дневной поверхности, но и составляют геологические разрезы, характеризующие строение недр на определенных глубинах. Такому отображению способствуют наблюдения геологов в условиях расчлененного рельефа, на склонах гор, бортах оврагов, особенно в каньонах рек. Поэтому построения геологических разрезов на глубину в первые километры имеют довольно строгий характер.

Исследуя районы с хорошей обнаженностью (так называемые „открытые“ районы), геологи изучили огромное количество разнообразных конкретных ситуаций. На основании обобщения этих данных сформулированы все понятия геологических наук — от самых простых до очень сложных. Разработке геологических понятий способствовали в равной мере наблюдения над современным строением и геологическими процессами. Геолог систематически изучает явления выветривания (эрозионную деятельность ветра, временных протоков, рек и др.), процессы осадконакопления в реках, озерах и морях. Вулканические извержения, селевые потоки, камнепады, наводнения и другие катастрофические явления также способствуют разработке геолого-динамических, геолого-исторических, геолого-генетических понятий и моделей.

Геологической наукой за несколько веков накоплена и обобщена беспрецедентная по объему информация о строении приповерхностных зон литосферы. В настоящее время целые регионы и страны обеспечены геологическими картами масштаба 1:100 000 — 1:200 000, а многие горно-рудные узлы и районы закартированы в

масштабе 1:25 000. Фундаментальными документами служат геологические и тектонические карты масштаба 1:2 500 000 – 1:5 000 000, составленные к настоящему времени по всем материкам. Острой и актуальной задачей изучения литосферы является составление геологических и тектонических карт материков и океанов, обладающих значительной глубиной, характеризующей строение всей земной коры и литосферы. Создание таких карт, по-видимому, станет возможным на рубеже XX и XXI вв.

При изучении полузакрытых и закрытых регионов геологические исследования во многом проходят иначе. В этих районах геологические наблюдения имеют не непрерывный, а дискретный характер и проводятся в горных выработках (канавках, шурфах) или в скважинах различной глубины. Здесь наблюдения выполняются в отдельных точках. Геологические построения в пространстве между выработками осуществляются на основе приближенных моделей и интерполяций.

Важная часть геологических исследований носит описательный характер, хотя при геологических исследованиях непременно проводятся различные измерения углов наклона пород, простираний пластов, а сами результаты геологических съемок в виде карт и разрезов составляются как метрически точные чертежи. Однако база терминов геологических наук имеет преимущественно вероятностный, приближенный и ориентирующий вид обычно не содержащий оценок мерой и числом. Используя эти понятия и термины геологические методы исследований весьма специфичны. Геологический подход к явлениям материального мира отчетливо многомерен и носит, безусловно, системный строй. Нужно четко понимать, что его основой служит своеобразная геологическая системная онтология. Определения многих геологических понятий имеют сложный комплексный характер, в них часто сконцентрированы взаимосвязи между статикой и динамикой, между обликом, генезисом и особенностями преобразований горных пород.

Сложность и многомерность геологических материалов и процессов столь значительны, что породили представления философов об особой геологической форме движения материи [13]. Попытки упростить геологическую понятийно-терминологическую базу, формализовать ее, приспособить к современному уровню развития математики оказались малоуспешными или безуспешными.

Геологические понятия емки и многогранны. Произнеся, например, слово "известняк", геолог сразу имеет в виду осадочную породу, состоящую из углекислого кальция (CaCO_3), органогенного или химического происхождения, слоистую, сформировавшуюся скорее всего в морском бассейне. Геолог сразу учитывает, что известняк, как правило, не бывает докембрийский, что при метаморфизации он превращается в мрамор и т. д. Если известняк встречен совместно с песчаником и глиной, геолог мысленно представляет

определенную последовательность процессов, ответственных за это совместное расположение. Геологический подход во многом иероглифичен, он трудно понятен для неспециалистов.

Опыт изучения Земли в течение нескольких веков делает геологические знания основой любого современного научного геологического перехода. Основные законы геологии, ее главные выводы о строении и развитии Земли были сделаны до того, как возникшие в конце XIX и начале XX в. геофизические и геохимические методы начали приносить ощутимую отдачу. Поэтому новые результаты и выводы этих направлений исследований сопоставлялись и продолжают сопоставляться с разработанными геологическими представлениями и мерками.

Изучение литосферы охватывает покрытые толщей воды регионы и такие глубины, где применение наблюдательных геологических методов практически невозможно в настоящее время и в обозримом будущем. Однако в этих ситуациях имеются отдельные пути использования геологических методов. Прежде всего необходимо отметить настойчивое стремление повысить глубину бурения. В настоящее время на земном шаре менее 10 скважин проникли на глубину свыше 10 км и более 100 скважин имеют глубину свыше 7 км. Рекорд глубины проникновения (свыше 12 км) принадлежит Кольской сверхглубокой скважине.

Данные этих редких скважин, словно маяки, не дают сбиться с пути и имеют огромную научную ценность.

Геологические исследования в океанах также опираются на материалы глубоководного бурения. В течение 15 лет до ноября 1983 г. по международной программе „Глубинное бурение в море” было выполнено 96 рейсов научно-исследовательского судна „Гломар Челленджер”, в ходе которых было пробурено 591 скважина, в том числе 270 — в Тихом океане, 268 — в Атлантическом, 53 — в Индийском.

В последние годы программа глубоководного бурения в океанах осуществляется с помощью корабля „Гломар Резолюшен”. Важная информация получена при бурении на шельфах и в других зонах континентальных окраин для поисков месторождений нефти и газа, где осуществлена проходка нескольких тысяч скважин на глубины до 5 км.

Другими методами геологических исследований на океанах являются драгирование дна и использование донных трубок. Такие исследования проводятся во всех рейсах научно-исследовательских судов. С их помощью получена информация о коренных породах дна и залегающих ниже неконсолидированных осадках.

В последние годы уже начинают проводиться геологические исследования дна с помощью подводных обитаемых аппаратов, оснащенных манипуляторами для отбора образцов, устройствами для кино-, теле- и фотосъемки.

Геологические исследования глубоких недр учитывают сведения, полученные вне горных выработок и имеющие важное значение. Они существенно менее однозначны и требуют для истолкования привлечения некоторых моделей или гипотез. Такие данные могут быть разделены на три группы: магматические извержения, ксенолиты, трубки взрыва.

Магматические извержения — довольно редкие природные явления, в ходе которых на поверхность изливается расплавленная лава различного состава. Они свидетельствуют о наличии в недрах обширных зон, в которых создается благоприятная термобарическая обстановка для плавления горных пород. Эти расплавленные породы, содержащие значительные объемы летучих компонент, имеют способность устремляться вверх. Различные инструментальные наблюдения и расчеты показывают, что в пределах континентов магма поднимается из очагов (крупных камер), находящихся в земной коре на глубинах от 5 до 30 км, а в океанах — из расплавленных камер в верхней мантии. В ходе этих извержений на поверхность выбрасывается огромное количество магматических пород, в той или иной мере характеризующих строение тех недр, из которых они выделились в результате селективной выплавки.

Ксенолиты — это обломки, частицы нерасплавленных или частично расплавленных глубинных пород, увлеченных магмой при ее движении вверх и вынесенные на поверхность. По особенностям их состава можно судить о составе исходных пород в недрах.

Трубки взрыва формируются в местах эксплозивного выделения легкоплавких и летучих компонент в мантии. Природа образования трубок взрыва еще не выяснена, однако их мантийное происхождение обычно рассматривается как само собой разумеющееся.

Геологические исследования извержений, ксенолитов и трубок взрыва при всей их важности отличаются небольшой информативностью. Постулирование, что полученная при этих исследованиях информация характеризует значительные районы, а не какие-либо аномальные участки, является не строгим.

Результаты методов геологических исследований литосферы по континентам и океанам остаются недостаточно обобщенными. Наиболее полный их обзор приведен в работе [42]. Последние итоговые обобщения данных по геологическому строению материков проведены В. Е. Хаинным [43, 44], не потеряли своего значения классические работы Г. Штилле. Результаты глубоководного бурения на океанах недавно обобщены Е. М. Рудичем [36], последние сведения по геологическим исследованиям в океанах приведены в работах [32, 33].

Таким образом, геологические методы являются ведущими при изучении приповерхностных зон литосферы континентов. Их роль в исследовании приповерхностных зон литосферы океанов из-за дискретного характера геологической информации и ее малой

плотности существенно скромнее. Значение геологических методов уменьшается пропорционально глубине исследований как на континентах, так и на океанах. Для суждений о строении нижних толщ земной коры и верхней мантии геологические методы малоинформативны и имеют вспомогательный характер.

Завершая рассмотрение геологических методов, подчеркнем, что они основаны на очевидности наблюдаемого и осознания и характеризуют геологический подход к изучению литосферы как наблюдательно-эмпирический. Парадигма геологии основана на истинности видимого. Однако, как указывает Б. М. Кедров [13], опыт других естественных наук свидетельствует, что видимость — есть барьер, заслоняющий сущность наблюдаемых процессов. Преодоление такого барьера, распознавание истинной сущности является задачей научных революций, которые прошли в других естественных науках в XVI—XX вв., но еще не совершились в геологии.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Бурное развитие физики в последние столетия привело к формированию многих дисциплин на стыке физики и других естественных наук. В ряду этих дисциплин заметное место занимает геофизика или физика Земли. При изучении литосферы особое внимание прежде всего уделяют областям геофизики, занимающимся твердой Землей. Наибольшее развитие при изучении литосферы получили следующие геофизические методы: сейсмометрия, электрометрия, гравиметрия, магнитометрия, термометрия, радиометрия. Более 90% объема литосферы недоступны прямым геологическим наблюдениям, поэтому многие современные суждения о строении литосферы формируются на основании данных геофизических методов исследования.

Земля является физическим телом, создающим свои физические поля, именуемые геомагнитным, геоэлектрическим, геотермическим и т. п. В современной физике принято считать, что в макром мире действуют только два вида сил: гравитационные и электромагнитные. Поэтому все иные геофизические методы, кроме гравиметрического, основываются на электромагнитных взаимодействиях.

Постановка задач для решения геофизическими исследованиями длительное время производилась исключительно в рамках геологической терминологической базы. Проведение площадных геофизических съемок нацеливалось на трассирование тех или иных геологических границ, на оконтуривание магматических тел, на выделение антиклинальных поднятий. Большой размах получили геофизические съемки при геологическом картировании, которые различными комплексами методов проводились на всех

площадях геологосъемочных работ в СССР. По обширным территориям составлены карты геофизических аномалий различной детальности, которые являются такими же документами объективной характеристики природной среды, как и карты географические, геологические и т. п.

В районах хорошей обнаженности геофизические данные позволяют повысить глубинность исследований, выделить необнажающиеся объекты. В полузакрытых и закрытых регионах геофизические съемки позволяли наметить основные особенности разделения изучаемой территории на специфические латерально неоднородные зоны. Природа таких зон, которая намечалась по геофизическим данным, затем проверялась бурением. В ходе подобного применения типичными приемами физического эксперимента (проб и ошибок) вырабатывалась разнообразная система геолого-геофизических аналогий, позволяющая с высокой степенью вероятности оценивать природу различных геофизических аномалий.

Важной особенностью геофизических исследований является регистрация их результатов приборами, показания которых однозначно количественно охарактеризованы. Это позволяет свободно вводить геофизические данные в ЭВМ, применяя для организации банков информации и для обработки и интерпретации результатов компьютеры. Геофизические параметры не участвовали в формировании геологических понятий, которые от самых простых (например, турнейский ярус, разлом, глина) до самых сложных (геосинклиналь, формационный ряд) не требуют и поныне описания в системе геофизических величин. Какая бы ни была плотность или акустическая жесткость, определены или нет закономерности их изменений, геологические явления могут быть установлены независимо от этого вполне однозначно. Поэтому геофизические параметры во многих направлениях исследований, где эффективны геологические методы, остаются информацией косвенной и в общем случае необязательной.

Однако при глубинных исследованиях положение изменяется коренным образом. Такие фундаментальные понятия современной геологии, как „низы земной коры”, „поверхность мантии” и т. п., относительно достоверно могут быть описаны только в поле параметров скорости упругих волн. При скорости продольных волн в интервале 7,0–7,5 км/с в некотором участке геологического пространства его относят к земной коре, при скорости 7,8 и выше – верхней мантии, при скорости в диапазоне 7,5–7,7 говорят о коромантийной смеси.

Геофизические методы исследований являются обычно однопараметровыми, каждый из которых количественно изучает пространство одного специфического признака – простого либо составного. Так, при гравиметрических исследованиях изучают распределение в недрах плотности σ , при сейсмометрии отражен-

ными волнами – акустической жесткости (АЖ), при вертикальных электрических зондированиях – электросопротивление ρ , при магнитометрических съемках – некоторый эффективный параметр, отображающий суммарное воздействие интенсивности намагничивания χ и остаточной намагниченности. В этом смысле каждый геофизический метод резко проигрывает в сравнении с изначально комплексными методами геологических наблюдений.

Однако совокупность данных различных геофизических методов формирует свое многопараметровое, многопризнаковое пространство. Сопоставление геологических объектов с этим многопризнаковым пространством получает все большее распространение.

Геофизические методы изучения литосферы могут быть классифицированы по разным системам признаков. Выделяют методы изучения аномалий естественных геофизических полей (гравиметрию, магнитометрию, термометрию, радиометрию, сейсмометрию землетрясений, электрометрию естественных потенциалов и теллурических токов) и использующие искусственные сигналы (сейсмометрия взрывов, многие модификации электрометрии). Можно различать геофизические методы, освещающие протекающие в недрах процессы, геодинамику (геотермия, сейсмометрия землетрясений) и все остальные методы, характеризующие строение недр, геостатику. Остановимся на специфических вопросах, определяющих эффективность различных геофизических методов при исследованиях различных этажей литосферы континентов и океанов.

Гравиметрия

Гравиметрия изучает аномалии гравитационного поля, которые обусловлены плотностными неоднородностями недр. На аномалию в каждой точке наблюдения оказывают суммарное влияние все плотностные неоднородности, причем воздействие каждой аномальной массы прямо пропорционально ее величине и обратно пропорционально ее удаленности. При гравиметрических наблюдениях фиксируется только амплитуда суммарного воздействия, поэтому главной и труднорешаемой проблемой интерпретации гравитационных аномалий является разделение гравитационного влияния аномалиеобразующих тел различной глубинности и различного латерального положения. Плотностные неоднородности размещаются во всех этажах литосферы и связаны как с осадочными, так и с магматическими и метаморфическими породами. При наличии в вертикальном сечении одновременно как положительных, так и отрицательных избыточных плотностей решение обратной задачи гравиметрии в общем случае становится неоднозначным. Эта особенность гравиметрического метода недостаточно учитывается.

Магнитометрия

Магнитометрия исследует аномалии земного магнитного поля, обусловленные неоднородными магнитными свойствами горных пород. Основные магнитовозмущающие массы связаны с присутствием широкораспространенного минерала магнетита, концентрация которого обычно возрастает по мере повышения основности магматогенных пород. Особенностью магнитовозмущающих масс является их биполярность, поэтому не только объем, но и форма магнитовозмущающих тел (отдельные их выступы, изломы, апофизы и т. п.) влияют на характер магнитных аномалий.

При магнитометрических измерениях, как и при гравиметрических фиксируют только амплитуду суммарного сигнала. Однако осадочные породы, как правило, практически немагнитны, а при нагревании всех пород до температуры 550–600°С они полностью утрачивают свои магнитные свойства. Такой уровень температур обычно достигается при погружении пород на глубины 25–30 км. Особенности приуроченности магнитовозмущающих масс к магматогенным породам определенного диапазона глубинности имеют большое значение при исследованиях литосферы.

Геотермические исследования

При геотермических исследованиях определяются температура в недрах и теплопроводность пород, а затем по градиенту температур и величине теплопроводности расчетным путем производится оценка глубинного теплового потока. Теплопроводность практически всех типов магматических и метаморфических пород весьма близка. Исходя из этого, пользуясь усредненными величинами данного параметра, экстраполяционно рассчитываются температуры в пределах всей литосферы. Такие оценки получили широкое распространение, однако их достоверность остается низкой. Истинные определения температур пока возможны лишь на глубинах, доступных бурению.

Радиометрические исследования позволяют замерять радиоактивное излучение, которое создается главным образом радиоактивными изотопами урана, тория, радия и калия. В связи с поглощением излучения горными породами, этот метод обладает незначительной глубиной.

Электрометрические методы

Электрометрические методы исследования отличаются большим разнообразием. Электрическое сопротивление большинства сухих горных пород очень высокое. Низкое сопротивление в верхней части земной коры обусловлено в основном обводненностью и

минерализацией поровых и трещинных вод. Низкие электрические сопротивления пород в глубинных недрах могут быть вызваны, кроме того скоплениями минералов с электронной проводимостью и частичным расплавлением пород.

Принципиальные трудности применения электрометрических методов определяются в целом низкой электрической дифференциацией горных пород и неразработанностью приемов интерпретации в условиях широкого развития латеральной изменчивости реальных сред. Последние не могут быть аппроксимированы горизонтально-слоистыми моделями, для которых разработана теория электрометрии.

В последние годы широкое развитие получили такие электрометрические методы, как зондирование становления поля (ЗСП) и магнито-теллурические зондирования (МТЗ), которые существенно повысили глубинность электрометрических методов за счет использования электромагнитных эффектов.

Сейсмометрические методы

Сейсмометрические методы исследования начали развиваться сравнительно поздно, но в настоящее время доминируют по объемам, эффективно применяются при изучении разных регионов и этажей литосферы. Среди сейсмометрических методов в настоящее время наибольшее значение имеют несколько модификаций.

Исследования естественной сейсмичности позволяют установить размещение в плане и по глубине очагов землетрясений, а также оценить энергию землетрясений и особенности распределения напряжений в очаге. Для изучения естественной сейсмичности созданы специальные государственные и международные сети стационарных сейсмических станций, которые ведут непрерывную регистрацию колебаний земной поверхности с периодами от 0,2 с до десятков минут.

Землетрясения рассматривают обычно как наиболее наглядное отображение современной тектонической активности. Наибольшая глубина размещения очагов землетрясений достигает 700–800 км. Поэтому оболочку Земли с глубинами до 800 км принято именовать тектоносферой. На основе изучения размещения очагов землетрясений установлены важные закономерности районирования земных оболочек. По глубине расположения очаги землетрясений разделяются на мелкие коровые (до 40 км), промежуточные (100–300 км) и глубокофокусные (300–800 км). Все глубокофокусные землетрясения и большинство других размещаются в двух великих сейсмических поясах: Циркум-Тихоокеанском (где выделяется до 90% сейсмической энергии) и Средиземноморско-Трансазиатском (5% энергии). В 60–70-х гг. закартированы пояса мелкофокусных землетрясений, приуроченных к срединно-океаническим хребтам и

ряду рифтовых зон на материках. По поясам сейсмичности широко практикуется картирование границ литосферных плит, микроплит, разломов разного типа и глубинности.

Сейсмология землетрясений является важнейшим методом изучения строения недр с помощью сейсмических (упругих) волн, возникающих при землетрясениях. По данным сети сейсмических станций составляются годографы, т. е. графики зависимости времени прихода волн от расстояния до эпицентра. При изучении продольных объемных P и поперечных S волн в последние десятилетия XIX в. было установлено, что годографы первых вступлений по разным направлениям имеют специфический вид, испытывая несколько изломов, отображая преломления волн P и S на границах раздела в недрах (рис. 1). Одна из этих границ, характеризующаяся скоростью P -волн около 8,0 км/с, S -волн около 4,7 км/с и наиболее протяженной ветвью годографа, была принята за подошву земной коры или поверхность верхней мантии.

Материалы обработки подобных годографов позволили построить графики изменения V_p с глубиной (см. рис. 1), которые используются как основа для составления одномерной скорости модели Земли.

В настоящее время наибольшее распространение получили следующие методы сейсмологии землетрясений.

Метод скоростных аномалий. Исследованиям подвергаются отклонения реальных годографов от стандартных, усредненных общемировых. Эти отклонения рассматриваются как эффект от скоростных неоднородностей по трассе распространения волн. При наличии большого числа годографов, полученных от различных землетрясений, удастся наметить размещение неоднородностей в недрах. Статистическая массовая обработка совокупности годографов от землетрясений с помощью ЭВМ позволила разработать в 80-х гг. метод объемного картирования неоднородностей, получивших название *сейсмической топографии*.

Метод непрерывного сейсмического профилирования (НСП), реализуется с помощью густой сети сейсмических станций, выставляемых вдоль трассы профиля, протягивающегося через несколько сейсмических районов. Используя землетрясения в этих районах, удастся построить систему встречных и нагоняющих годографов, с помощью которой оценивают рельеф сейсмических границ.

Метод дисперсии поверхностных сейсмических волн. Большое распространение получило применение продольных вертикально поляризованных поверхностных волн Рэлея R и поперечно поляризованных поверхностных волн Лява L . Для количественной оценки параметров литосферы используется зависимость между скоростью волн и частотой колебаний (дисперсия волн). Для разных типов коры рассчитаны дисперсионные кривые. Волны с периодами около 60 с характеризуют строение мантии, а с периодами 10 с —

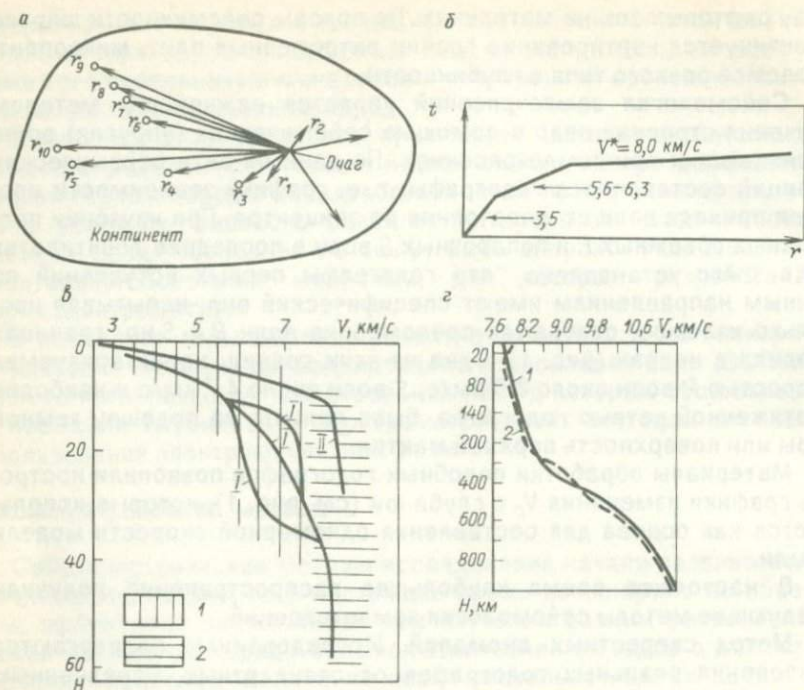


Рис. 1. Общие пояснения к изучению изменения скорости продольных волн в литосфере:

а — схема наблюдений при формировании годографа, как функции удаленности (r^T) сейсмических станций от эпицентра очага землетрясения или пункта взрыва; б — типичный годограф первых вступлений продольных волн для континентов; в — изменения скорости продольных волн с глубиной по данным взрывной сейсмологии (I — для континентов, II — для океанов); г — скоростные разрезы верхней мантии для стандартных моделей Г. Джеффриса (1) и Б. Гутенберга (2); 1 — земная кора; 2 — мантия

осадочного чехла. Метод широко применяется для рекогносцировочных оценок толщины осадочного слоя, земной коры и литосферы в слабо изученных районах.

Методы сейсмологии взрывов или сейсмологии управляемых источников

В этих методах используются сейсмические волны в частотном диапазоне от 1–5 до 200 Гц, а в некоторых высокочастотных модификациях регистрируются волны с частотой до 10^3 Гц. В качестве

5166

источника волн вначале применялись специальные взрывы, а в последнее время все более широкое распространение получили различные ударные устройства и вибраторы. Источники возмущения размещаются практически в любой точке земной поверхности. Такое расширение частотного диапазона и приближение источников возбуждения к изучаемым объектам существенно повышает возможности сейсмометрии. В методах сейсмологии управляемых источников используются обычно многоканальные (от десятков до тысяч каналов) приемные устройства и создаются специальные системы наблюдений.

Наибольшее значение имеют метод отраженных волн и корреляционный метод преломленных волн.

Метод отраженных волн (МОВ) предусматривает регистрацию в непосредственной близости от источника возбуждения в условиях близвертикального направления падающих и отраженных сейсмических лучей. Формирование отраженных волн обусловлено изменчивостью акустической жесткости (АЖ), т. е. произведения скорости волн V в породах на плотность σ этих пород ($АЖ = V \cdot \sigma$). Длительное время повышение глубинности МОВ было затруднено образованием в верхней части разреза, где обычно высокая дифференциация АЖ, многочисленных кратных волн, которые доминировали на сейсмической записи. Поиски средств ослабления и подавления кратных волн увенчались успехом и, начиная с конца 60-х гг., МОВ применяется в модификации метода общей глубинной точки (МОГТ). При МОГТ обеспечивается многократное суммирование полезных сигналов с одновременным ослаблением волн-помех. Это привело к повышению глубинности метода до десятков километров.

При изучении акваторий получили распространение МОВ с использованием различных высокочастотных источников (сейсмоакустика), отличительной особенностью которых является малая глубинность освещения разрезов.

Корреляционный метод преломленных волн (КМПВ) предусматривает регистрацию колебаний на значительном удалении от источника их возбуждения, где преломленные на глубинных границах раздела волны выходят в первые вступления. Лучи преломленных волн обычно направлены вдоль субгоризонтальных границ раздела верхних, относительно низкоскоростных толщ, с более глубокими, относительно высокоскоростными толщами. При КМПВ таким образом фиксируются только скоростные неоднородности с положительным скачком скорости. Этот метод широко используется для изучения рельефа и свойств глубинных границ раздела в коре и мантии.

Глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), методика которого была разработана в 50-х гг. Г. А. Гамбурцевым и другими, основывалось на методике КМПВ. Однако в последнее десятилетие получили широкое развитие ГСЗ с использованием МОГТ. Это

резко повысило возможности ГСЗ по расшифровке глубинного строения недр.

Исследования МОГТ и в меньшей степени КМПВ широко применяются при решении различных разведочных задач, ежегодные объемы МОГТ, выполняемые только советскими организациями на суше и в акваториях, превышают 200 тыс. км. Проверка результатов этих исследований внешним контролем (бурением) способствует быстрой селекции наиболее достоверных и эффективных методических приемов и способов интерпретации.

Методы сейсмологии управляемых источников являются самыми важными и информативными при изучении глубинного строения литосферы.

Эффективность геофизических методов изучения особенностей глубинного строения зависит от совокупности и взаимодействия различных факторов. Следует знать три группы факторов: **объективные, технические и субъективные.**

Из объективных факторов, которые характеризуют природную обстановку и практически не могут быть изменены при проведении исследований, наибольшее значение имеют: дифференциация физических свойств, особенности термобарического режима, экранирование, различные поверхностные и глубинные помехи, удаленность исследуемой неоднородности от наблюдателя.

Дифференциация физических свойств определяет объективные предельные возможности геофизических методов исследований литосферы. Оценки степени дифференциации физических свойств изменяются по мере совершенствования приемов их исследования.

Наглядный пример изменения представлений о значимости масштабов дифференциации физических свойств связан с использованием сейсмометрии МОГТ. Еще в 60–70-х гг. на основании модельных оценок и результатов вертикального сейсмического профилирования (ВСП) в скважинах допускалось, что в реальных разрезах имеются единичные значимые отражающие границы, характеризующиеся коэффициентами отражения 0,05–0,10 (средние по интенсивности) и более сильные. Остальные границы рассматривались как неинформативные. При разработке методики наблюдений и обработки МОВ предусматривались приемы выделения и трассирования только сильных и средних отражающих границ. Однако во второй половине 70-х гг. внедрение цифровой регистрации и обработки МОГТ показало, что наряду с редкими сильными и средними отражающими границами в реальных разрезах имеются многочисленные слабые отражающие границы. Как установлено по данным акустического и плотностного каротажа скважин, эти границы обусловлены малыми изменениями V и σ , не превышающими единиц процентов от их средних величин. Выяснение природы этих слабых отражений привело к формированию сейсмостратигра-

фии — нового интересного направления геолого-геофизических исследований [21, 26].

Дифференциация физических свойств горных пород изучается в ходе лабораторных работ, однако наибольший размах получили геофизические исследования скважин (ГИС). При ГИС широко применяются различные методы электрического, радиоактивного, акустического, магнитного каротажа.

В общем случае можно считать, что дифференциация вещественного состава недр по физическим свойствам соизмерима или превосходит дифференциацию по визуально фиксируемым геологическим признакам. Это создает благоприятные объективные предпосылки для широкого использования геофизических признаков при разностороннем изучении литосферы.

Термобарический режим недр характеризуется увеличением температуры и давления с глубиной. На фоне этой общей тенденции наблюдаются значительные латеральные неоднородности, поэтому осредненные графики $t=f(H)$ и $p=f(H)$ могут рассматриваться лишь как некоторое нулевое приближение. Латеральные колебания температуры вызваны изменением теплового потока, резкой изменчивостью теплопроводности толщ осадочного чехла. В качестве теплопроводов выступают соляные купола, под которыми температура в недрах относительно понижена. Роль тепловых экранов часто играют неуплотненные толщи молодых осадочных отложений.

Отклонения давлений в недрах от одномерной зависимости $p=f(H)$ обусловлены прежде всего аномально высокими пластовыми (и поровыми) давлениями флюидов, которые частично снимают нагрузку на скелет пород, снижая давления. Значительные напряжения в недрах, превышающие геостатические, взаимосвязаны с тектоническими процессами.

Вариации термобарического режима заметно влияют на физические свойства пород и возможности геофизических методов по изучению строения литосферы. Скорость упругих волн и плотность возрастают с повышением давления и уменьшаются с ростом температуры, поэтому зонам аномального разогрева, а также высоких пластовых скоростей отвечают волноводы. В расплавленных горных породах не проходят S -волны, а P -волны отличаются повышенным затуханием.

Магнитные неоднородности в недрах могут изучаться только выше уровня геоизотерм $550\text{--}600^\circ\text{C}$ (температура Кюри). С одной стороны, глубже этого уровня породы теряют способность намагничиваться. С другой стороны, магматические породы, охлаждаясь, переходят через точку Кюри и приобретают способность намагничиваться. Такие породы характеризуются остаточным намагничиванием той полярности, которая была присуща главному земно-

му полю в период данного остывания. Указанное явление использовано для разработки приемов магнитостратиграфии.

Электрическое сопротивление пород, характеризующихся ионной проводимостью флюидов, заполняющих пустоты (поры и трещины), увеличивается с ростом давления и слабо понижается с ростом температуры. Таким образом, термобарический режим недр оказывает значительное воздействие на изменение физических свойств и на возможности геофизических методов при расшифровке особенностей строения литосферы.

Явления экранирования, различные поверхностные и глубинные помехи существенно сказываются на возможности решения геофизическими методами задач в конкретных районах. Как правило, эти осложнения удается преодолеть обычно после довольно длительных и настойчивых опытно-методических работ.

Например, весьма неблагоприятным экраном для изучения строения более глубоких толщ являются обширные поля развития траппов на Сибирской платформе. Обладая аномально высокими скоростью, плотностью и магнитной восприимчивостью, трапповые комплексы этого района не позволяют проследить отражающие горизонты в подтрапповых толщах. Размещение магнитовозмущающих масс под траппами оцениваются с очень большими трудностями и весьма неоднозначно.

Удаленность неоднородности от точек регистрации r при всех геофизических методах исследования затрудняет выделение этой неоднородности. Однако в различных методах влияние удаленности проявляется неодинаково. При прочих равных условиях в среднем ослабление эффекта от аномалиеобразующей неоднородности в сейсмометрии пропорционально \sqrt{r} , в гравиметрии — r , в магнитометрии — r^2 . Это, очевидно, создает более благоприятные условия оценки глубинных неоднородностей для гравиметрии и, особенно, сейсмометрии.

Технические факторы, наряду с объективными, оказывают определяющее влияние на возможности геофизических методов при изучении литосферы. В интересующих нас аспектах наибольшее значение имеют следующие технические факторы: 1) инструментальная чувствительность; 2) количество и информативность дискриминаторов; 3) помехоустойчивость; 4) проникающая способность; 5) разрешающая способность; 6) ширина диапазона эквивалентных решений обратной задачи и избирательная способность.

Проблема влияния технических факторов и оценка их значения остается слабо разработанной и в недостаточной мере привлекает внимание специалистов.

Инструментальная чувствительность геофизических методов быстро совершенствуется и в 80-х гг. доведена до чрезвычайно высокого уровня. Этому во многом способствовали общие успехи

научно-технического прогресса и компьютеризации в особенности. При наблюдениях в большинстве геофизических методов применяются высокочувствительные датчики и цифровая регистрация, обеспечивающие фиксацию сигнала с инструментальной чувствительностью до 10^{-4} – 10^{-6} от измеряемых величин, что обычно ниже среднего уровня случайного шума. Достигнутая инструментальная чувствительность при наблюдениях на суше не лимитирует возможности геофизических методов. Дальнейшего совершенствования заслуживает прежде всего инструментальная чувствительность при съемках в движении на море и в воздухе, где проблема чувствительности смыкается с проблемой повышения точности определения координат пунктов наблюдения.

Количество и информативность дискриминаторов (информационных измеряемых величин, используемых для интерпретации) имеют решающее значение для определения информационных возможностей геофизических методов. Впервые понятие о дискриминаторах (различающих факторах или факторах дискриминации) ввел Ю. В. Ризниченко в 1969 г., однако этот вопрос остается недостаточно разработанным. В качестве дискриминаторов выступают фиксируемые приборами сигналы, которые могут иметь различные характеристики, связанные с особенностями строения изучаемых сред.

В геофизике используется прежде всего общая величина сигнала (интенсивность, амплитуда), его частота, направление прихода, время прихода, знак вступления (полярность). Большинство геофизических методов (грави-, магнито-, электрометрия на постоянном токе, радио- и термометрия) фиксируют только интенсивность сигнала. Иные факторы дискриминации не могут привлекаться для характеристики строения недр. Поэтому в единственном дискриминаторе, в интенсивности сигнала этих методов находит отображение вся сумма влияний соответствующих неоднородностей физических свойств.

Рассмотрим двумерную задачу. Пусть наблюдения производятся на профиле, ориентированном ортогонально к системе брусков квадратного поперечного сечения, которая хорошо аппроксимируется шахматной доской. Пусть черные клетки означают, например, положительную избыточную плотность, а белые клетки – равновеликую отрицательную избыточную плотность. При определенном соотношении H и l по данным гравиметрии наблюденная кривая Δg будет характеризоваться четырьмя сопряженными парами максимумов и минимумов, отображающих сумму притяжения всех 64 клеток (брусков).

В сейсмометрии используется вся совокупность вышеперечисленных дискриминаторов. Если по профилю (рис. 2) провести наблюдения МОВ, то будут получены отражения от каждой горизонтальной поверхности всех 64 клеток. На временном разрезе отражения могут отличаться прямолинейными осями синфазности с

равновеликой амплитудой над проекцией центра каждой клетки. Эта амплитуда к вертикальным границам клетки будет плавно уменьшаться, а над вертикальной границей будет фиксироваться дифрагированная волна. Положению границ клеток будет отвечать специфическое время прихода сигнала, а знаку избыточной плотности (цвету клеток) — положительная или отрицательная полярность отражения. В этой ситуации описание положения всех 64 клеток потребовало использования только трех дискриминаторов (времени вступления, амплитуды и полярности). Такие важные дискриминаторы, как частота сигнала и направление его прихода, еще не использованы.

Рассматриваемый пример показывает, насколько повышаются возможности геофизических методов с увеличением количества дискриминаторов. Именно использование большого числа дискриминаторов, в несколько раз превышающего количество дискриминаторов других геофизических методов, является одной из главных причин, обеспечившей сейсмометрии роль ведущего и наиболее информативного метода геофизических исследований.

Помехоустойчивость характеризует возможность выделения полезного сигнала на фоне помех. Отметим, что понятия „полезный сигнал” и „помеха” довольно относительны и специфичны при решении разных задач. В общем виде в качестве помех могут рассматриваться случайные осложнения полезного сигнала, связанные с приборными шумами, с влиянием ветра, волн, земных приливов, эпизодических событий (магнитные бури и т. п.). Современные способы обработки результатов всех геофизических методов предусматривают различные статистические процедуры, существенно повышающие эффективность подавления случайных помех. Приемы обработки на ЭВМ позволяют разделить геофизические данные на различные компоненты или исключить влияние помех определенного типа (например, способ вычитания кратных волн). Вместе с тем необходимо помнить, что выделение „чистой” аномалии от интересующего нас объекта, не осложненной помехами, — есть ситуация идеализированная. В связи с этим результаты интерпретации геофизических материалов всегда имеют в той или иной мере приближенный характер и определяются с некоторой погрешностью. Величина этой погрешности оценивается по результатам неоднократных измерений или по сопоставлению с результатами внешнего контроля более точными методами.

Проникающая способность определяет глубинность геофизических методов исследования и показывает быстроту ослабления полезного сигнала (затуханием) по мере погружения изучаемой неоднородности. В методах естественных геофизических полей можно оценить некоторый эквивалент проникающей способности, отвечающий ослаблению в 2 раза интенсивности сигнала от одной и той же неоднородности конечных размеров. В методах искусствен-

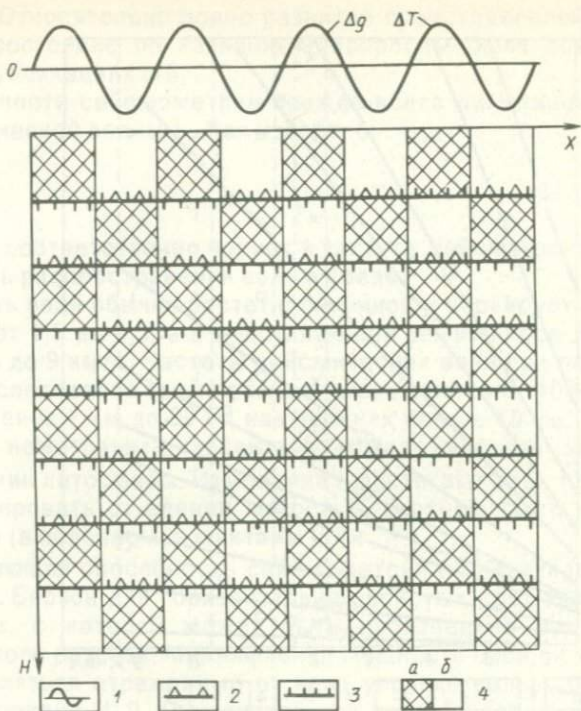


Рис. 2 Схематизированная двумерная модель разреза (шахматная доска), иллюстрирующая сопоставление информативности геофизических методов:

1 – кривые Δg и ΔT , позволяющие оценить приближение к поверхности совокупности аномалиеобразующих масс; 2, 3 – сейсмические границы, фиксируемые при обычных схемах наблюдений на поверхности: 2 – преломляющие, 3 – отражающие; 4 – породы с повышенными (а) и пониженными (б) плотностью, скоростью упругих волн, магнитной восприимчивостью

ного возбуждения полезный сигнал рассеивается и поглощается по мере распространения. Глубина, на которой происходит ослабление его интенсивности в два раза за счет рассеивания и поглощения, может рассматриваться как мерило проникающей способности.

Сейсмические объемные волны, используемые в МОГТ и КМПВ, имеют проникающую способность в $n \cdot 10^2 - n \cdot 10^3$ большую, чем сейсмические поверхностные и электромагнитные волны, используемые в электрометрии. Это позволяет в сейсмометрии объемных волн исследовать при прочих равных условиях гораздо большие глубины и также определяет ведущую роль сейсмометрии объемных волн в совокупности геофизических методов изучения литосферы.

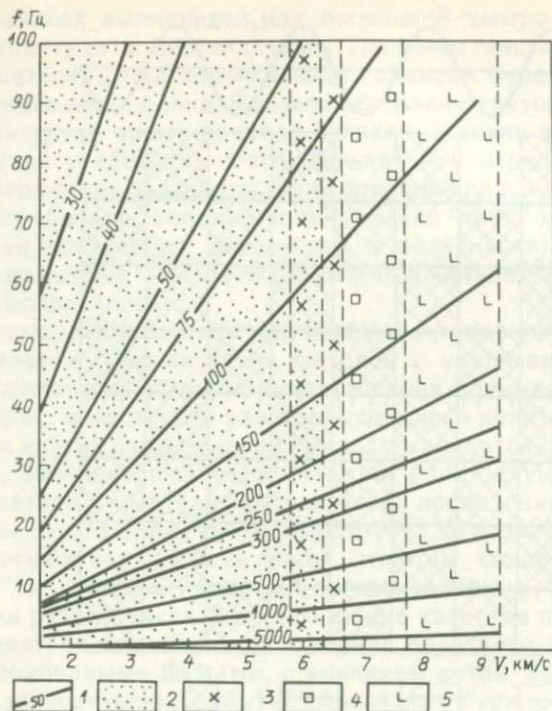


Рис. 3. Номограмма для определения длины сейсмической волны:

1 – изолинии λ в м; 2–5 – области значений λ : 2 – в осадочном чехле, 3 – в верхней части земной коры, 4 – в нижней части земной коры, 5 – в верхней мантии

Разрешающей способностью (РС) геофизических методов является их способность с максимальной детальностью выделять и картировать трехмерные тела произвольной конфигурации в недрах. Разрешающая способность характеризует порог чувствительности геофизического метода, его предельные возможности при высоких соотношениях сигнал/помеха (или, условно, в отсутствии помех) при оптимальных условиях регистрации всех дискриминаторов. Обычно разрешающую способность рассматривают порознь по вертикали и по горизонтали. Теоретические оценки, а также значительный опыт использования и сопоставления результатов различных геофизических методов показывает, что разрешающая способность сейсмометрии на один-два порядка и более превышает разрешающую способность всех остальных геофизических методов. Поэтому ниже рассмотрим лишь вопросы разрешающей способности сейсмометрии по оценке объектов различной мощности и различных площадных размеров при разных глубинах

залегания. Относительно полно развитое представление и их современное состояние по названным вопросам было освещено в недавних публикациях [18, 27].

Возможности сейсмометрии прежде всего лимитируются длиной сейсмической волны λ . Как известно:

$$\lambda = V \cdot T = V/f. \quad (1)$$

где T и f — соответственно период и частота сейсмических волн; V — скорость распространения волн в среде.

Скорость волн обычно растет с глубиной и варьирует в осадочном чехле от 1,6 до 6,5, а в подстилающей земной коре и верхней мантии от 5 до 9 км/с. Частоты сейсмических волн при повышении глубины исследований также обычно уменьшаются от 100–30 Гц на глубинах менее 1 км до 20 Гц на глубинах свыше 10 км. На рис. 3 приведена номограмма, характеризующая диапазон изменения λ при изучении литосферы. Изменения λ достигают трех порядков и могут варьировать от единиц метров (в верхней части чехла) до километров (в основном, в мантии).

Разрешающая способность сейсмометрии по вертикали оценивалась И. С. Берзон для горизонтально-слоистых сред как степень детальности, с которой может быть произведено расчленение геологического разреза. Минимальная мощность слоя, при которой могут выделяться отраженные от него упругие волны, была приближенно оценена И. П. Косминской для условий изучения земной коры МОВ в 3–5 км, ГСЗ-КМПВ — в 10–15 км, непрерывного сейсмического профилирования — в 10–30 км. Эти оценки были сделаны для условий регистрации волн на удалении от источников в 50 км.

В настоящее время регистрация при МОГТ осуществляется для условий вертикального падения лучей. В этих условиях при использовании дискриминаторов времен вступления отраженных волн t_0 и амплитуд A возможно разделение разреза на толстые слои (мощность $l \geq 2\lambda$), слои промежуточной мощности ($l = 0,5 - 2,0\lambda$), тонкие слои ($l = 0,25 - 0,5\lambda$) и ультратонкие слои ($l = 0,03 - 0,25\lambda$). Сейсмо-разведка МОГТ позволяет различно оценивать мощность этих слоев.

Для оценки мощности толстого слоя достаточно использование дискриминатора t_0 . Мощность слоя пропорциональна приращению t_0 между отраженными волнами от его кровли и подошвы. При использовании минимально-фазовой деконволюции аналогичным образом удается оценить мощность слоя в диапазоне $1-2\lambda$.

Для мощности слоя в диапазоне $0,5-1,0\lambda$ возможны приближенные оценки по точкам перегибов интерференционной записи по критериям Вайдса или Рэлея. При мощности слоя меньше λ (в диа-

пазоне $0,03-1,0\lambda$) удается оценить с высокой степенью достоверности величину мощности по специальным калибровочным графикам с использованием динамических дискриминаторов (например, зависимость полной амплитуды сигнала от мощности пласта). Максимальная величина полной амплитуды отражения от выклинивающегося пласта будет иметь место при мощности равной $0,25\lambda$. Эта величина именуется резонансной амплитудой. В интервале $0,25-1,0\lambda$ мощность пласта может быть оценена по величине полу-периода записи, т. е. с использованием частотного дискриминатора.

Таким образом, при использовании отражений с близвертикальным падением лучей в условиях земной коры и верхней мантии возможно выявление и картирование субгоризонтальных пластов мощностью в сотни метров. Такие оценки разрешающей способности ГСЗ-МОГТ позволяют рассчитывать на повышение чувствительности по сравнению с ГСЗ-КМПВ в десятки раз.

Необходимо подчеркнуть, что указанные оценки носят не отвлеченный теоретический характер. В условиях осадочного чехла при использовании цифровой регистрации и обработки с учетом минимально-фазовых деконволюционных преобразований, восстановления истинных амплитуд высокая разрешающая способность сейсмометрии МОГТ практически реализована (рис. 4) для оценки мощности пластов в единицы и десятки метров [26].

Разрешающая способность сейсмометрии по горизонтали в связи с использованием сферически-симметричных моделей Земли и горизонтально-слоистых аппроксимационных моделей реальных сред длительное время находилась вне поля зрения исследователей. Внимание к этой проблеме усилилось в 70-е г. при поисках небольших структур, нефтяных залежей и других латерально ограниченных объектов. Исследование проблемы потребовало перехода от лучевых к волновым подходам и позволило установить, что первый экстремум отражения обусловлен первой зоной Френеля, диаметр которой D_{ϕ} оценивается по выражению:

$$D_{\phi} = \sqrt{2\lambda H}, \quad (2)$$

где λ — длина волны, H — глубина залегания неоднородности. При этом было показано, что все неоднородности размером меньше D_{ϕ} , т. е. заключенные внутри первой зоны Френеля, осредняются. Таким образом, зона Френеля, размеры которой оцениваются по выражению (2), является, во-первых, некоторым сглаживающим фильтром, во-вторых, минимальным латеральным размером отражающего объекта, формирующим полную величину амплитуды отраженной волны.

По дискриминатору t_0 разрывы в отражающем объекте (дыры) размерами меньше D_{ϕ} не будут обнаружены, а по дискриминатору

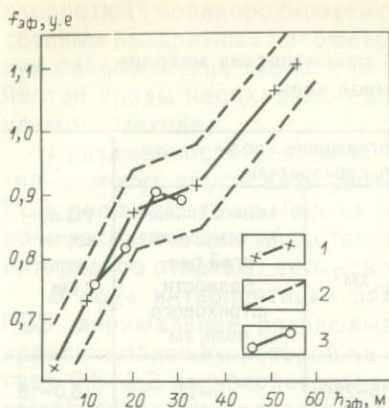


Рис. 4. Оценка мощности пласта Покачевского месторождения Западной Сибири по сейсмическим данным [26]: 1 – модельные расчеты; 2 – границы доверительного интервала; 3 – экспериментальные данные МОГТ и ГИС

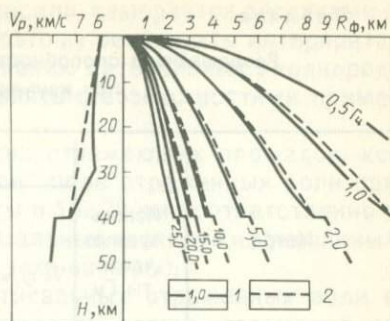


Рис. 5. Соотношение радиуса первой зоны Френеля от глубины для частотного диапазона, применяемого в ГСЗ, и осредненных скоростных моделей 1 и 2

A – будут фиксироваться по резкому ослаблению интенсивности записи. Когда длина однородной отражающей поверхности в сечении профилем L больше D_{Φ} , полная энергия отражения фиксируется на участке $L' - D_{\Phi}$, а участок регистрации t_0 достигнет величины $L + D_{\Phi}$.

Все теоретические и экспериментальные исследования показывают, что горизонтальные неоднородности, размеры которых больше D_{Φ} , могут быть обнаружены по появлению специфических осей синфазности. Если размеры неоднородностей меньше D_{Φ} , то они могут быть выявлены только по динамическим дискриминаторам. Рассчитанные радиусы зоны Френеля в литосфере до глубин 50 км для случая вертикального падения сейсмических лучей [18] показывают, что при размерах 2–5 км неоднородности на уровне низов земной коры и верхов мантии ($H=40-50$ км) могут быть выделены при исследованиях МОГТ с частотным диапазоном 7–25 Гц (рис. 5).

Оценки разрешающей способности отраженных волн по кинематическим особенностям записи при изучении типовой континентальной земной коры, полученные с помощью представлений о зоне Френеля (табл. 1), показывают, что близвертикальные и докритические отраженные волны обладают лучшей разрешающей способностью, чем исследования отраженными волнами на больших расстояниях от источника (при КМПВ).

Одним из важнейших выводов, полученных в процессе рас-

Таблица 1

**Разрешающая способность (РС) сейсмических методов
при изучении земной коры**

Метод	Используемые частоты, Гц	РС отраженных волн по горизонтали			РС по вертикали l , км
		D'_{ϕ} , км	S_{ϕ} , км ²	минимальная протяженность осей синфазности штрихового поля, км	
ГСЗ-КМПВ	6–12	5–30*	15–290	5–12	3,0–15
ГСЗ-КМПВ	1–4	20–50	270–950	20–30	8–25
ГСЗ-МОВ	8–12	3–12	7–65	3–10	1,5–6
ГСЗ-ОГТ	8–12	2,5–8	5–50	2,5–8	0,75–1,2
МОВ-ЦЛ	16–20	2,5–8	5–50	2,5–8	0,5–0,75

* Минимальные значения отвечают верхней части земной коры (10–20 км), а максимальные – нижней (40–50 км).

смотрения разрешающей способности отраженных волн, представляется следующий. Длинному годографу, не имеющему разрывов, не всегда соответствует протяженная отражающая граница. При низких частотах используемых колебаний и больших углах падения лучей годограф может представлять собирательный образ сравнительно небольших неоднородностей, распределенных в некотором объеме среды так, что расстояния между ними меньше величин D'_{ϕ} по горизонтали и l по вертикали. Тогда в ходе применения другого метода, обладающего лучшей разрешающей способностью, длинный годограф „распадается” на отдельные элементы, имеющие сдвиг как по оси времени, так и по оси расстояний, а на разрезе вместо протяженной, сплошной границы появляется облако коротких отражающих площадок. Аналогичная ситуация неоднократно встречалась в практике сейсморазведки и ГСЗ. Наиболее ярким примером является процесс изменения представлений о поверхности M после появления материалов ГСЗ-ОГТ.

При изучении земной коры и верхней мантии низкочастотными (0,5–10 Гц) методами, где основная информация получена с помощью закритических отраженных и преломленных волн, линейные размеры области, формирующей полную энергию сигнала, достигают десятков километров. Следовательно, площадь аналога первой зоны Френеля, в пределах которой происходит осреднение всех

скоростных неоднородностей по латерали, измеряется десятками и сотнями квадратных километров. Поэтому результаты интерпретации сейсмических записей по выделению латеральных неоднородностей среды необходимо сопоставлять с возможностями применяемого метода.

Протяженность реальных плоских отражающих площадок, которые могут обусловить „стриховое” поле отраженных волн при ГСЗ, должна быть не меньше 3–10 км и 10–20 км соответственно в до- и закритической областях (минимальные значения из указанных интервалов отвечают верхней части земной коры).

В ходе интерпретации близвертикальных отраженных волн в ГСЗ минимальная разрешимая мощность толщи, отражения от кровли и подошвы которой не интерферируют между собой, достигает 0,5–2,2 км; околокритические отраженные волны позволяют выделить неоднородности мощностью 2–5 км в верхней части и 4–8 км в нижней части земной коры, 6–22 км в верхней мантии до глубины 120 км. При использовании закритических отраженных волн эти значения увеличиваются соответственно до 4–8, 7–16 и 16–40 км.

Приведенные количественные характеристики являются непосредственным следствием современных представлений о разрешающей способности сейсмометрии для кинематических дискриминаторов. С этих позиций вполне очевидно неправомочность выделения в земной коре тонких слоев. Допустимо трассирование только двух практически повсеместно существующих границ — поверхностей Φ и M , которые выделяются при ГСЗ разными классами упругих волн. Все иные границы в земной коре и верхней мантии намечаются лишь локально и, как правило, только по одному из классов волн.

Анализ разрешающей способности по вертикали и горизонтали показывает, что чувствительность сейсмометрии существенно анизотропна в зависимости от ориентации сейсмического луча. По падению сейсмического луча разрешающая способность лимитируется долями длины волны, а в плоскости, ортогональной лучу, — величиной зоны Френеля, определяя объемную меру РС — диск Френеля. Это позволяет в общем виде объяснить особенности отображения поверхности M разными классами сейсмических волн.

При распространении преломленных и закритических отраженных волн луч направлен вдоль границы M и диск Френеля охватывает значительные объемы верхней мантии на много километров в глубину от ее поверхности. Это приводит к формированию в объеме диска Френеля значимой аномалии упругих свойств и обуславливает повсеместную регистрацию преломленных и закритических отраженных волн от поверхности M относительно большой интенсивности.

При распространении отраженных волн в докритической области и особенно при близвертикальном падении сейсмические лучи ориентированы перпендикулярно поверхности M . Наблюдаемые случаи отсутствия отражений от границы M или более многочисленные примеры их небольшой интенсивности обусловлены близгоризонтальной вытянутостью дисков Френеля. В этих условиях нерезкость изменения упругих свойств в границе M (градиентный характер границ физических свойств или тонкая расслоенность зоны перехода от земной коры к верхней мантии) неблагоприятны для возникновения значимых аномалий упругих свойств в горизонтально вытянутых дисках Френеля.

Таким образом, рассмотрение вопросов разрешающей способности позволяет наметить физическое объяснение основным особенностям волновых полей ГСЗ и обосновать прежде всего необходимость использования при межрегиональных обобщениях информации о рельефе и свойствах опорных границ, о крупных латеральных неоднородностях земной коры и верхней мантии.

Рассмотрим кратко *проблему эквивалентных решений* при интерпретации результатов геофизических методов исследования и возможность выбора наиболее предпочтительного варианта интерпретации, которую назовем *избирательной способностью*, или *избирательностью*.

Как известно, прямая задача геофизики решается однозначно для широкого класса разнообразных моделей. Однако обратная (интерпретационная) задача геофизики не имеет однозначного решения, т. е. одной и той же наблюдаемой аномалии, кривой могут отвечать различные аномалии образующие объекты, отличающиеся как аномальными свойствами, так и размерами.

Проблема диапазона эквивалентных решений была еще в довоенные годы обстоятельно разработана в электрометрии ВЭЗ. Для определения типов разрезов удалось определить только параметр S — суммарную продольную проводимость, равную произведению электросопротивления относительно проводящего слоя ρ на его толщину Δh . Очевидно, что любое изменение ρ и обратно пропорциональное колебание Δh не изменяет общего результата. В такой ситуации величина диапазона эквивалентных решений весьма значительна, а избирательная способность метода — низкая.

Большой диапазон эквивалентных решений характерен и для гравиметрии, где аномальный эффект также зависит от произведения двух независимых параметров: избыточной плотности и размеров аномалиеобразующих объектов. Варьируя этими параметрами, можно получить множество эквивалентных решений, объясняющих с любой заранее заданной точностью наблюдаемую аномалию. Неоднозначность обратной задачи гравиметрии особенно многообразна в связи с суммарным характером прослеженных аномалий в условиях трехмерных аномалиеобразующих тел и наличия в

разреze инверсии плотности. В рассмотренном двумерном случае „шахматной доски” (см. рис. 2) изменение мест черных клеток (с положительной избыточной плотностью) и белых (с отрицательной избыточной плотностью) в нескольких нижних рядах практически не отразится на наблюдаемой кривой. Все это показывает, что в условиях реальных сред со сложными зависимостями $\sigma=f(X, Y, Z)$ избирательная способность гравиметрии очень низка.

В сейсмометрии избирательная способность весьма высокая, а диапазон эквивалентных решений сравнительно низок. Это особенно характерно для МОГТ, где в ходе интерпретации получают в каждой точке (X, h) по профилю и в точке (X, Y, h) при пространственной системе наблюдений индивидуальные значения t_0, V, A и др. Здесь диапазон эквивалентных решений по существу ограничен осредняющими особенностями дисков Френеля.

Большая неоднозначность допускается в ГСЗ-КМПВ при профильных системах наблюдений, когда эквивалентны решения, получаемые для хода сейсмических лучей в вертикальной плоскости и с различными вариантами боковых волн. Принципиальная возможность использования в сейсмометрии таких дискриминаторов как учет направления прихода волн, а также применение систем продольно-непродольных, крестообразных наблюдений, встречных годографов и многократных перекрытий резко повышают однозначность результатов интерпретации в методах, имеющих надежную и широко апробированную физическую обоснованность (МОГТ, КМПВ).

Неоднозначность результатов интерпретации увеличивается при использовании упрощенных систем наблюдений и в методах, не имеющих строгих физических основ и не прошедших апробации в условиях внешнего контроля (МОВЗ, метод рефрагированных волн и т. п.). Однако эти методы не нашли широкого применения.

Таким образом, по большинству технических факторов и, прежде всего, по количеству и информативности дискриминаторов, помехоустойчивости, проникающей способности, разрешающей способности и избирательности сейсмометрия вообще и сейсмометрия МОГТ и КМПВ в особенности намного превосходят все другие геофизические методы. Это, естественно, привело к тому, что сейсмометрия заслуженно заняла положение опорного, основного метода геофизических исследований, резко доминирующего по масштабам применения и по информативности. Поэтому в последующем изложении основное внимание при рассмотрении геофизических данных уделяется разнообразной сейсмометрической информации, как опорной информации о строении литосферы на глубинах и в районах, недоступных геологическим наблюдениям. Несмотря на ограничения, накладываемые проникающими возможностями и разрешающей способностью сейсмических методов, материалы сейсмометрии формируют основную базу наиболее

достоверных фактов, которые используются наукой для разработки представлений о глубинном строении недр. Данные всех других геофизических методов отличаются существенно меньшей однозначностью и точностью и привлекаются лишь в ограниченной мере при разработке различных вероятностных рабочих гипотез. Такая роль сейсмической информации определяется не субъективными пристрастиями специалистов, а обусловлена различными объективными причинами.

Глава II

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ О ЛИТОСФЕРЕ, ЕЕ РАСЧЛЕНЕНИИ ПО ЛАТЕРАЛИ И РАЗДЕЛЕНИИ НА ЭТАЖИ

Литосфера – каменная („литос” – камень) оболочка Земли является традиционным геологическим понятием. Генезис литосферы служил предметом дискуссий еще на заре развития геологии, в пору борьбы плутонистов и нептоunistов. Плутонисты, исходя из гипотезы первичной огненно-жидкой Земли, представляли литосферу остывшей оболочкой (слоем), сформированной относительно легкими „шлаками”, выделявшимися из первичной магмы. Подтверждение таких воззрений видели в широком участии магматических, интрузивных и эффузивных пород в строении приповерхностных зон Земли. Нептунисты, привлекая внимание к повсеместному развитию в геологическом прошлом на земной поверхности морей, свидетельством чего считали находки остатков морской фауны былых геологических эпох, предполагали, что литосфера сложена преимущественно осадочными окаменевшими породами, сформировавшимися на дне морей. Несмотря на чрезмерный крен каждой из этих доктрин к „своим” аспектам формирования литосферы, обе они признавали существование каменного приповерхностного слоя Земли в качестве непреложного геологического факта. Развившиеся в XX в. представления о формировании Земли из газопылевого облака постулировали исходную холодную модель самой ранней стадии развития планеты. Для объяснения массового участия магматических пород в составе литосферы используют представления о сильном первичном разогреве планеты, связанном с энергией распада короткоживущих изотопов. Такой разогрев мог привести к частичному или полному расплавлению верхней относительно легкой оболочки Земли, что в дальнейшем обусловило формирование литосферы по плутонической схеме.

Выделение водной и воздушной оболочек наряду с литосферой привело к последующему изменению системы геологических обстановок формирования литосферы. Денудация суши и осадкона-

копление в океанах приводят к нивелировке неровностей рельефа твердой Земли. Погружаясь на большие глубины в геосинклинальных областях, осадочные породы подвергаются дислокациям и метаморфизму под влиянием высоких температур и давлений. В этом процессе отображается один из главных источников формирования современной литосферы, так сказать, на непунической основе, но на существенно ином уровне представлений. Магматические процессы, продолжающиеся с определенным ритмом в течение всей геологической истории и масштабно проявляющиеся в геосинклиналях, — важный источник вещества литосферы. Только вулканические извержения доставляют ежегодно в приповерхностные зоны Земли по разным оценкам от 2 до 10 км³ горных пород. Наблюдаемые масштабы вулканизма нельзя уверенно ретроспектировать на всю геологическую историю. Однако на современном уровне знаний вполне применимо допущение о формировании вещества литосферы за счет магматического выделения.

Процессы выветривания, денудации, переноса осадков и седиментации происходят под влиянием солярного тепла. Затраченная при этом экзогенная энергия не наращивает объемы литосферы, а лишь регулирует распределение ее вещества по поверхности Земли. Небольшой привнос вещества в литосферу под влиянием экзогенной энергии осуществляется за счет продуктов жизнедеятельности биосферы.

Для развития геологической науки и выяснения закономерностей формирования полезных ископаемых важное значение имеет выяснение строения литосферы, ее расчленение по латерали и разделение на этажи. В расчленении литосферы по латерали, в ее районировании наметилось три различных подхода, которые целесообразно именовать геоморфолого-геологическим, актуалистическо-геодинамическим и блоково-разломным.

При геоморфолого-геологическом подходе в расчленении литосферы исходят из особенностей строения земной поверхности. Крупнейшими единицами такого расчленения являются континенты и океаны. В состав континентов включаются континентальные окраины (шельфы и континентальные склоны). Нередко океаны и окружающие их области объединяются наименованием „сегмент”. Так, довольно широкое распространение получили понятия о Тихоокеанском, Арктическом и Антарктическом сегментах. При анализе истории геологического развития используют представления о суперматериковых сегментальных образованиях — Лавразии и Гондване и разделяющей их области палеоокеана Тетис.

Внутреннее расчленение континентов и океанов проводят по системе тектонических или геоморфологических признаков. В пределах континентов намечают складчатые геосинклинальные области различного времени консолидации, древние (кратоны) и молодые платформы, рифтогенные и орогенные области. В последне

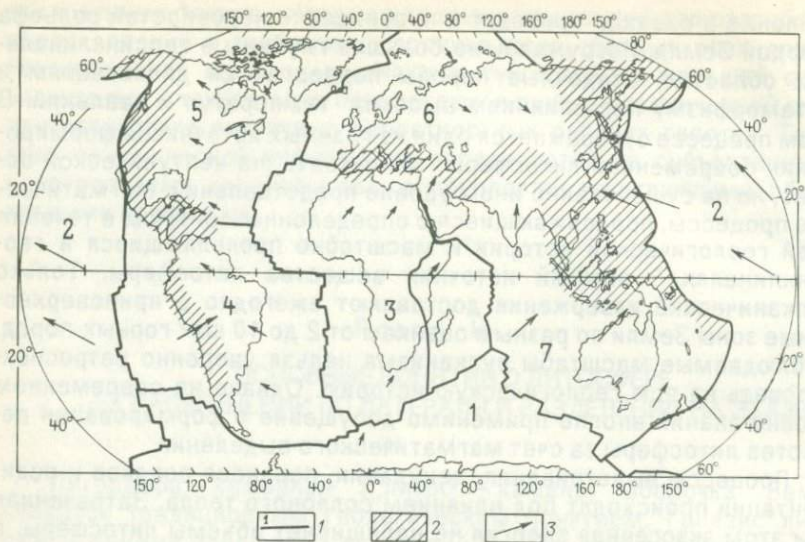


Рис. 6. Районирование литосферы с позиций тектоники плит. По А.С. Ушакову, с изменениями:

1 – границы главных литосферных плит: 1 – Антарктической, 2 – Тихоокеанской, 3 – Африканской, 4 – Южно-Американской, 5 – Северо-Американской, 6 – Евразийской, 7 – Индоокеанской; 2 – Циркум-Тихоокеанский и Альпийско-Гималайский пояса планетарного сжатия литосферы; 3 – вектор перемещения в различных пунктах литосферных плит

десятилетие на континентах, помимо кратонов, при тектоническом районировании выделяют главным образом области различного возраста становления континентальной земной коры. При внутреннем расчленении океанов пока опираются преимущественно на геоморфологические признаки, выделяют абиссальные котловины, линейные и изометричные поднятия.

Актуалистическо-геодинамический подход за основу расчленения литосферы принимает литосферные плиты, ограниченные поясами современной эндогенной активности, которые картируются прежде всего полосами очагов землетрясений. Решающее значение для разработки этих представлений имело обнаружение в 50–60 гг. вновь организованной сетью сейсмических станций слабой мелкофокусной сейсмичности, приуроченных к срединно-океаническим хребтам, в осевой части которых располагались глубокие расщелины – рифтовые долины. Это выявление высокой современной активности рифтоносных срединно-океанических поясов стало важнейшим открытием геологической науки послевоенного времени. Такие пояса нередко именуют специальным термином

„георифтогенали“. Ко многим из этих поясов приурочены повышенные тепловые потоки, а к некоторым — центры современного вулканизма. По оконтуривающим сейсмическим поясам выделены семь главных литосферных плит (рис. 6). По мере более углубленного изучения сейсмичности обнаруживается, кроме главных, большое число (более 30) малых литосферных плит. В состав большинства главных литосферных плит входят как континенты, так и океаны. Актуалистическо-геодинамический подход в вопросах районирования литосферы ориентируется на достоверно и инструментально картируемые проявления современной активности. Вопросы внутреннего расчленения литосферных плит в рамках такой системы признаков еще не разработаны. Для этого, по-видимому, понадобится существенное расширение признакового пространства. При картировании океанических плит на основании указанного подхода производится их разделение на участки разного геологического возраста формирования. Последний оценивается по концептуальной датировке полосовых магнитных аномалий, которая остается гипотетической и дискуссионной. Возраст увеличивается по мере удаления от гребня срединных хребтов (осей спрединга). Каких-либо специальных способов расчленения континентальных районов плит в рамках этого подхода, кроме их разделения на микроплиты и зоны их сопряжения (коллизии), еще не разработано.

Блоково-разломный подход при расчленении литосферы по латерали широко используется при различных региональных исследованиях. Его принципы восходят к разработке понятий о регматической сети разломов Земли и учению о глубинных разломах, однако системы выделения и трассирования разломов и блоков остаются еще недостаточно разработанными. Во многих случаях выделяют крайне густые сети разломов, иерархия которых остается проблематичной. По мнению автора, именно недостаточная унифицированность и определенность выявления разломов затрудняют широкое внедрение этого интересного подхода.

Глобальная система геоблоков для континентов и океанов обстоятельно рассмотрена Л. И. Красным [15], который под геоблоком понимает объемное геологическое тело, имеющее полигенетические латеральные граничные поверхности. К последним Л. И. Красный относит глубинные разломы, рифты, складчатые зоны, линейные геосинклинальные системы и магматические пояса. Критерии выделения геоблоков весьма разнообразны, их конкретное применение остается неоднозначным.

Принцип районирования литосферы континентов на основе характерных эндогенных режимов предложен В.В. Белоусовым [2], в данном подходе намечена связь интенсивности тектоно-магматических процессов геологического прошлого с современным состоянием земной коры и геофизическими полями, а также с современной эндогенной активностью. В качестве крайних членов ряда

рассматриваются наиболее возбужденные режимы – геосинклинальные и наиболее спокойные – кратонные. Градация эндогенных режимов промежуточного типа и критерии их выделения установлены преимущественно по величинам теплового потока, особенностям вертикальных движений и толщине земной коры. Намечаются определенные эволюционные ряды эндогенных режимов, позволяющие обосновать детерминированную концепцию развития различных регионов.

Если вопросы выделения латеральных неоднородностей литосферы, ее районирования обсуждаются довольно энергично, то вопросы расчленения литосферы по вертикали преимущественно остаются в тени. До недавнего времени в рамках одномерных моделей в Земле выделяли лишь земную кору и мантию, разделенные поверхностью Мохоровичича.

Относительно определенное выделение литосферы началось в 60-х гг., когда на графике $V=f(H)$ разные авторы на глубине от 100 до 300 км начали выделять зону пониженной скорости (волновод), которую предположительно увязывали со слоем частичного плавления, размягчения и понижения вязкости Земли. Такая зона стала именоваться астеносферой (см. гл. VI), а перекрывающий ее слой (оболочка) – литосферой.

Разделение литосферы на этажи тесно связано с изучением общих моделей Земли. Разработка таких моделей, приближение их к реальным нередко признается основной задачей современной геофизики. Еще в 60–70-х гг. доминировала некоторая однородно-слоистая сейсмогеологическая модель Земли. Лишь к 80-м гг., на основании усреднения многих сотен годографов была сформулирована геостатическая одномерная „реальная” модель Земли (Джеффриса – Буллена – Дзевонского) с разветвлением в верхней части для областей континентальной и океанической земной коры.

Это небольшое отступление от одномерной модели имеет принципиальное значение. Хотя формальное усреднение всех региональных моделей с вычислением средних значений и дисперсии для каждого уровня глубин не вызывает принципиальных трудностей, однако раздвоение модели в верхней части означало признание статистической некорректности такого усреднения данных, принадлежащего двум разнородным совокупностям. Поэтому признание раздвоения сейсмической модели в верхней части означало выделение верхнего латерально неоднородного этажа литосферы на уровне земной коры.

Развернувшиеся в послевоенные десятилетия ГСЗ существенно расширили информацию о распределении сейсмических параметров в недрах. Общий объем данных ГСЗ только в наиболее исследованной Евразии приближается к 250 тыс. км. Из числа других материков наиболее изучены Северная Америка и Австралия. Ряд значительных исследований выполнен в Южной Америке.

Африке, Антарктиде, общий объем ГСЗ на этих материках составил более 100 тыс. км. К середине 80-х гг. около 2000 глубинных зондирований проведено в океанах. Таким образом к этому времени средняя плотность ГСЗ на поверхности Земли приближается к 1 км на 1 тыс. км². Хотя многие районы в южном полушарии остаются неизученными, обобщение данных ГСЗ по Евразии, океанам, с учетом имеющихся репрезентативных данных по Северной Америке и Австралии позволяет наметить статистическую трехмерную иерархизированную модель реальной литосферы Земли.

Повсеместно при всех исследованиях ГСЗ на континентах и океанах удается выделить в литосфере только две глобальные опорные сейсмические границы — поверхность фундамента Φ и поверхность Мохоровичича M . Эти глобальные сейсмические границы расчленяют литосферу на три генетически и вещественно разнородных этажа, которые, по-видимому, существенно различаются и по внутренней структуре. Указанными тремя этажами, по мнению автора, являются осадочный чехол, подстилающая его магмаметаморфическая земная кора и надстеносферная верхняя мантия.

Осадочный чехол ограничен снизу поверхностью Φ и сложен в основном осадочными и частично вулканическими породами, образовавшимися в экзогенных условиях при относительном обилии кислорода, воды и низких температурах. Скорости V_p в осадочном чехле изменяются от 1,5 до 6,5 км/с (преобладают значения 1,7–4,5 км/с) и нарастают с глубиной с большими вертикальными градиентами. В осадочном чехле обычно выделяется относительно много субпараллельных отражающих и до четырех преломляющих границ. Вместе с гидросферой осадочный чехол нивелирует неровности поверхности Φ , формируя фигуру геоида. Толщина осадочного чехла варьирует от 0 до 30 км, в большинстве районов не превышая 2–10 км.

Магмаметаморфическая земная кора размещается между поверхностями Φ и M , которые трассируются обычно как ярко выраженные поверхности несогласий и границы значительных скачкообразных изменений V или АЖ. В ее состав входят исключительно магматические и метаморфические породы. Внутри магматитаморфической земной коры межрегионально не прослежено ни одного сейсмического репера. Наиболее информативные исследования ГСЗ-МОГТ показывают, что ее специфической особенностью являются различные зоны сгущения и разрежения (вплоть до отсутствия) отражающих площадок небольшой протяженности. Эти отражающие площадки нередко объединяются в ансамбли (сгущения), размещенные зонально или рассекающие магмаметаморфическую земную кору.

Все породы, входящие в состав указанной земной коры, образовались в условиях высоких температур и давлений с участием

дислокационных и гидротермальных процессов. Первично-осадочные породы, также входящие в состав коры, подвергнуты метаморфогенной переработке и превращены в сланцы и продукты более высоких фаций метаморфизма. В составе магмаметаморфической земной коры практически нет высокопористых сред, однако верхняя ее часть нередко флюидообильна, что связано с пустотным пространством, обусловленным трещиноватостью.

Толщина магмаметаморфической земной коры в отдельных зонах варьирует от 1 до 80 км. Диапазон среднеластовых скоростей составляет 5,9–7,0 км/с, а интервальные скорости колеблются от 5,0 до 7,3 км/с. В пределах континентов намечаются три разновидности континентальной земной коры, каждая из которых характеризуется определенным вещественным составом, скоростным уровнем и, по-видимому, своеобразным генезисом. В пределах океанов также намечаются три основные разновидности океанической земной коры.

Верхняя мантия, входящая в состав литосферы и формирующая ее нижний этаж, относительно хорошо изучена лишь в приповерхностной части, где наиболее полно описывается граничной скоростью вдоль поверхности M . Рельеф поверхности верхней мантии закартирован в середине 80-х годов достаточно представительнo для составления мелкомасштабных схем масштаба 1:5 000 000 – 1:15 000 000. Внутри литосферной верхней мантии обычно отсутствуют опорные сейсмические границы и отражающие площадки. В ее состав входят исключительно ультраосновные породы, но они также существенно неоднородны, о чем свидетельствует широкий диапазон изменчивости V_p (7,7–9,1 км/с). Столь значительные колебания, близкие к масштабам изменчивости указанного параметра в земной коре, очень показательны. Поэтому высказываемые порой предположения об однородном преимущественно перидотитовом, пироксенитовом, пиrolитовом, эклогитовом, лерцолитовом или гарцбургитовом составе верхней мантии представляются чрезмерно схематичными. О верхней мантии и ее свойствах достоверно узнают лишь по регистрируемым величинам V_p , характеризующим ультраосновной состав слагающих ее пород. Попытки считать различные ультраосновные породы, обнаруженные в приповерхностных условиях, верхнемантийными являются весьма дискуссионными, так как во всех известных случаях V этих пород при сейсмических экспериментах оказывалось не более 7,2 км/с, т. е. была существенно меньше, чем верхнемантийные значения. Интересно отметить, что значения граничных скоростей по поверхности мантии имеют такой широкий диапазон, который на стандартных одномерных моделях Земли – $V=f(H)$ – отвечает интервалу глубин до 350–400 км и более. Данные взрывной сейсмологии позволяют оценить V в мантии до 50–100 км глубже поверхности M . Характерно, что в этом интервале глубин, относительно изученном

взрывной сейсмологией, скорости V_p также не превышают диапазона, установленного для граничных скоростей.

Изучение строения различных этажей литосферы по экспериментальным данным сейсмометрии с привлечением другой геолого-геофизической информации позволяет наметить в каждом из этажей детерминированные скоростные неоднородности, отображающие главным образом латеральную изменчивость вещественного состава. Латеральные неоднородности каждого из этажей литосферы образуют специфические системы, причем границы отдельных неоднородностей в разных этажах могут как совпадать, так и не совпадать. Поэтому районирование одного этажа не может однозначно проецироваться на другой этаж. Всякие заключения, что тем или иным элементам земной поверхности или земной коры отвечают соответствующие неоднородности мантии, необходимо рассматривать как предварительные рабочие гипотезы. Каждый этаж литосферы необходимо изучить независимо по представительной сети наблюдений. Только такое изучение позволит оценить степень соответствия и взаимосвязи неоднородностей, выделяемых в каждом из этажей, и наметить на этой основе закономерности пространственного размещения различных типов комплексных неоднородностей литосферы.

Глава III

ПОКРОВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Покровные комплексы континентов и океанов — наиболее хорошо изученная часть литосферы. Это объясняется двумя обстоятельствами. Во-первых, они относительно просто построены. Во-вторых, покровные комплексы имеют огромное прикладное значение. В них сконцентрированы практически все ресурсы нефти, газа, угля, многих других полезных ископаемых.

Количество информации о строении покровных комплексов особенно быстро возрастает в последнее десятилетие. Эти новейшие данные лишь частично учтены при научных обобщениях. Довольно значительный объем сведений о строении покровных комплексов континентов и океанов приведен в докладах 27 Геологического конгресса. Ценные обобщения новых данных по океанам выполнены Ю. П. Непрочновым и другими [31, 32, 33, 39], А. П. Милашиным и Ю. А. Панаевым [30], Е. М. Рудичем [36].

Совокупность покровных формаций образует покровную оболочку Земли, которую по преобладанию в ней осадочных пород чаще всего именуют осадочной оболочкой или седиментосферой.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СТРОЕНИЯ ПОКРОВНОЙ ОБОЛОЧКИ НА КОНТИНЕНТАХ И ОКЕАНАХ

Покровные формации образуются, накапливаются и развиваются в пограничной зоне между твердой Землей и ее флюидалными оболочками – водной и газовой. По сравнению с массивными сложнодислоцированными породами фундамента покровные осадочные и вулканогенные формации отличаются генезисом в своеобразных условиях и специфическими особенностями строения и вещественного состава. Среди осадочных отложений доминируют три типа: терригенные, карбонатные и хемогенные. Из вулканитов наиболее развиты базальтовые или трапповые покровы. Эти четыре литотипа покровных формаций являются доминирующими и ниже им уделяется основное внимание.

Образование осадочных отложений тесно, но опосредованно связано с эндогенными режимами, которые формируют рельеф поверхности Земли. обстоятельное изучение скорости и масштабов происходящих на поверхности процессов выветривания и денудации показывает, что существующие в настоящее время горы были бы разрушены и выравнены до основания в течение 1–2 млн лет, т. е. геологически мгновенно. Между тем многие горные массивы существуют десятки миллионов лет и продолжают воздыматься. Это неоспоримое свидетельство многократных и длительных воздействий эндогенно обусловленного орогенеза. Еще более устойчивы режимы прогибаний многих впадин, которые продолжают в отдельных случаях в течение сотен миллионов лет. Эти явления сочетаются с волнообразными колебательными движениями дневной поверхности.

Особенности процессов выветривания и денудации определяются в основном экзогенными факторами: климатом, направлениями ветров и течений и др. Если орогенные процессы являются преимущественно следствием вертикальных компонент эндогенных (тектонических) сил, то латеральное перемещение громадных масс терригенных пород отображает адекватные экзогенные воздействия. Сам перенос терригенных пород осуществляется под воздействием силы тяжести. Динамическое воздействие этих сил отображается особенностями рельефа поверхности Земли и его изменениями.

Карбонатные отложения имеют преимущественно биогенное происхождение. Они формируются в условиях относительно спокойного тектонического режима под влиянием солнечной энергии в морских бассейнах. Наиболее наглядные особенности карбонатообразования проявлены в рифах, которые развиваются исключительно в условиях мелкого моря, в определенных климатических зонах при практически полном отсутствии поступления терригенных пород. Карбонатное осадконакопление в океанах связано с

выпадением на дно останков организмов, обитающих в толще воды. Однако на глубинах более 4,5–5,0 км карбонаты полностью растворяются в океанической воде. Роль эндогенных факторов при формировании карбонатов резко подчиненная.

Среди хемогенных отложений доминируют каменные соли, которые, как и другие хемогенные отложения, первоначально были растворены в морской воде. Их выпадение в осадок происходит в условиях выпаривания в относительно изолированных водоемах, под влиянием солнечного тепла. Однако масштабы подобных явлений и степень их ответственности за соленакопление в геологическом прошлом еще не ясны. В то же время преимущественная приуроченность соленосных толщ к периодам и зонам аридизации климата Земли доказана вполне убедительно.

Модели строения покровных формаций привлекают внимание в последние годы. Длительное время доминировали представления о горизонтально-слоистой ($X \approx Y \rightarrow \infty$, Z – конечно), плоскопараллельной модели, которой аппроксимировалось строение покровных формаций. Отступления от этой модели рассматривались как явления частные и аномальные. Эта модель была сопряжена с представлениями о преобладающей роли компенсированного осадконакопления, на основе которого толщина (мощность) накопившихся покровных отложений рассматривалась как мера тектонических прогибаний.

Результаты сейсмостратиграфических исследований выдвинули в качестве общей иную модель: трехмерных седиментационных и вулканогенных тел, слагающих покровные формации, и разделенных поверхностями несогласий. В общем случае признается, что $Z \neq X \neq Y$, $Z < Y$, $Z < X$, соотношения X и Y седиментационных телах резко различны, причем нижняя и верхняя поверхности тел принимаются неплоскими и непараллельными. При таком подходе горизонтально-слоистые тела рассматриваются как относительно редкие частные случаи трехмерных тел, не свойственные типовой обстановке формирования покровных формаций, а характерные лишь для отдельных разновидностей условий их образования.

В распределении общих высот поверхности твердой Земли (рис. 7) большая часть приходится на отметки рельефа в двух диапазонах: 1) от + 200 до – 200 м, что наиболее характерно для континентов и охватывает площади большинства равнин и шельфов; 2) от – 4000 до – 6000 м, что наиболее свойственно для океанов и охватывает площади большинства абиссальных впадин. На этих полочках гипсографической кривой размещается большинство базисов эрозии.

Плоскопараллельная компенсационная модель осадконакопления присуща главным образом прибрежным частям шельфов, а также приморским равнинам, где темпы осадконакопления и про-

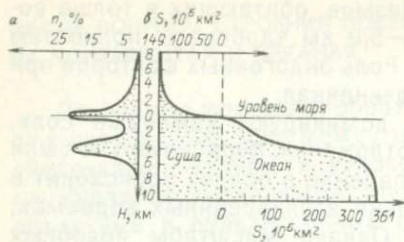


Рис. 7. Гипсографические характеристики рельефа твердой Земли:

а – частота встречаемости различных высот, б – интегральное распределение высот на суше и в океане

гибания примерно равновелики. Если объемы осадконакопления не адекватны темпам прогибания и превышают их, то возможны различные ситуации.

1. Шельфы могут заполняться терригенными толщами, берег моря будет отступать, суша расширяться. Эта регрессия моря обычно наиболее заметна в районах впадения речных артерий, которые формируют выдвигающиеся в море дельты.

2. Если волновые колебания будут успевать перерабатывать весь переносимый с суши материал, то профиль шельфа остается неизменным, сам шельф служит частично зоной транзита, а осадконакопление в этой ситуации происходит мористее кромки шельфа.

Однако преобладающая часть твердого стока перемещается в общем направлении от суши к океану и ее консолидация происходит в условиях некомпенсированного осадконакопления. Всякое осадконакопление в океанах за пределами шельфов имеет некомпенсированный характер и совершенно не зависит от масштабов синхронных тектонических прогибаний. Поскольку океаны занимают большую часть земной поверхности, некомпенсированное осадконакопление на поверхности Земли несомненно является преобладающим.

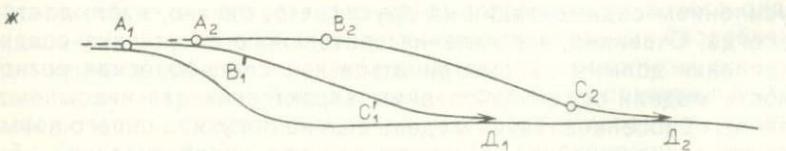
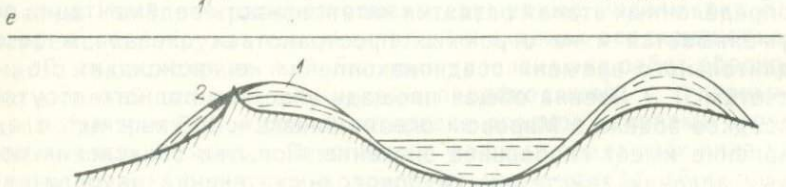
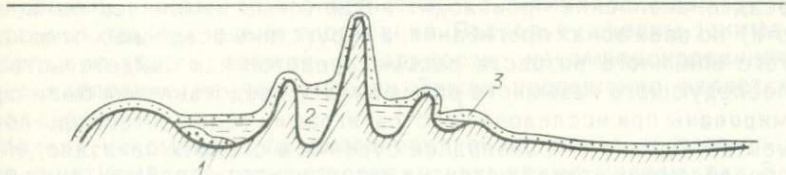
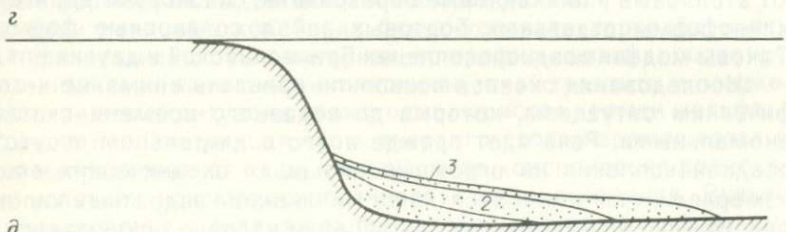
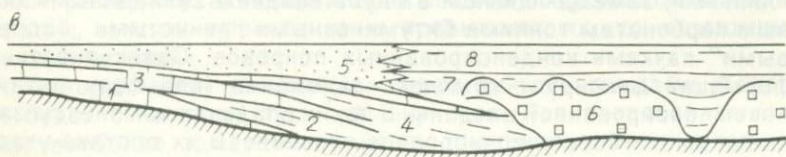
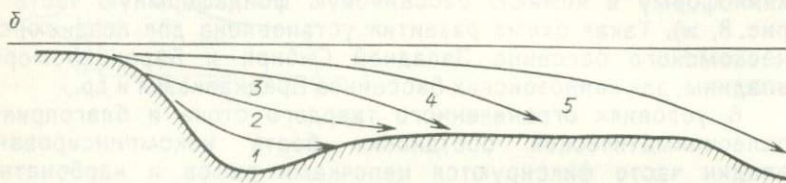
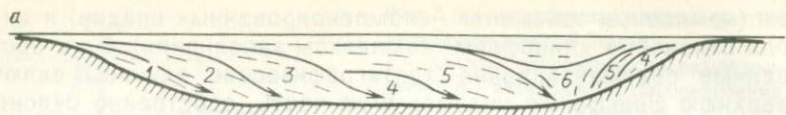
Модели некомпенсированного осадконакопления весьма разнообразны. Наиболее распространены двумерные модели (рис. 8). На современных крутых континентальных склонах осадконакопления часто не происходит. А. П. Лисицын посвятил ряд работ обоснованию моделей *лавинной седиментации*, происходящей главным образом при транзитной транспортировке осадков каналами через континентальный склон, и накоплению мощных осадочных линз на континентальном подножье и прилегающих участках абиссалий (см. рис. 8, з).

Как явствует из результатов сейсмостратиграфического анализа, во внутриконтинентальных и межконтинентальных бассейнах геологического прошлого с глубинами дна от нескольких сот до первых тысяч метров глубокие шельфы и склоны несомненно были ареной активного осадконакопления. Здесь формировались комплексы авандельт, переходящие в тонкие конденсированные покровы

вы (комплексы заложения некомпенсированных впадин) и ансамбли склоновых клиноформ (комплексы заполнения). В их составе единые седиментационно-стратиграфические единицы включают верхнюю шельфовую ундаформную часть, собственно склоновую клиноформу и нижнюю бассейновую фундаформную часть (см. рис. 8, ж). Такая схема развития установлена для позднеюрско-неокомского бассейна Западной Сибири и Баренцевоморской впадины, для кайнозойских бассейнов Предкавказья и др.

В условиях ограниченного твердого стока и благоприятной палеоклиматической обстановки борта некомпенсированных впадин часто фиксируются цепочками рифов и карбонатными клиньями, замещающимися в глубь впадины синхронными бортовыми карбонатам тонкими битуминозными глинистыми „бассейновыми” пачками конденсированных покровов. Совокупность этих формаций фиксирует комплекс заложения (или фазу развития) некомпенсированной впадины. В таких впадинах комплексы заполнения имеют более неоднородное строение. В их составе участвуют атолловые и пиннаклевые образования, склоновые терригенные клиноформы отдельных бортовых зон и соленосные формации. Таковы модели осадконакопления Прикаспийской и других впадин.

Исследования океанов позволили привлечь внимание к специфическим ситуациям, которые до недавнего времени считались аномальными. Речь идет прежде всего о длительном отсутствии осадконакопления на огромных площадях океанических впадин, измеряемых многими десятками миллионов квадратных километров. Обычно при изучении стратиграфии условно принимается, что осадконакопление происходит везде (лишь изменяясь по мощности), во всех зонах прогибания, а отсутствие осадочных отложений того или иного возраста рассматривается как свидетельство их последующего наземного размыва. Эти представления были сформированы при исследовании стратиграфии седиментосферы континентов. Однако глубоководное бурение в океанах показало, что на определенных этапах развития интенсивность седиментации резко уменьшается и на огромных пространствах океанов в течение длительного времени осадконакопления не происходит. По подсчетам Л. Э. Левина общая площадь участков полного отсутствия осадков эоцена в Мировом океане близка к 116 млн км², т. е. это явление имеет глобальное значение. Попытки объяснения подобных явлений действием глубоководных течений неубедительны. В этом случае размыв на одних участках должен сопровождаться усилением седиментации на других, что, однако, наблюдается не всегда. Очевидно, что явления длительного отсутствия осадконакопления должны рассматриваться как специфическая разновидность модели осадконакопления, характерная для некомпенсированных бассейнов. Такая модель еще не получила своего наименования в терминах русского языка, для ее обозначения обычно



используется англицизм „нонседимент“, или говорят о „нулевой“ седиментации.

При изучении суши установлена определенная аналогия этому явлению, которая отвечает этапу резкого ослабления тектонических движений, выравниванию рельефа и исключительно вялой седиментации, получившая название „пенепленизации“.

Еще одна модель конденсированной седиментации, установленная в глубоководных условиях, отличается исключительно низкой скоростью осадконакопления и образованием тонких „пленочных“ покровов. Речь идет о так называемой „аквагенной“ седиментации, выпадении из воды осадков „частица за частицей“, которое происходит независимо от особенностей рельефа дна с равной скоростью на его поднятиях и впадинах. Такие модели седиментации, типа тонких облегающих или конденсированных покровов также свойственны для некомпенсированных впадин.

Таким образом, в настоящее время на смену предельно-упрощенной одномерной модели горизонтально-слоистого осадконакопления пришло семейство более сложных (приближенных к реальному строению сред) моделей осадконакопления. Горизонтально-слоистая модель рассматривается как частный случай, характерный прежде всего для части шельфов. Резкое превышение латеральных размеров над толщиной типично и для покровов выстилания дна некомпенсированных водоемов. Однако преобладающие в реальных разрезах комплексы заложения и комплексы выполнения некомпенсированных впадин, многие дельтовые,

Рис. 8. Характерные двумерные модели некомпенсированного осадконакопления в акваториях мористее кромки шельфа:

а – модель неокомских клиноформных седиментационных тел в Западной Сибири (1–5 – сейсмические фации латерального наращивания клиноформами склона – ланарклины, 6 – каналовое седиментационное тело); б – модель формирования авандельтовых комплексов (1, 2, 3) и последующих клиноформ (4, 5); в – модели седиментации: в – на окраине с последующим заполнением бассейна эвапоритами (1, 3, 5 – карбонатные клиноформы трансгрессивных полуциклов, 2, 4 – терригенные клиноформы регрессивных полуциклов, 6 – эвапоритовые толщи выполнения некомпенсированных водоемов, подвергнутые галокинетическим дислокациям, 7, 8 – надсолевых толщи); г – вблизи континентального подножия (1 – эдафогенные отложения; 2 – толщи заполнения неконсолированными осадками; 3 – облегающие покровы); д, е – в океаническом глубоководье: д – ниже уровня карбонатной компенсации (усл. обозначения см. на рис. 8, з), е – вблизи уровня карбонатной компенсации (1 – карбонатные клиноформы, 2 – вулканогенные отложения); ж – схематизированная модель и особые точки склоновой клиноформы (А – переход морских отложений в прибрежные, В – кромка шельфа, С – нижние перегибы клиноформ, Д – выклинивание клиноформ в зоне конденсированных покровов, $A_1A_2B_2B_1$ – ундаформа, $B_1C_1C_2B_2$ – ортоклиноформа (тело клиноформы), $C_1D_1D_2C_2$ – фондаформа)

Таблица 2

Сопоставление объемов седиментосферы на континентах и океанах по оценкам разных авторов

Объем, млн. км ³	Авторы (год)				
	Ф. Кюн- нен (1950)	А. Полдер- варт (1955)	А. Б. Ро- нов (1980)	Л. Э. Ле- вин (1985)	Н. Я. Ку- нин (1986)
Общий	1000	710	1100	1430	870
Покровных отложений континентов	200	180	760	1090	400
В том числе:					
седиментационных бассейнов	—	—	221*	152	200
геосинклинальных областей	—	—	539	987	200
Покровных отложений океанов	800	530	350	340	470
В том числе:					
ложа	—	160	190	133	133
шельфа и континенталь- ного склона	—	370	160	207	337

* Осадочный покров древних платформ.

аллювиальные тела могут быть корректно аппроксимированы только трехмерными моделями разной сложности.

Геофизические исследования и глубоководное бурение в океанах показали, что примерно на 90–95 % их площади осадочные толщи подстилаются базальтовыми покровами мезо-кайнозойского возраста. Базальтовыми покровами в значительной мере сложен II океанический слой, картируемый по данным преломленных волн и при исследованиях МОГТ. Совершенно иная картина установлена на континентах. Здесь в составе покровов доминируют осадочные толщи, а эффузивные, преимущественно трапповые покровы, имеют ограниченное распространение, охватывая не более 10–15 % площади континентов и тяготея к древним платформам.

Таким образом, океаны и континенты отличаются заметными специфическими особенностями покровных формаций, разными моделями седиментации, принципиальными различиями масштабов и роли вулканизма.

Рассмотрим далее общие сведения об объемах покровной оболочки Земли и ее континентальных и океанических компонент.

А. Б. Роновым и его коллегами проведен анализ количественных соотношений объемов различных комплексов осадочной оболочки, выполненный по картам литологических формаций мира, составленным в масштабе 1:25 000 000. По оценкам А. Б. Ронova, принимаемым за первое приближение, общий объем покровной оболочки составляет 1100 млн км³, причем около 70% седиментосферы сосредоточено на материках, занимающих 29,2% земной поверхности, при средней мощности осадков в 5,5 км.

Результаты подсчетов объемов седиментосферы, предпринятые различными авторами, (табл. 2) показали, что для континентов и океанов характерен довольно широкий разброс оценок (по континентам и океанам порознь) при довольно близкой величине общих объемов покровной оболочки, составляющих 1070±360 млн км³, что отвечает средней ее мощности в 2,1±0,6 км.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ПРОМЕЖУТОЧНОГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА КONTИНЕНТОВ

Континентальный массив литосферы объединяет материки и прилегающие шельфы и континентальные окраины, а также окраинные и внутренние моря, размеры которых оценены по картам масштаба 1:15 000 000 (табл. 3).

По данным А. Б. Ронova намечаются общие закономерности и характерные особенности размещения осадочных толщ на материках (рис. 9).

1. На материках в целом и на каждом из них порознь преобладают терригенные отложения (свыше 60%), на втором месте по распространенности идут карбонатные отложения (в среднем 20%), доля вулканогенных пород составляет около 15%, соленосных и кремнистых пород — около 1% каждаых. Доля морских отложений на материках (терригенных + карбонатных + подводных вулканитов + кремнистых + соленосных) превышает 4/5 объема седиментосферы.

2. По особенностям строения и составу седиментосферы материки существенно неоднородны. Каждый материк имеет специфический состав покровных толщ. Для Евразии характерно максимальное развитие карбонатных отложений (25–30%); в Северной Америке относительно велика роль соленосных (до 4,7%) и подводно-вулканогенных (до 25%) формаций; Южная Америка отличается значительными масштабами развития ледниковых (до 7%) и наземно-вулканогенных (до 8,5%) формаций; в Африке самая высокая доля (более 30%) континентальных обломочных толщ; в Австралии преобладают морские обломочные отложения (до 55%).

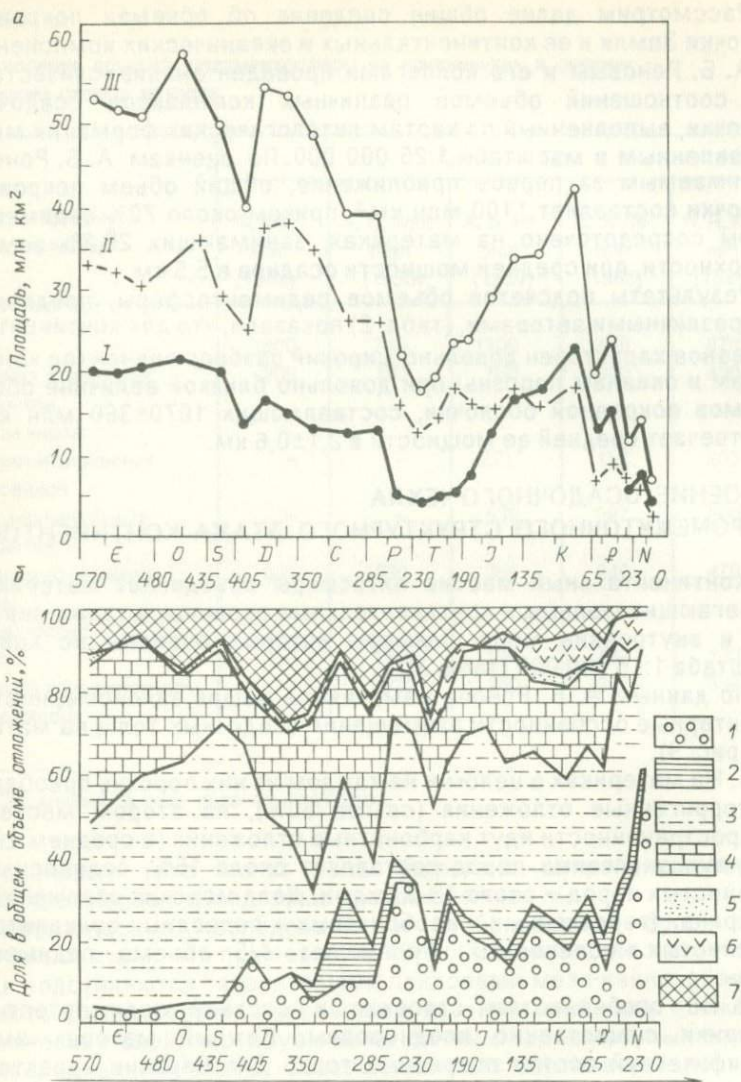


Рис. 9. Общие закономерности формирования покровной оболочки материков. По А.Б. Рогову, с изменениями:

а – изменения площади, покрытой морем в пределах платформ (I), геосинклиналей (II) и современных континентов в целом (III) во времени; б – доли различных формаций в ходе фанерозойского осадконакопления, 1–7 – главные типы фомаций: 1 – терригенные континентальные, 2 – угленосные и ледниковые, 3 – терригенные морские, 4 – карбонатные и эвапоритовые, 5 – кремнистые, 6 – вулканогенные наземные, 7 – вулканогенные подводные

Таблица 3

Распределение осадочной оболочки на материках

Материк	Площадь, млн км ²						
	всего	щитов и кратонов	выступов складчатых оснований	суши, покрытой осадками мощностью, км			
				до 2	2-6	6-10	10
Европа	10,0	1,3	2,5	2,7	2,0	0,9	0,6
Азия	43,4	2,1	15,0	14,3	7,2	3,4	1,4
Северная Америка (без островов)	20,1	4,9	7,5	5,4	2,0	0,1	0,1
Лавразия (вместе с Индостаном и Аравией)	74,1	8,3	25,0	22,4	11,2	4,5	2,1
Южная Америка	17,9	5,3	2,7	6,2	3,4	0,3	-
Африка	30,3	13,3	0,8	9,6	6,3	0,3	-
Австралия	7,7	2,4	1,2	3,0	0,9	0,2	-
Гондвана (без Антарктиды)	55,9	21,0	4,7	18,8	10,6	0,8	-
Всего по материкам	129,4	29,3	29,7	41,2	21,8	5,3	2,1

3. Для материков характерны неравномерные в геологическом времени темпы формирования покровной оболочки материков. В течение фанерозоя на суше обнаруживается общая тенденция уменьшения площади морского осадконакопления, осложненная всплесками в ордовикскую, позднедевонскую и меловую талассократические эпохи и минимумами в раннедевонскую и триасовую геократические эпохи (см. рис. 9, а).

Рассмотрим особенности строения седиментосферы по каждому матерiku, уделив относительно большее внимание Евразии. Для изучения закономерностей строения осадочного покрова используются карты глубин залегания его подошвы или поверхности фундамента Φ , с помощью которых оценивают объем осадочного покрова и занимаемые им площади. Рельеф поверхности фундамента рассматривается так же как основа тектонического районирования платформенных районов.

Евразия

В последние десятилетия резко увеличилось исследование осадочного покрова во всех регионах Евразии и прилегающих акваторий. На значительной части территории Евразии выполнены региональные сейсмические профили ОГТ и проведено бурение,

что позволило сравнительно достоверно оценить мощности, основные особенности геоструктуры, литологического состава и стратиграфический диапазон осадочного покрова, используя приемы сейсмостратиграфического анализа [21, 38], по глубинным зонам и областям, еще не охваченным бурением.

Эта новая информация и новые методические приемы использовались при выполнении обобщений материалов о глубинном строении материков и океанов, выполняемых в ИФЗ АН СССР, в результате чего были построены карты рельефа поверхности фундамента масштаба 1:15 000 000 и крупнее по Евразии и прилегающим акваториям.

Методика выделения поверхности фундамента по комплексным геолого-геофизическим данным освещена в работах [4, 6]. Новые аспекты этой методики, учитывающие результаты ОГТ, рассмотрены в работах по отдельным регионам Евразии и океанам [20, 27]. Рельеф поверхности фундамента в Евразии отличается контрастностью и разнообразием форм. Здесь располагаются не только высочайшие вершины, но и глубочайшие впадины поверхности фундамента. Самые большие глубины залегания фундамента установлены в центральных областях Южно-Каспийской (25–30 км), Южно-Баренцевской и Прикаспийской (20–23 км) впадин. Равнозеликие глубины погружения фундамента не установлены на других континентах и океанах.

Однако на половине площади Евразии осадочный покров отсутствует, здесь обнажаются породы щитов древних платформ или фанерозойских геосинклинально-складчатых сооружений, частично перекрытые маломощным чехлом делювиально-пролювиальных четвертичных образований.

В качестве элементарной единицы осадочного покрова, ограниченной по латерали зонами его выклинивания или отсутствия, принимаем осадочный бассейн. Группы осадочных бассейнов, объединенных общими особенностями развития, будем именовать седиментационными системами. Вполне очевидно, что осадочные бассейны можно классифицировать по различным признакам в соответствии с задачами их исследования. Здесь автор использует простейший признак их классификации – толщину (мощность) накопившихся отложений.

По этому параметру все осадочные бассейны можно разделить на четыре группы со следующей максимальной мощностью осадочного покрова, км: 1) 1–2; 2) 3–6; 3) до 12; 4) более 12.

Осадочные бассейны первой группы и районы маломощного осадконакопления по периферии других групп бассейнов тесно связаны с выступами обнаженного фундамента, совместно с которыми формируют в Евразии два субширотных трансматериковых пояса, пересекающих весь материк от Атлантического до Тихоокеанского побережья. Северный трансматериковый пояс имеет

большую ширину и охватывает значительную часть Евразии, он протягивается от Скандинавии через Русскую плиту к Среднему Уралу, Центральному Казахстану и далее через Алтае-Саянскую область и Алданский щит достигает Охотского побережья. Второй пояс более узкий и протягивается от Армориканского массива на Атлантическом побережье через Центрально-Французский массив, альпийские сооружения юга Европы, Ближнего и Среднего Востока, через Гималаи к выступам фундамента Китайско-Корейского кратона.

Указанные широтные пояса играют роль длительно существующих водоразделов и разграничивают осадочные бассейны Евразии на три широтные седиментационные системы длительного развития: 1) Крайне-Арктическую; 2) Центрально-Евразийскую; 3) Южную. Как показывает анализ, в этих седиментационных системах на протяжении всей фанерозойской геологической истории располагались зоны базисов эрозии.

Четвертая Притихоокеанская седиментационная система намечается на восточной окраине Евразии и на акваториях окраинных морей. Здесь установлены многочисленные осадочные бассейны кратковременного кайнозойского, главным образом неогенового осадконакопления. Пятая, Приатлантическая осадочная система на суше представлена лишь своими окраинами.

Осадочные бассейны второй, третьей и четвертой групп размещаются в пределах указанных седиментационных систем. Они занимают на территории Евразии суммарную площадь около 15,5 млн км², т. е. охватывают около 30% территории материка. В их пределах накоплено свыше 100 млн км³ осадочных отложений. Средняя мощность осадочного покрова составляет в бассейнах указанных групп около 65 км.

На преобладающей части бассейнов второй группы мощность осадочного покрова меньше средней. Они размещаются преимущественно вблизи широтных водораздельных поясов, формируя плоскостонные синеклизы типа Чу-Сарысуйской.

Осадочные бассейны третьей и четвертой групп (табл. 4) располагаются главным образом в трех широтно вытянутых седиментационных системах. В Крайне-Арктической системе они размещены на суше и шельфе арктических морей. Здесь осадконакопление продолжалось в течение палеозоя и мезозоя. Свыше 1/3 площади крайне-арктической системы занимает уникальный Западно-Сибирский осадочный бассейн. Несколько уступает ему по размерам, но превосходит по глубинам Печорско-Баренцевоморский, строение которого стало известно только в последние годы. Все осадочные бассейны этой системы образуют единый замкнутый сложный ареал седиментации, тесно сопряженный с кратонами. Отдельные щиты кратонов, такие как Анабарский, Таймырский, в указанном ареале играют роль обособленных выступов. В палео-

Сопоставление площадей и объемов осадконакопления
в крупнейших осадочных бассейнах Евразии

№ п/п	Осадочные бассейны	Площадь, тыс. км ²	Объем, млн км ³
1	Западно-Сибирский	2900	18,0
2	Персидско-Аравийский	1700	10,5
3	Большой Каспийский	1050	12,0
4	Печорско-Баренцевоморский	1600	11,0
5	Североморский	1500	8,0
6	Ангаро-Тунгусский	1600	8,7
7	Амударьинский	920	5,3
8	Беринговоморский	830	5,3
9	Таримский	660	4,9
10	Западно-Пакистанский	760	4,5
11	Северо-Карский	720	4,1
12	Сычуаньский	680	4,0
13	Вилуйский	550	3,6
	Всего:	15 470	99,9

В палеозойских разрезах бассейнов этой седиментационной системы доминируют карбонатно-хемогенные отложения, а мезозойские разрезы сложены исключительно терригенными толщами.

В Центрально-Евразийскую седиментационную систему входят многочисленные бассейны, размещающиеся между лавразийскими кратонами и Альпийским складчатым поясом. Центральное место в этой системе занимает объединяющий ряд впадин фундамента Каспийский ареал осадконакопления или Большой Каспийский осадочный бассейн. По представлениям автора, к нему относятся, помимо Прикаспийской и Южно-Каспийской изометричных впадин, примыкающие к ним с запада, севера и востока линейно-вытянутые бассейны. Это определяет общую изометрично-лучевую конфигурацию Большого Каспийского бассейна. Сочетание линейных и изометричных элементов характерно и для других крупнейших бассейнов этой системы: Североморского, Таримского, Амударьинского.

Южная седиментационная система размещается между Альпийским складчатым поясом и гондванскими кратонами, на северных погруженных склонах последних. Крупнейшим и наиболее известным в данной системе является Персидско-Аравийский осадочный бассейн, в котором сконцентрированы огромные ресурсы нефти и газа Ближнего Востока. Эта система продолжается на

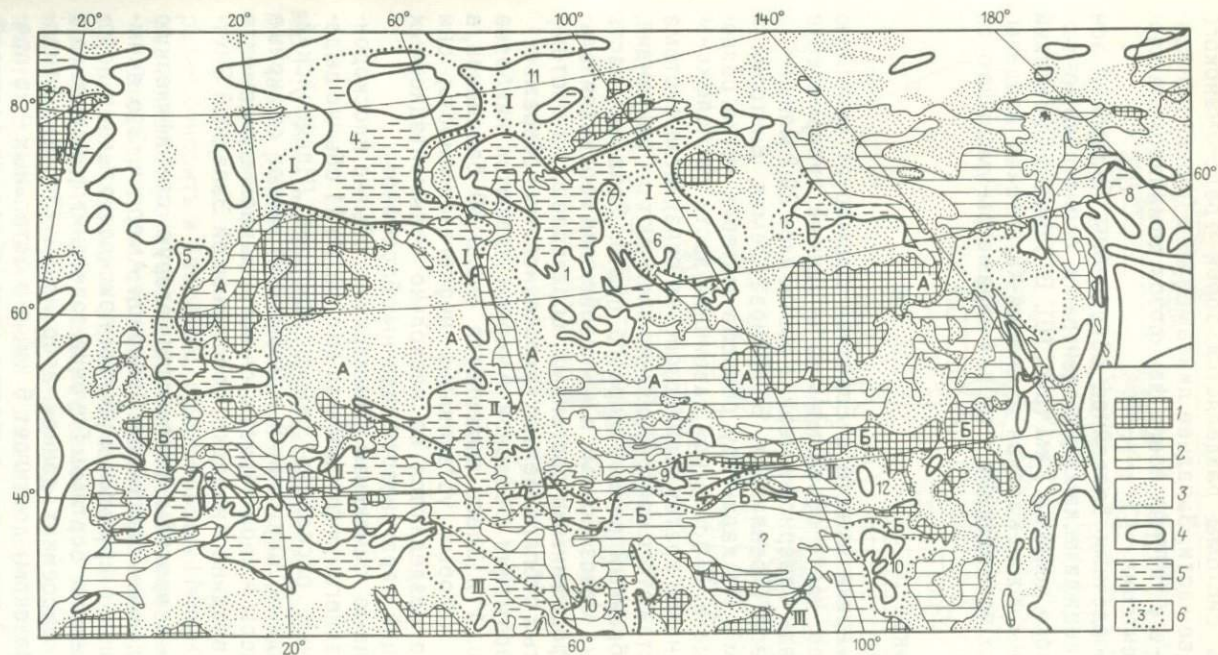


Рис. 10. Схема размещения осадочных бассейнов Евразии и прилегающих акваторий:

1, 2 – выходы фундамента: 1 – докембрийского, 2 – фанерозойского в складчатых сооружениях; 3 – глубины залегания фундамента менее 2 км; 4 – изогипса подошвы осадочного чехла 6 км; 5 – зоны глубин залегания фундамента более 10 км; 6 – крупнейшие бассейны осадочных пород (см. табл. 4); водораздельные пояса: А-А – Скандинавско-Охотский, Б-Б – Арморианско-Корейский; широтные седиментационные системы: I-I – Окраинно-Арктическая, II-II – Центрально-Евразийская, III-III – Южная

запад, охватывая северную окраину Африки и Средиземноморье. Азиатская часть системы разделяется зоной Урало-Оманского линейного элемента на две части. Западнее линейного элемента, в Персидско-Аравийском бассейне в течение всего фанерозоя доминировала карбонатная седиментация.

В составе осадочных бассейнов объединены несколько зон прогибаний со специфическими депоцентрами, оконтуренные изопакхой осадочного покрова 2 км (рис. 10). В Западно-Сибирский бассейн включены Южно-Карская и Енисей-Хатангская впадины, без учета которых приведенные в табл. 4 параметры уменьшаются на 25%.

Северная Америка

Северная Америка вместе с Евразией формирует северную группу материков, часто объединяемую в единый суперматерик Лавразию. Площадь Северной Америки составляет 20,2 млн км², а с учетом островов (Гренландия, Баффина Земля, Виктория и др.) — 24,2 млн км². По характеру рельефа материк четко разделяется на две части. В восточной равнинной части расположены Северо-Американский кратон и палеозойская складчатая система Аппалачей. В состав этого кратона обычно включают о. Гренландия, имеющий своеобразный рельеф горного плато. Западная часть материка сложена мезозойскими и кайнозойскими геосинклинальными и эпиплатформенными орогенами, образовавшими систему хребтов, вытянутых субпараллельно тихоокеанскому побережью.

Покровные формации Северной Америки являются наиболее изученными (рис. 11). Здесь выделяется около 50 бассейнов, в большинстве из которых установлена нефтегазоносность; они достаточно четко разделяются на несколько седиментационных систем (ассоциаций, парагенезов осадочных бассейнов).

Внутрикратонные синеклизы изометричны, обычно плоскодонны, с глубинами залегания фундамента до 5 км. Из 11 обычно выделяемых осадочных бассейнов самые крупные (Иллинойский, Уиллистон, Западный, Внутренний и Пермский) имеют обширные площадные размеры и характеризуются погружением фундамента до 4–6 км, а во впадине Анадарко, осложняющей Западный Внутренний бассейн, $H_{\phi} = 11$ км.

Перикратонные прогибы составляют вторую специфическую ассоциацию осадочных бассейнов Северной Америки. Это асимметричные впадины с крутыми и узкими прискладчатыми и пологими платформенными бортами. Глубина залегания фундамента в самых крупных бассейнах данной ассоциации (Западно-Канадском, Преаппалачском) достигает 6 км, а в остальных — не превосходит 2–4 км. В осадочном выполнении преобладают палеозойские и мезозойские толщи. Видимо, к этой ассоциации целесообразно

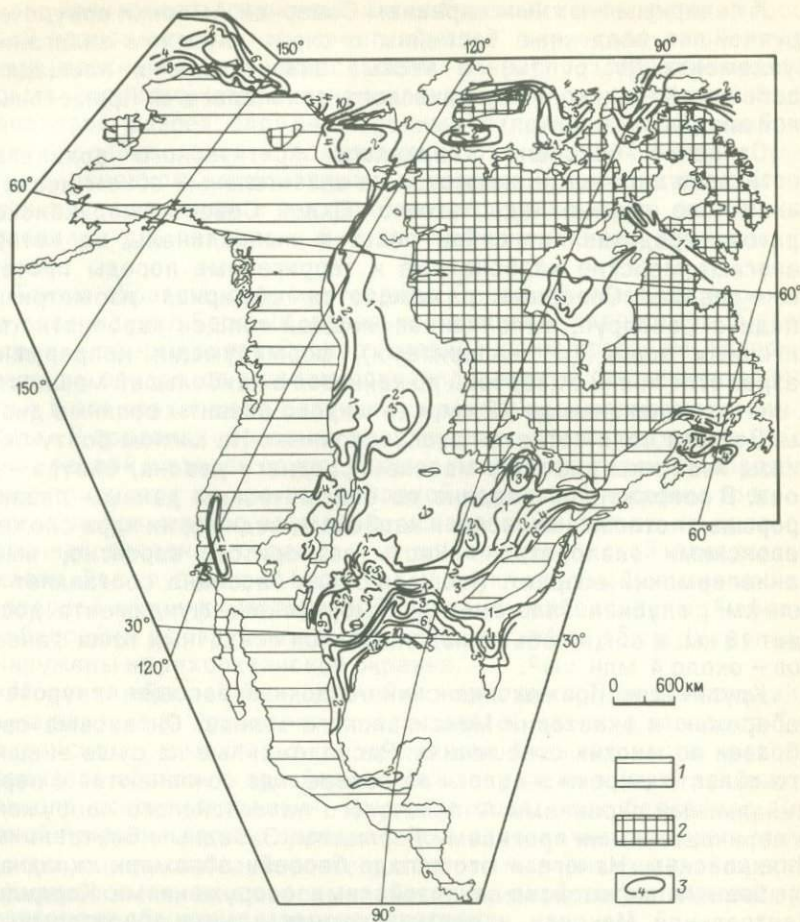


Рис. 11. Строение поверхности фундамента Северной Америки:

1, 2 – выходы фундамента: 1 – дорифейского, 2 – рифей-фанерозойского; 3 – изогипсы осадочного чехла, в км

разно относить и бассейны, сформированные в областях эпиплатформенного орогенеза на докембрийском основании.

Специфическое строение имеют грабен-синклинии Кордильер, располагающиеся вдоль тихоокеанской окраины США. Здесь размещается 10 небольших по размерам ($n:10$ тыс. км²), но весьма глубоких бассейнов на раннеюрском или раннемеловом фундаменте. В самых изученных бассейнах Вентура-Санта-Барбара и Лос-Анджелес глубина залегания фундамента в осевой части достигает соответственно 16 и 9 км.

К северным и южным окраинам Северной Америки приурочены крупнейшие осадочные бассейны с очень глубоким залеганием фундамента (IV группы) и весьма значительными площадями: бассейны Канадского Арктического архипелага и Примексиканской впадины.

Строение бассейна Канадского Арктического архипелага достаточно сложное и, несмотря на значительный объем исследований, еще изучено недостаточно. Склон Северо-Американского кратона представляет собой пологую моноклираль, на которой залегают морские карбонатные и терригенные породы протерозоя — девона. Севернее размещается обширная изометричная впадина Свердруп, выполненная мощной толщей карбонатно-терригенных пород (с эвапоритами), формирующих непрерывный разрез отложений от карбона до кайнозоя с наибольшей мощностью в центре синеклизы до 12 км, где широко развиты соляные диапиры. Возраст соли остается дискуссионным. На южном борту синеклизы известны рифовые массивы среднего девона, силура — девона. В сопряженной впадине по сейсмическим данным диапиры прорывают отложения перми и карбона и, видимо, их ядра сложены девонскими эвапоритами. Часть эвапоритов, вероятно, имеет раннепермский возраст. Площадь этого бассейна составляет 0,7 млн км², глубина залегания докембрийского фундамента достигает 18 км, а общий объем накопившихся осадочных толщ фанерозоя — около 4 млн км³.

Крупнейший Примексиканский осадочный бассейн приурочен к побережью и акватории Мексиканского залива. Он весьма своеобразен во многих отношениях. Расположенные на суше внешние его области широки и пологи на севере, где сочленяются с периклиналиными окраинами Аппалачского палеозойского сооружения и перикратонными прогибами Пермским, Западным Внутренним и Иллинойским. На юге и юго-западе бассейн обрамлен складчатоглыбовыми мезозойско-кайнозойскими сооружениями Кордильер Центральной Мексики и примыкающими к ним приразломными антиклинориями, протягивающимися выпуклой к югу дугой от западной части о-ва Куба к п-ову Юкатан, и затем, огибая с востока и юга этот полуостров, к краевому прогибу Чиконтепек. Общая площадь бассейна в указанных границах составляет около 3 млн км², из которых примерно 2/3 приходится на акваторию. В пределах последней около 1 млн км² занято абиссальной котловиной Сигсби. Глубина залегания фундамента максимальна в районе северного шельфа и достигает 15—18 км.

Примексиканский бассейн сложен трехмерными седиментационными телами, в нем отсутствуют покровные комплексы трансбассейнов. Базальные толщи изучены в северной части осадочных бассейнов, где они представлены красноцветными отложениями пермо-триаса. Выше обычно выделяют соленосный комплекс,

однако красноцветы под солью нигде бурением не вскрыты. Надсолевой разрез начинается известняками и терригенными отложениями верхней юры. Возраст соли, очевидно, доверхнеюрский, весьма вероятно, что соленакопление началось в перми. Весь надсолевой разрез сложен морскими отложениями. В северной части бассейна меловые толщи мощностью до 2,5–4 км представлены в основном карбонатными и терригенными свитами. Мощности подразделений в несовпадающих депоцентрах прогибаний составляют для палеогена 6–8 км, неогена 7–9 км, плейстоцена 3–4 км.

Таким образом, седиментосфера Северной Америки характеризуется, как и в Евразии, довольно сложным устройством. Остов материка сформирован Северо-Американским кратоном, который в течение фанерозоя в целом сохранял высокую степень монолитности. В его пределах не получили широкого развития авлакогены и рифты. В пределах кратона сформированы исключительно бассейны первой и второй групп, причем последние главным образом концентрируются на его юго-западной окраине. Бассейны третьей группы, небольшие по размерам, установлены только на далекой кратонной западной окраине и в мезо-кайнозойской складчатой области. Два крупнейших бассейна IV группы размещены на южной и северной окраинах материка. Единичные грабенвидные небольшие бассейны с погружением фундамента глубже 12 км (IV группа) обнаружены на тихоокеанской окраине.

Морская седиментация в течение всего фанерозоя происходила как на востоке (в Атлантическом сегменте), так и на западе (в Тихоокеанском сегменте), в то время как большая часть кратона оставалась областью преобладающей денудации и (или) континентального осадконакопления. Изучение осадочных бассейнов Северной Америки вполне определено и однозначно свидетельствует, что к северу, западу и востоку от этого материка в течение всего фанерозоя (как и на современном этапе развития) длительно существовали обширные морские акватории.

В северной части этого континента выделяется широтный водораздельный пояс поднятий Полярного круга, протягивающийся от Юконского массива к южной половине о-ва Баффинова Земля и далее через сужение Дэвисова пролива в Гренландию. Этот пояс продолжает северную водораздельную систему Евразии и совместно с ней формирует глобальное полярное кольцо поднятий, ограничивающее Арктический сегмент седиментосферы.

Южная Америка

Южная Америка имеет площадь 17,7 млн км², немного уступая по этому параметру Северной. Здесь, как и в Северной Америке, тихоокеанская окраина занята высокогорными системами Кор-

дильер, а центральная и восточная часть материка равнинна и холмиста. Большую часть материка занимает Бразильский кратон. На южной узкой части материка выделяют сравнительно небольшие области молодой Патагонской платформы с палеозойским фундаментом. Севернее, вдоль границ Кордильер и кратона, размещается эпиплатформенный ороген Сьерра-Пампа. В фундаменте орогена и срединных массивов молодой платформы преобладают докембрийские комплексы.

Осадочные бассейны Южной Америки развиты на сравнительно небольших пространствах на материке (рис. 12). Около 30% его площади занята щитами кратона, а 15% — обнажениями геосинклинальных складчатых поясов Кордильер. На оставшейся третьей части материка мощность осадочного чехла не превышает 2000 м, такие зоны вместе со щитами и поднятиями формируют массивный изометрично-полигональный остов материка, который вмещает отдельные овалы интеркратонных синеклиз. Схематически в Южной Америке выделяют более 35 осадочных бассейнов.

Три крупные изометричные внутрикратонные синеклизы (Маранья, Сан-Франциску и Парана) отличаются пологими погружениями фундамента до глубин 3–4 км в центральной части, т. е. относятся к бассейнам II группы. Они характеризуются в основном силурийско-нижнетриасовым выполнением, поледовательным сокращением во времени областей прогибания от бортов к центру. В послетриасовое время, в основном в начале и середине раннего мела, происходили массовые излияния траппов, которые достигли наибольшего распространения на территории крупнейшей синеклизы Парана, площадью в 1,5 млн км². Здесь траппы закартированы на площади 1,1 млн км² и имеют мощность до 1800 м. Позднемеловые и кайнозойские отложения в пределах синеклиз заполняют отдельные впадины и имеют мощность в сотни метров.

Крупнейшей осадочной седиментационной системой, рассекающей в приэкваториальной полосе весь материк от побережья Атлантики до Анд, является Амазонская зона прогибаний, протянувшаяся на 3500 км. Ее четкая линейная вытянутость и разломный контроль свидетельствуют о рифтогенной природе.

В составе Амазонской седиментационной системы центральное место занимает широтно-вытянутый Среднеамазонский грабеновидный осадочный бассейн, ограниченный с запада и востока перемычками. В осевой части прогиба фундамент погружен до 7–8 км, а в перемычках поверхность фундамента залегает на глубинах менее 2 км.

В восточной части зоны прогибаний выделяется впадина Маражо, большую часть которой занимает дельта Амазонки, где фундамент погружен до 5–8 км. Основной период осадконакопления в этой системе прогибаний приходится на силур — карбон. Здесь накапливались морские, в верхней части эвапоритовые отложения,

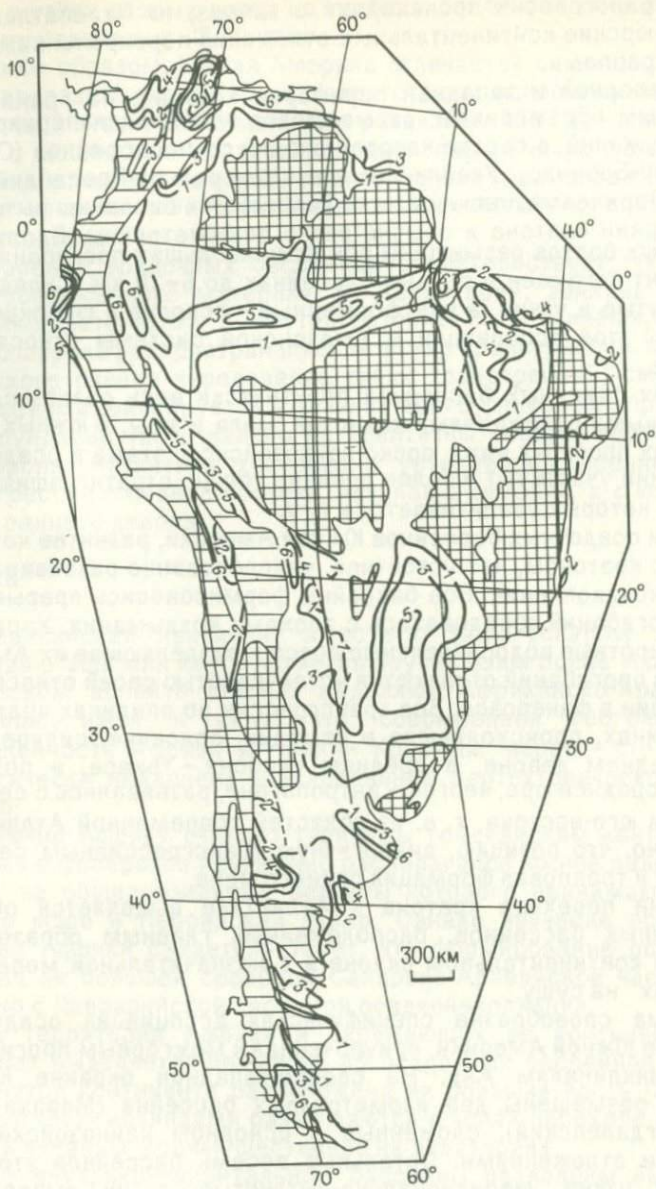


Рис. 12. Схема строения поверхности фундамента Южной Америки. Усл. обозначения см. на рис. 11

причем трансгрессии происходили с запада, из Палеоатлантики. Пермско-юрские континентальные отложения перекрыты нижнемеловыми траппами.

На северной и западной периферии кратона, на границе со складчатым обрамлением, размещается ассоциация перикратонных погружений, в состав которой входит семь бассейнов (Ориноко, Апуре-Баринас, Укаяли-Маморе, Центрально-Предандийский, Наукен, Верхнеамазонский и Чако-Пампы). Эти бассейны вытянуты вдоль окраин кратона и обычно резко асимметричны. Вдоль при-складчатых бортов размещены оси их наибольших прогибания, где фундамент погружен в разных бассейнах до 6–10 км. Складчатые борта крутые и узкие, а платформенные – пологие и широкие. Все бассейны этой ассоциации и Амазонской системы относятся к III группе.

В трех северных бассейнах практически весь разрез сложен терригенными отложениями кайнозоя, мела и юры. В южных перикратонных прогибах ниже юрско-кайнозойского этажа в осадочном выполнении участвуют и более древние толщи, стратиграфический диапазон которых увеличивается к югу.

Среди осадочных бассейнов Южной Америки, развитие которых связано с кратоном, нет устойчиво, унаследованно развивавшихся зон осадконакопления. Все бассейны формировались прерывисто: эпохи прогибаний чередовались с эпохами воздымания. Характерно, что широтные водораздельные пояса и разделяющая их Амазонская зона прогибаний отличаются устойчивостью своей относительной позиции в фанерозое. Все трансгрессии во впадинах кратона и его окраинах, происходившие в кембрии, ордовике, силуре, раннем – среднем девоне, в среднем карбоне – триасе, в позднем триасе – средней юре, неоген – антропогене, развивались с северо-востока и юго-востока, т. е. из областей современной Атлантики. Любопытно, что позицию, аналогичную трансгрессивным сериям, занимает и трапповая формация раннего мела.

В зоне перехода кратона к Атлантике выделяется обычно 10 осадочных бассейнов, расположенных главным образом на шельфе и континентальном склоне и в незначительной мере „выплеснутых” на сушу.

Весьма своеобразна специфическая ассоциация осадочных бассейнов Южной Америки, приуроченная к межгорным прогибам и грабен-синклиналям Анд. На северо-западной окраине Южной Америки размещены два изометричных бассейна (Маракайбо и Нижнемагдаленский), сложенные в основном кайнозойскими и меловыми отложениями. Остальные восемь бассейнов этой ассоциации узкие, меридионально-вытянутые, в их выполнении принимают участие, кроме кайнозойских и меловых, также юрские и триасовые отложения, в отдельных бассейнах также верхнепалеозойские. Все эти бассейны отличаются погружениями фунда-

мента в узких осевых зонах на глубины более 6–8 км и относятся по этому признаку к III группе.

Таким образом, Южная Америка отличается от рассмотренных выше лавразийских материков отсутствием осадочных бассейнов IV группы и значительно меньшим развитием зон глубокого прогибания с мощностью осадконакопления свыше 6 км. Хотя многие бассейны отнесены по глубине погружения фундамента к III группе, данный уровень свойствен только небольшим приосевым участкам бассейнов.

Строение осадочных бассейнов свидетельствует, что в пределы современного материка, на территории, занятые Андами, окраинно-кратонными и внутрикратонными впадинами, неоднократно широко распространялись морские трансгрессии. Со стороны Тихого океана чередование таких трансгрессий, сменяемых регрессиями, фиксируется в течение всего фанерозоя, причем фазы геондаций часто далеко не идентичны североамериканским. Со стороны Атлантики достоверно установлены неоднократные трансгрессии с северо-востока, начиная с кембрия, а с юго-востока – с раннего девона.

Африка

Африканский континент вместе с Мадагаскаром занимает площадь в 30,3 млн км² и является крупнейшим после Азии. В тектоническом аспекте обычно выделяют Африканско-Аравийскую платформу, имея в виду, что современная географическая разобщенность Африки и Аравии Красным морем – это явление геологически недавнее, обусловленное неотектонической активностью.

Обычно Африку считают типичным гондванским континентом, который в фанерозое неизменно располагался южнее палеоокеана Тетис, за общепризнанные реликты которого принимают Средиземное море и Персидский залив. Однако изучение осадочного покрова Африки свидетельствует, что формирование осадочного покрова ее большей северной Сахарско-Аравийской части тесно связано с Лавразийской системой осадконакопления.

На территории Африки и окружающих ее континентальных окраинах выделяется примерно 40 осадочных бассейнов, полностью внутри континента расположена их большая часть (22), а остальные (18) гирляндами размещаются в зонах перехода от континента к океанам, преимущественно на акваториях.

Все внутриконтинентальные бассейны разделены выступами докембрийского фундамента или перемычками, перекрытыми маломощным осадочным чехлом. Глубинное строение внутриконтинентальных бассейнов остается изученным очень слабо, большинство из них характеризуется маломощным осадочным покровом.

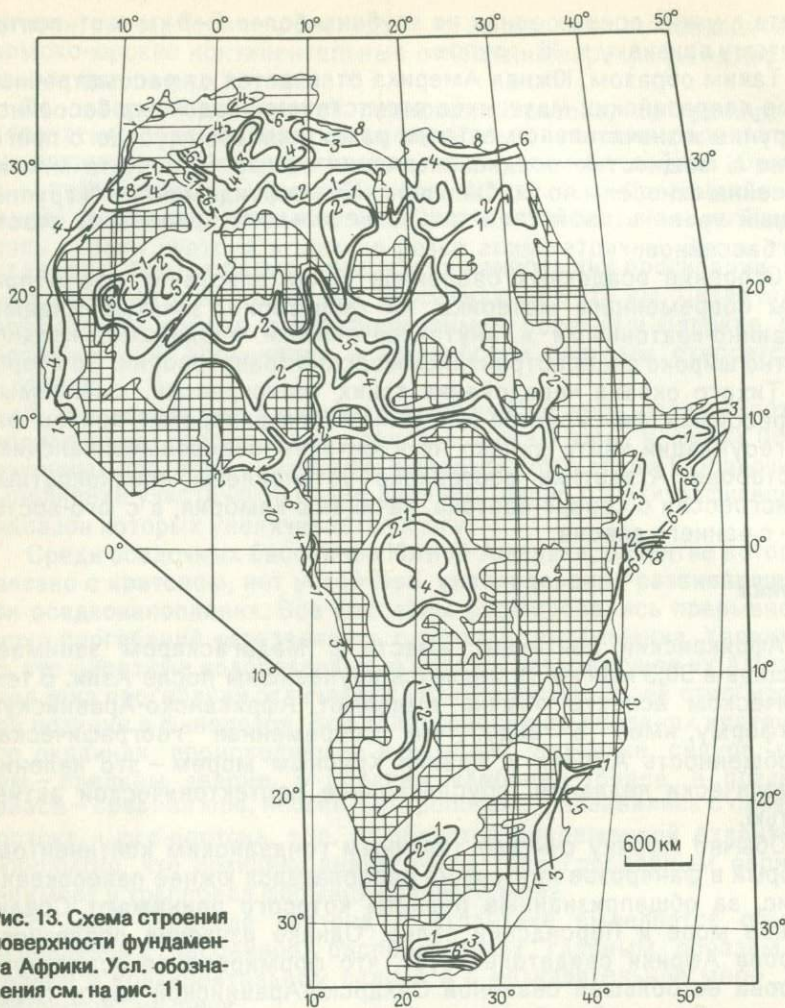


Рис. 13. Схема строения поверхности фундамента Африки. Усл. обозначения см. на рис. 11

вом (до 2–3 км) и небольшими размерами (рис. 13). Из внутренних впадин только три – синеклизы Таудени, Конго и Чадская имеют площади около 1 млн км². Большая часть синеклиз отличается $H_{\text{ф}}$, равной 3–4 км, поэтому суммарные объемы накопившихся здесь осадочных отложений невелики. Все внутриконтинентальные впадины Африки рассматриваются как осадочные бассейны II группы, возможно лишь синеклизы Таудени и Чадская относятся к III группе.

На севере Африки выделяется специфическая Присредиземноморская ассоциация осадочных бассейнов, которая включает

широкий пояс перикратонного погружения, постепенно переходящий во впадины Центрального и Восточного Средиземноморья (Геродота, Финикийскую, Сиртскую, Ионическую, Адриатическую), где мощность осадочных толщ достигает 12–16 км. Результаты сейсмических исследований свидетельствуют о генетической общности североафриканско-средиземноморской ассоциации бассейнов, о широком развитии в ее пределах палеозойско-триасового структурного этажа.

Весьма характерно, что североафриканско-средиземноморская ассоциация осадочных бассейнов, включающая бассейны IV группы, отличается широтной вытянутостью и ограничена с юга цепью докембрийских щитов (Регибат, Туарегский, Тибестийский, Гебельский, Нубийско-Аравийский).

К югу от этой полосы поднятий размещается Тауденско-Нильская широтная система внутриконтинентальных синеклиз, ограниченная с юга также широтной Либерийско-Центральноафриканской группой щитов, являющейся главной водораздельной системой Африки. Указанные системы сопряженных широтно-вытянутых групп поднятий и прогибов обнаруживают то же преобладающее проявление широтной зональности седиментосферы, которое характерно для Евразии. Для Северной Африки и Средиземноморья свойственно общее повышение мощностей палеозойского, мезозойского и кайнозойского разрезов и возрастание их мористости на север, в сторону Средиземноморья, и на северо-запад к Атлантике. На территории Северной Африки широко развиты морские фации венда – нижнего карбона, лагунно-континентальные, включая триасовые соли, отложения позднего палеозоя – триаса, юрско-кайнозойские морские карбонатно-терригенные толщи, что свидетельствует об устойчивом существовании в фанерозое к северу и северо-западу от Африки обширного морского бассейна. Судя по развитию разновозрастных рифовых фаций и склоновых клиноформ, в составе этого бассейна немалым распространением пользовались области некомпенсированного прогибания.

Морские ниже-, среднепалеозойские отложения выполняют внутриконтинентальные синеклизы Таудени, Мали-Нигерийскую и значительную часть Чадской синеклизы, куда палеозойские моря трансгрессировали с севера и запада, и перекрыты континентальной красноватой толщей верхнего палеозоя. В синеклизе Таудени и прилегающих массивах развита трапповая формация триаса – юры.

В Восточной Африке преобладает субмеридиональная зональность в размещении осадочных бассейнов. Во внутренних районах южной части континента протягивается с юга на север цепочка изометричных осадочных бассейнов: Карру, Калахари, Окованго, Конго, обычно рассматриваемых как синеклизы Капско-Аравийского кратона. К северу на продолжении этой цепочки размещается

Чадская синеклиза. Ответвления субмеридиональных приразломных грабенов прослеживаются в орогенном поясе Восточной Африки от 20° ю. ш. до Средиземноморья. В бассейнах Юго-Восточной Африки в основании разрезов формируются две покровные системы: Капская и Карру. Отложения Капской системы часто дислоцированы, они образуют промежуточный структурный этаж и объединяют в основном терригенные трансгрессивные толщи силура – раннего карбона, мористость в которых нарастает к югу.

Послеледниковые образования серий Двайка (C_3), Энка (P_1 , угленосная) и Бофорт (P_2-T_2 красноцветные) входят в состав нижнего отдела системы Карру. Верхний отдел системы Карру сформирован верхнетриасовой серией Стромберг (молассоиды), перекрытой базальтовыми покровами и туфами (траппами) рэт-лейасового возраста. В составе формации Карру на восточном побережье Африки и на Мадагаскаре установлены морские терригенные отложения и эвапориты.

Система осадочных бассейнов рифтовых грабенов Восточной Африки отличается преимущественно малыми мощностями осадочных толщ. Однако, вопреки широко распространенному мнению о неотектонической природе этих грабенов, в тех из них, где проведены географические съемки и бурение, обнаруживаются признаки значительно более древнего заложения. Особенно показателен в этом аспекте грабен Суэцкого залива, который при длине 300 км и ширине 70 км имеет толщину осадочного выполнения до 6 км, которое сложено тремя этажами: терригенными толщами D- C_1 (700–800 м), карбонатно-терригенными отложениями K-P (2000 м) и миоцен-плиоценовыми толщами (до 4000 м и более). Характерно, что в этом грабене установлена нефтегазоносность всех трех этажей.

В зональности размещения и особенностях разрезов бассейнов Африки отчетливо проявлено ее разделение на большую северную сублавразийскую и меньшую южную гондванскую части. Общие объемы седиментосферы Африки относительно невелики (см. табл. 3). В ее пределах выделяется лишь одна Североафриканско-Средиземноморская крупная область седиментации площадью 5 млн км² и объемом 10 млн км³.

Обычно считают, что грабены Суданской зоны погружений заложены в меловое время и по ним осуществлялась связь в этот период Средиземного моря с Гвинейским заливом. Однако в грабенах Гао и Чад отмечено присутствие юрских лагунных отложений. Верхнеюрские отложения, включающие известняки с морской фауной мощностью около 500 м, установлены на крайнем северо-востоке синеклизы Конго. Представляется весьма вероятным развитие юрских отложений и в осевых частях грабенов Верхненильской синеклизы. В таком случае морские верхнеюрско-меловые отложения грабенов Суданско-Нигерийской зоны прогибаний

резонно рассматривать как продолжение в глубь Африки Сомалийского морского палеобассейна.

Таким образом, широтная рифтовая система мезозойского возраста, развивавшаяся в полосе между 5 и 15° с. ш. и раздробившая Дагомейский, Камерунский и Центрально-Африканский щиты, является доолигоценым специфическим приразломным сооружением вдоль южных рубежей седиментационных областей, тяготеющих к лавразидам. Лишь более южные районы Африки в течение всего фанерозоя несомненно принадлежали Гондване. Седиментационные процессы в полосе между Суданской зоной прогибаний и Средиземноморьем отличались своеобразным развитием. В периоды общетектонических погружений и эвстатических повышений уровня моря здесь преобладали морские отложения лавразийско-тетического типа, приносимые трансгрессиями от окраин в глубь континента. В геократические и ледниковые периоды здесь доминировали условия седиментогенеза, сходные с внутренними районами Гондваны.

Австралия

Австралийский континент относительно невелик, его площадь составляет лишь 7,64 млн км².

Большая западная и центральная части Австралии и прилегающие континентальные окраины заняты Австралийским кратоном. В восточной части континента размещаются палеозойские складчатые области, возраст консолидации которых постепенно уменьшается от кратона к Тихому океану. Арафурское море на всем протяжении (до 1000 км) имеет глубины до 200 м. Нередко большую шельфовую часть этого моря и о. Новая Гвинея рассматривают как составную часть Австралийско-Новогвинейского континента, общая площадь которого при такой оценке приближается к 10 млн км², т. е. к площади Европы.

В пределах Австралии и ее континентальных окраин выделяют до 30–40 осадочных бассейнов (рис. 14), многие из которых в основном распространены на акваториях Индоокеанской переходной области. Во внутренних районах материка и на тихоокеанской окраине располагаются примерно 10 значительных по размерам бассейнов. На обширных пространствах Австралии обнажаются породы кратона и палеозойские складчатые сооружения (см. табл. 3).

На территории Австралии схематически можно выделить четыре области, отличающиеся по особенностям развития и строения осадочного чехла.

1. Северо-Австралийская область поднятий и неглубоких впадин объединяет выступы кратона Кимберли, Эранга, Пайн-Крик, полуостровной Маунт-Айза, Джорджтаунский и плоскодонные впадины Орд, Дейли-Ривер, Уизо, Джорджина. В этих впадинах и на пенепленизированных платообразных склонах щитов широко

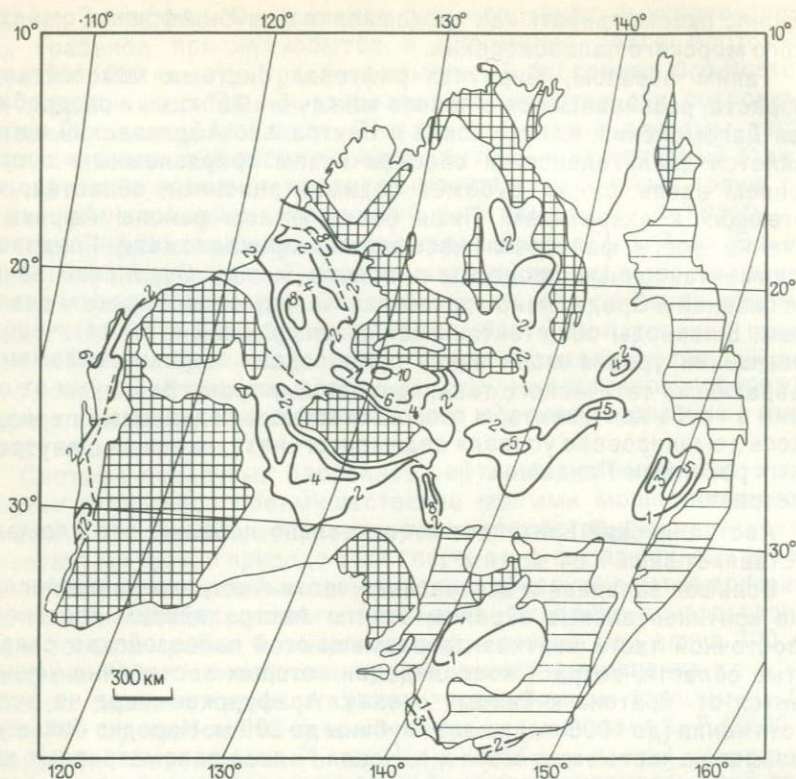


Рис. 14. Схема строения поверхности фундамента Австралии. Усл. обозначения см. на рис. 11

развиты рифейские недислоцированные и неметаморфизованные покровные отложения, перекрытые чехлом кембрийско-ордовикских карбонатов и маломощных юрско-кайнозойских континентальных отложений. Общая мощность покровных формаций здесь преимущественно составляет 1–2 км.

2. Южно-Австралийская область поднятий и неглубоких впадин, сужающаяся к востоку, включает выступы кратона Пилбара, Илгарн, Голдер, Уильяма, интеркратонную складчатую систему Аделаида, плоскодонные впадины Наллагайн, Польда, Сент-Винсент, Муррей, разрезы которых сложены рифейскими сериями и фанерозойскими континентальными отложениями мощностью 1–2 км.

3. Крупная Центрально-Австралийская область широтных прогибов расположена между указанными двумя зонами древних относительных поднятий и протягивается практически через весь материк от индийской до тихоокеанской окраины. В ее составе

выделяются три звена: а) синеклиза Кэннинг между щитами Пилбара и Кимберли, имеющая общую северо-западную вытянутость; б) система узких широтно вытянутых грабен и горстов, включающая прогибы Нэлия, Амадиус и Оффисер, а также разделяющий последние горстовидный щит Масгрейв; в) система грабен-синклиналей (Педирка, Купер, Эйдавейл), перекрытых молодым чехлом отложений Большого Артезианского бассейна.

Прогибы Центрально-Австралийской области интенсивно неравномерно углублялись в течение рифея и палеозоя. Для них характерны формации эвапоритов и карбонатов рифея, девонские барьерные рифы грабена Фицрой, эвапориты и карбонаты грабена Кидсон (оба грабена сформированы в теле синеклизы Кэннинг). Эвапориты и карбонаты рифея — ордовика развиты в крупном грабене Амадиус, где фундамент погружен до 10 км. В этих линейных прогибах размещалась ось рифейско-среднепалеозойских морских прогибаний. Грабен-синклинали восточного звена погребены под перекрывающим их пермско-кайнозойским чехлом Большого Артезианского бассейна и формируют структуры промежуточного структурного этажа молодой платформы.

4. Восточно-Австралийская область палеозойских складчатых систем и межгорных впадин отличается субмеридиональной ориентировкой линейно-складчатых сооружений и разделяющих их межгорных впадин, последовательным омоложением дислокаций и магматизма к востоку. Эта длительно развивавшаяся фанерозойская Австралийско-Тихоокеанская зона перехода включает несколько примечательных осадочных бассейнов: крупные (Большой Артезианский, Боуэн-Сурат) и менее значительные — Гипсленд, Бассов, Сидней, Кларенс-Мортон, Мериборо, выполненных пермско-кайнозойскими отложениями.

Таким образом, весь Австралийский континент в течение рифея — фанерозоя испытывал сравнительно слабые погружения. К востоку от него по меньшей мере в течение 1 млрд лет развивалась активная тихоокеанская континентальная окраина, а к северо-западу размещался морской бассейн, трансгрессии из которого проникали в центральные и северные районы континента, прежде всего по оси Центрально-Австралийской зоны прогибаний. Если северо-западная континентальная окраина Австралии существовала, по крайней мере, с рифея, то южная континентальная окраина начала формироваться лишь в позднеюрско-раннемеловое время.

Общие объемы седиментосферы Австралии невелики (см. табл. 3). Здесь выделяется лишь одна Центрально-Австралийская крупнейшая ассоциация осадочных бассейнов, объединяющая несколько бассейнов III группы суммарной площадью 1,13 млн км² и объемом 4,5 млн км³. Значительные объемы продуктов разрушения Австралийского кратона вынесены в прилегающие районы аква-

торий. В пределах Австралийского континента глубины погружения фундамента лишь на небольших площадях в осевых частях авлакогенов и прогибов достигают 6–10 км, как и во внутренних районах других гондванских материков, нет бассейнов IV группы. Высокое стояние материка Австралии устанавливается по палеотектоническим реконструкциям в течение всего рифея – фанерозоя.

Таким образом, рассмотрение покровных комплексов основной части материкового массива позволяет наметить следующие основные закономерности их строения и развития.

1. Осадочные бассейны различных размеров и глубин погружения фундамента широко развиты на всех материках, они охватывают 55–57% площади гондванских и 61–63% лавразийских континентов. Области обнажений фундамента и распространения мало-мощных бассейнов I группы занимают от 65 (Европа) до 83% (Австралия) площадей. Наиболее контрастно различия лавразид и гондванид устанавливаются по масштабам формирования осадочных бассейнов глубокого погружения поверхности фундамента. В лавразидах осадочные бассейны с глубинами погружения фундамента свыше 6 км занимают 10–15% площади материков, а в гондванзидах лишь 1,0–1,5%. Осадочные бассейны с глубиной погружения фундамента свыше 12 км (IV группа) развиты только на лавразийских материках. С другой стороны, весьма ярко выражены различия областей, занятых щитами кратонов, которые охватывают свыше 30% площади гондванид и менее 15% лавразид. В целом для лавразид характерны обширные внутриконтинентальные седиментационные бассейны с глубокими впадинами, разделенные водораздельными поясами, опирающимися на отдельные щиты кратонов, а для гондванид – изометричные грабенвидные неглубокие, относительно обособленные осадочные бассейны (порой группирующиеся в гирлянды), окаймляющие и расчленяющие щиты кратонов. Указанные особенности гондванид и лавразид отображают значительную и длительно существующую неоднородность континентального массива планеты. Общий объем седиментосферы на рассмотренных материках составляет 195 млн км³, из них 61% объема осадочной оболочки сконцентрированы в Евразии, 30% – в гондванских материках и 9% – в Северной Америке.

2. В размещении осадочных бассейнов всех материков наглядно проявлены особенности субширотной зональности. В Лавразийской группе материков доминируют субширотные седиментационные системы и водораздельные пояса, сопряженные с циркумарктическими и тетическими областями преобладания длительных погружений. В гондванзидах широтные системы грабенвидных бассейнов выступают как пути сквозьматериковых трансгрессий, причем располагающиеся к северу от них области Африки и Южной

Америки обнаруживают определенную длительную взаимосвязь развития с палеоокеаном Тетис.

Во всех материках (кроме внутренних районов Евразии) признаки и масштабы морского осадконакопления для палеозойских, мезозойских и кайнозойских этапов развития возрастают по направлениям от щитов к современным континентальным окраинам. Все трансгрессии в течение фанерозоя развивались со стороны современных континентальных окраин вглубь материков. Во внутренних районах гондванских материков (кроме Австралии) не установлены глубоководные отложения, а мелководно-морские отложения не получили здесь большого распространения. Это свидетельствует, что современное относительно высокое стояние фундамента гондванид и общие особенности размещения континентов и океанов являются сравнительно устойчивыми и отражают длительные тенденции развития лика Земли в фанерозое.

Эволюция осадочных бассейнов на всех материках происходила при неоднократных трансгрессиях со стороны океанов, причем направление трансгрессий отличалось удивительной устойчивостью. В течение всего фанерозоя фиксируются неизменные направления трансгрессий на северо-западе и западе Австралии, на севере Африки, а также со стороны Тихого океана на всех окружающих его материках. Начиная с ордовика происходили трансгрессии на прилегающих материках со стороны Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана. Относительные положения континентов и окружающих морей не претерпевают заметных трансформаций на преобладающей части континентальных окраин. Характерно, что нигде не установлено признаков массовой транспортировки осадков со стороны современных океанов на континенты. Тракты древних формаций подтверждают повсеместное повышение степени мористости отложений по направлению от современной суши к современным морям. Эти важные особенности осадконакопления на континентах недостаточно учитываются при многих палеотектонических реконструкциях.

СТРОЕНИЕ ПОКРОВНЫХ ФОРМАЦИЙ ОКЕАНОВ

Океаны занимают большую часть поверхности планеты. Их глубинное строение скрыто покровом воды, осадочных и вулканогенных пород. При районировании океанов обычно выделяют геоморфологические провинции: переходные зоны от материков к океану и подводные окраины материков (они объединяют шельф, краевые моря и континентальный склон), океаническое ложе и срединно-океанические хребты (табл. 5).

В составе покровных формаций океанов принято различать осадочный чехол и II океанический слой. По последним оценкам их осредненная суммарная мощность составляет в Тихом океане 3,23 км, в Атлантическом — 3,62 км, в Индийском — 4,08 км. Характерно, что по данным ГСЗ-КМПВ осредненные мощности осадочно-

Общие сведения о размерах площадей океанов
и составляющих их областей (млн км²)

Океаны	Пространство	Острова	Срединно-океанические хребты	Ложе океана	Периферийная зона	Области с глубинами дна, м	
						до 200	до 1000
Тихий	178,7	3,95	19,66	116,69	42,35	8,22	18,23
Атлантический	91,2	1,07	22,44	34,29	34,47	7,84	12,68
Индийский	76,2	0,83	12,80	39,32	24,08	6,17	7,09
Северный Ледовитый	14,8	3,80	0,30	3,31	11,04	5,86	6,93
Мировой	360,9	9,65	55,2	193,61	111,94	28,09	44,93

го и II слоев в Атлантическом и Индийском океанах примерно равновелики, а в Тихом океане их отношение равно примерно 1:3.

Осадочный чехол по степени уплотнения разделяют на неконсолидованную и консолидованную части. Неконсолидованные осадки занимают большую часть глубоководных котловин и различных впадин. Их поверхность практически горизонтальна. В этих отложениях не отмечаются деформации, они имеют рыхлую, полужидкую консистенцию и, по-видимому, ведут себя во многом подобно вязким жидкостям, заполняя впадины в рельефе дна. Неконсолидованные осадки отличаются скоростью продольных волн от 1,6 до 1,9 км/с, плотностью 1,5–1,7 г/см³, пористостью более 40%. При наблюдениях непрерывным сейсмическим профилированием НСП и ОГТ на результирующих временных разрезах эти толщи отображаются прозрачной или полупрозрачной сейсмической записью. Нередко между неконсолидованными и консолидованными осадками выделяют слой полуконсолидованных пород с $V_p = 1,9-2,5$ км/с.

При формировании консолидированных осадочных отложений в ходе диагенеза произошел отток значительной части седиментационных вод. В их состав входят первично-мелководные и континентальные, уплотненные глубоководные терригенные, карбонатные и хемогенные отложения. К консолидированным осадочным отложениям при исследованиях ГСЗ обычно относили толщи, отличающиеся $V_p \leq 3,3$ км/с. Комплексы с более высокими значениями V_p включали во II океанический слой. При исследованиях НСП, подошвой консолидированных осадочных отложений признавался так называемый акустический фундамент (АФ), т. е. самая глубокая сильная отражающая граница (на временных разрезах НСП), глубже которой сейсмическая запись становилась неинформативной. В настоящее время полного единообразия в оценке подошвы осадочного чехла и его разграничения со II океаническим слоем

между сейсмическими данными ГСЗ-КМПВ, ОГТ и НСП еще не достигнуто. Поверхность II океанического слоя, как правило, является резким разделом V, σ и АЖ, поэтому она четко отображается при разных методиках проведения сейсмометрии и во многих работах именуется АФ.

Второй океанический слой вначале рассматривался как осадочный уплотненный, потом как базальтовый или вулканогенно-осадочный. Во многих публикациях его называют базальтовым фундаментом.

В моделях земной коры океанов, по данным ГСЗ, мощности осадочного чехла принимаются (для осредненных моделей) от 0,39 до 1,74 км, а среднепластовые скорости — от 1,89 до 2,34 км/с. Для II слоя V_p варьируют от 3,3 до 6,2 км/с при среднепластовых скоростях в осредненных региональных моделях от 4,56 до 5,92 км/с и мощностях от 2,13 до 4,87 км. При исследованиях ГСЗ с использованием аппаратуры второго поколения и невзрывных источников II слой расчленяют на три подслоя (IIА, IIВ, IIС), причем в одном и том же разрезе все три подслоя выделяются крайне редко.

С конца 70-х гг. большинство исследователей считают, что слой II в целом, особенно его средняя и нижняя части в полных разрезах является градиентной толщей с постепенным нарастанием V_p с глубиной от 4,0–4,5 до 6,5–7,0 км/с.

При исследованиях НСП в составе осадочного чехла океанов установлено присутствие прозрачных, полупрозрачных, стратифицированных (тонкослоистых) и апаковых (непрозрачных) слоев, которые разделяются регионально распространенными отражающими границами.

Акустическая стратиграфия глубоководных областей Атлантического и Тихого океанов была использована как основа для выбора многих точек Проекта глубоководного бурения. Выше акустического фундамента, названного репером В, наиболее выдержанным является опорный отражающий горизонт А, который по привязкам к скважинам к горизонту раннеэоценовых кремней или перерыву осадконакопления в раннем палеогене, или к поверхности черных глин. В других разрезах горизонт А подстилает палеогемкам к скважинам приурочен к горизонту раннеэоценовых кремней или перерыву, осадконакопления в раннем палеогене, или к поверхности черных глин. В других разрезах горизонт А подстилает палеогеновые карбонаты. По-видимому, в наиболее обобщенном виде горизонт А следует считать приуроченным к первому верхнему контакту между полуконсолированными и консолированными осадками.

Между реперами А и В в разных районах океанов при НСП прослеживаются на большие расстояния два и более сейсмических отражающих горизонта, которые могут служить местными реперами. Эти репера индексируются А* (А', А'', А₁ и В' (В, В₁, В' и др.)

Часто эти отражающие границы маркируют подошву и кровлю черных глин (например, в Атлантике – меловые).

Внедрение в практику наблюдений ОГТ показало, что выделение акустического фундамента, который фиксируется по данным НСП, за пределами СОХ и абиссальных равнин очень часто обусловлено влиянием какого-либо тонкого слоя кремней, лигнитов, карбонатов или газогидратов. Ниже акустического фундамента при исследованиях ОГТ прослеживаются субгоризонтально-слоистые пачки. Поэтому стратиграфическое значение АФ по данным НСП в настоящее время имеет местное, а отнюдь не межрегиональное значение. Его природа в каждой специфической области должна оцениваться независимо, а не определяться из дедуктивных соображений.

По данным глубоководного бурения с судна „Гломар Челленджер“, опубликованным к 1982 г., из 558 скважин базальты были вскрыты лишь в 244 скважинах, т. е. примерно в среднем в одной скважине на каждые 1,5 млн км² зеркала океанов. Большинство скважин остановлено в неуплотненных отложениях.

Л. Э. Левин на основе пластовых (интервальных) сейсмических скоростей предложил так называемые принципы глобальной сейсмостратиграфии (Г С С). Согласно этим принципам для палеозойско-нижнеюрского комплекса осредненный диапазон V_p составляет 4,3–6,3 км/с, для среднеюрско-нижнемелового 3,0–5,0 км/с, для верхнемелового-эоценового 2,2–3,6 км/с и для олигоцен-плейстоценового 1,7–2,5 км/с. Указанные приемы глобальной сейсмостратиграфии весьма дискуссионны. Во-первых, диапазоны V_p каждого намеченного комплекса в схеме ГСС отличаются значительными перекрытиями. Еще большие перекрытия значений V_p , характерных для разновозрастных комплексов, обнаруживаются в конкретных разрезах, где переслаиваются терригенные, карбонатные, хемогенные, кремнистые и вулканогенные толщи, каждая из которых отличается специфическими изменениями V_p по вертикали и по латерали.

Во-вторых, указанный Л.Э. Левиным диапазон скоростей перекрывает интервал значений, используемый как для выделения I (осадочного), так и II океанического слоя. Поэтому $V_p = 3,3–6,3$ км/с, приписываемые II слою, по принципам ГСС Л.Э. Левина, могут характеризовать консолидированные мезозойские и палеозойские отложения от терригенных до вулканогенных.

В-третьих, при разработке принципов глобальной сейсмостратиграфии учитывается только зависимость скорость–возраст осадочных отложений. Опыт применения сейсмометрии на суше показывает, что эта зависимость не является определяющей и может рассматриваться лишь как один из факторов, влияющих на формирование V_p . Еще большее влияние на величину V_p оказывает изменение вещественного состава, степень дислокационного уплотнения

и др. Отвергая в целом ГСС, следует для ориентировочных оценок принимать те его компоненты, которые в основном подтверждаются в океанах. Так, значения $V_p = 1,7-2,5$ км/с могут рассматриваться как наиболее вероятное свидетельство в пользу терригенных и недислоцированных карбонатно-терригенных отложений позднего палеогена – неогена, а $V_p = 2,2-3,6$ – терригенных толщ мела – палеогена. Более высокие значения V_p обусловлены различными литолого-стратиграфическими разновидностями пород, принадлежащими как осадочному, так и II слою океанической земной коры по данным ГСЗ.

При исследованиях ОГТ в разрезе ниже дна океанов также наблюдается несколько субсогласных пологолежащих границ большой протяженности, которые характеризуют осадочный чехол. Ниже их обычно выделяется система отражающих площадок небольшой протяженности и малой интенсивности. Граница несогласия между этими толщами, часто прослеживаемая как прерывистый репер, рассматривается как поверхность II слоя или сейсмического базальтового фундамента. Рельеф поверхности II слоя отличается большой сложностью. В пределах СОХ и на абиссальных рельеф акустического фундамента сильно расчленен и имеет вид острозубчатой осциллограммы, а на других участках ложа океана – сглажен. При исследованиях ОГТ с поверхностью акустического фундамента связана выразительная отражающая граница, однако другие отражающие границы и их ансамбли, как правило, менее протяженные и более крутопадающие, выделяются и глубже.

Сопоставление данных ОГТ и ГСЗ-КМПВ выполнено в небольшом объеме, однако интервальные (пластовые) скорости, определяемые по данным ОГТ, могут рассматриваться как эквиваленты граничных скоростей, оцениваемые при КМПВ (рис. 15). По опорным профилям ОГТ, проложенным вкрест простирания континентальной окраины США, между реперами А и В прослежены три отражающие границы, индексиремые сверху вниз как β , I_1 и I_2 . Пластовые скорости в толще А- β составляют 3,0–4,0 км/с, в толще $\beta-I_1$ 3,8–4,3 км/с, в толще I_1-I_2 4,3–4,8 км/с, в толще I_2-B 5,0–6,4 км/с. Характерно значительное уменьшение пластовых скоростей от зоны соляного диапиризма в направлении к открытому океану. Приведенные данные показывают, что в зонах развития мощных мезозойских осадочных отложений слоистые осадочные толщи, четко картируемые ОГТ, характеризуются диапазоном значений $V_{пл}$ от 3,0 до 6,4 км/с, полностью перекрывающих величины, присущие II слою океанической земной коры.

При изучении природы II океанического слоя в океанах были выполнены многочисленные драгировки и пробурены глубоководные скважины. Эти исследования проводились главным образом в районах СОХ, в ущельях трансформных разломов и на отдельных поднятиях [31].

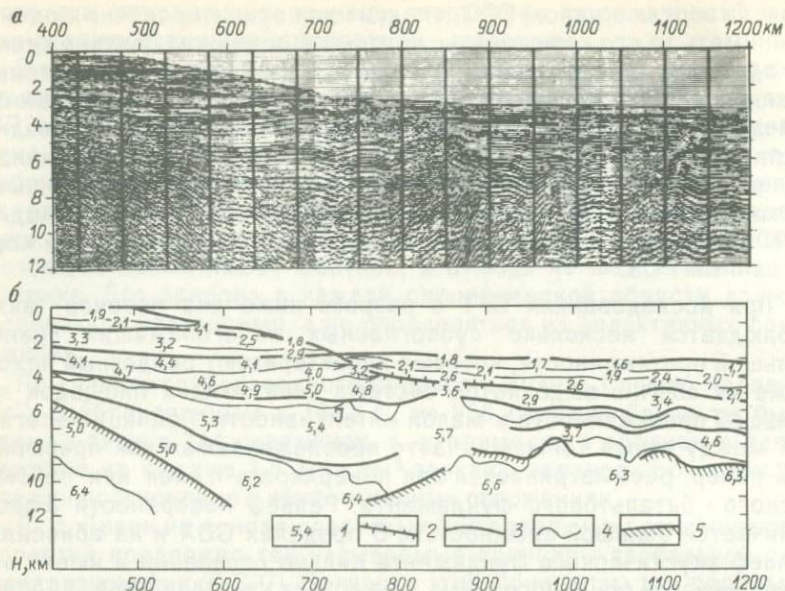


Рис. 15. Особенности строения континентальной окраины США. По Д. Хатчисону и другим, с изменениями:

а – временной сейсмический разрез МОГТ; б – глубинный разрез через континентальную окраину ГСЗ-КМПВ; 1 – значения интервальной скорости; 2 – главное несогласие; 3 – опорные сейсмические горизонты, границы комплексов; 4 – границы сейсмических фаций; 5 – поверхность фундамента

При изучении покровных формаций океанов накопленная разнообразная информация еще в должной мере не обобщена. Имеющиеся материалы позволяют сделать следующие выводы.

1. Океаническая седиментация существенно отличается от континентальной медленностью оттока седиментационных вод. Поэтому глубоководные отложения на протяжении длительного интервала геологического времени остаются неконсолированными или полуконсолированными и характеризуются $V_p < 2,5$ км/с. Толщи с такими значениями распространены в пределах всех океанов и датируются кайнозойем, но могут иметь более древний возраст.

2. Акустический фундамент, выделяемый при НСП, может иметь разнообразную геологическую природу, поэтому его использование при межрегиональных сопоставлениях нецелесообразно, а при внутрирегиональных исследованиях должно проводиться лишь во вспомогательных целях при интерполяционных построениях с обязательным использованием принципов фазовой корреляции отражений.

3. Сейсмический фундамент, намечаемый при ОГТ, и поверхность II слоя океанической коры при ГСЗ-КМПВ на океаническом ложе совпадают во всех случаях. При отсутствии в разрезе II слоя сейсмический фундамент ОГТ совпадает с поверхностью III океанического слоя.

В периокеанических областях скоростной характеристикой, типичной для II слоя, обладают мезозойские и палеозойские осадочные толщи, которые четко субгоризонтально расслоены и стратифицированы по данным ОГТ аналогично мезозойским отложениям шельфов и континентальных склонов. Поэтому по данным ГСЗ-КМПВ, не подтвержденным ОГТ, невозможно достоверно выделять сейсмический или базальтовый фундамент за пределами СОХ и прилегающих к ним участков абиссальных котловин.

4. При сопоставлении океанов и континентов II океанический и осадочный слои океанов целесообразно включать в состав покровных формаций. В качестве поверхности океанического фундамента, сопоставимого с континентальным фундаментом, по мнению автора, следует рассматривать поверхность III океанического слоя, а II слой океанов параллелизовать с промежуточным структурным этажом континентального разреза. Указанное заключение базируется на следующих соображениях: а) II слой океанов распространен в качестве тонкого прерывистого покрова и по смыслу термина не может рассматриваться как фундамент; б) весь диапазон скоростей, по которым оценивают в разрезе океанической коры II слой, присущ покровным формациям континентальной коры и установлен в разрезе мезозойских или мезозойско-палеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных толщ на шельфе и континентальном склоне океанов, а также прилегающих к нему участках абиссалий; в) II слой океанов является высокоградиентной средой с большим перепадом значений V_p , что не характерно для фундамента континентов, но свойственно их промежуточному структурному этажу.

Перейдем далее к анализу строения покровных формаций в отдельных океанах.

Атлантический океан

Атлантический океан вытянут субмеридионально от Арктики до Антарктики, пересекает все климатические пояса Земли и является единственным сравнительно симметричным по отношению к осевому срединному хребту.

Атлантический океан охвачен наиболее плотной сетью скважин и геофизических исследований. Наиболее представительны комплексные исследования, соответствующие масштабу 1:1 000 000, геофизических полей и глубинного строения океана, проведенные советскими учеными вдоль так называемого Анголо-Бразильского

геотраверса, в полосе 8–18° ю. ш. [29], результаты которых целесообразно использовать как опорные.

Мощность осадочного чехла в Атлантике обнаруживает отчетливую циркумокеаническую зональность. По периферии океана, вблизи континентов мощность осадочного слоя в полосе шириной до 300–400 км превышает 2 км, часто достигая в осевых частях впадин и на акваториях 5–10 км и более. Здесь размещаются цепочки приконтинентальных осадочных бассейнов, практически целиком или большей частью находящиеся на акваториях. Сейсмостратиграфический анализ профилей ОГТ свидетельствует, что положение суши и моря сохранялось неизменным в течение седиментогенеза во всех сечениях Атлантики, а вектор твердого стока всегда имел направление со стороны современной суши в направление современного океана.

Около 80% площади океана характеризуется мощностью осадочного чехла менее 2 км, причем полоса между изопакитами 1 и 2 км сравнительно узка (20–50 км). Дальнейшее уменьшение мощности осадочного чехла происходит более плавно. Вся область СОХ и примыкающие к ней холмогорья лишены сплошного осадочного чехла, который выполняет здесь лишь многочисленные впадины в рельефе дна, а на прилегающих абиссальных впадинах осадки залегают гладким покровом толщиной в сотни метров. При изучении осадочного покрова в Атлантическом океане отмечаются следующие специфические особенности латеральной изменчивости осадочного чехла.

1. В западной части Атлантического океана мощность и объем осадков значительно больше, чем в восточной, а впадины отличаются большими погружениями в депоцентрах.

2. В области СОХ осадки сконцентрированы не только в отдельных небольших „карманах”, но и во всех впадинах вдоль трансформных разломов, где мощность осадков достигает многих сотен метров и даже в отдельных случаях свыше 1 км.

3. Западно-Атлантические области осадконакопления простираются значительно дальше к югу, чем Восточно-Атлантические.

4. В Западно-Атлантической области получили развитие островные дуги и окраинно-океанические желоба. Значительные объемы осадков здесь размещаются на большом удалении от континентов, на внешней части континентального склона и у континентального подножия. Такие седиментационные и тектонические образования не характерны для Восточно-Атлантической области.

5. Рассматривая данные глубокого бурения о размещении мелководных осадков (риффы, мелководный ракушняк, субаэральные отложения, торфяники, неокатанные обломочные породы и галечники и др.), Ю. М. Пушаровский отмечал широкое развитие сложных и длительных процессов тектонической деструкции в западной и северной частях Атлантического океана с растяжением,

разъединением и опусканием блоков, сопровождающихся мощным осадконакоплением. В Восточной Атлантике преобладали процессы опускания, а растяжение при осадконакоплении отмечается только в зоне континентального склона.

6. Намечаются отчетливые признаки широтной зональности осадконакопления. В Северной Атлантике сконцентрированы почти все острова, здесь располагаются окраинные моря. Зона минимального циркумконтинентального осадконакопления приурочена к дугообразно выпуклой к северу полосе, прослеживающейся от западного выступа Скандинавского полуострова к Исландии, далее к Южной Гренландии и Баффиновой Земле.

Четкая граница различных мощностей осадочной толщи протягивается через о. Ньюфаундленд, район Большой Ньюфаундлендской банки к Иберийскому полуострову. Широкая полоса минимального циркумконтинентального осадконакопления приурочена к приэкваториальной зоне, примерно от 7° с. ш. до 17° ю. ш. Однородность данной полосы нарушена гигантскими авандельтовыми конусами выноса Амазонки и Нигера, однако именно здесь отмечается общее значительное сужение океана и срединно-океанического хребта, непосредственно к подножью которого со стороны материков подходят глыбовые и вулканические поднятия с резко сокращенным осадочным чехлом (Сьерра-Леоне — с востока, Северо-Бразильский и Сеара — с запада).

В пределах приконтинентальных окраин Атлантики размещены многочисленные зоны осадконакопления, имеющие общую продольную вытянутость. Поперечными и диагональными перемычками и разломами они разделены на отдельные осадочные бассейны, которые остаются, как правило, незамкнутыми со стороны океана. По морфологии и вытянутости (согласно с континентальной окраиной или несогласно с ней) наиболее широко распространены продольные и поперечные грабены (полуграбены) и впадины (полувпадины) — осадочные бассейны, имея в виду, что многие из них продолжают на суше, но площадь и объемы их наземной части неизменно много меньше, чем соответствующие параметры морских продолжений.

В пределах приевропейских осадочных бассейнов с севера на юг происходит отчетливое омоложение базальных горизонтов осадочных отложений, а также специфических соленосных формаций. В северных принонорвежских бассейнах в низах разреза размещаются кембрийско-девонские и карбон-пермские морские отложения, перекрывающие континентальные толщи рифея, среди которых значительное развитие получили девонские и пермские эвапориты, формирующие соляные диапиры. Эти комплексы характеризуются V_p от 4,8 до 6,0 км/с.

Исследования указанных осадочных отложений свидетельствуют со всей очевидностью, что к западу от Европы, начиная по край-

ней мере с триаса—позднего палеозоя, повсеместно располагался глубоководный морской бассейн. Для более северных районов существование такого бассейна в среднем палеозое маркируется девонскими солями и силурийскими граптолитовыми сланцами. Поэтому в современной северо-восточной части Атлантического океана крупные бассейны морского седиментогенеза были сформированы задолго до предполагаемого позднеюрско-кайнозойского спрединга.

Для наиболее репрезентативной характеристики осадочных комплексов Атлантики принципиальное значение имеют советские комплексные исследования (рис. 16), по данным которых подошва осадочного слоя (акустический фундамент)—опорный отражающий горизонт *В*—отличается закономерной изменчивостью формы записи при движении от СОХ к континентальной окраине. В пределах СОХ и его флангов рельеф горизонта *В* сложно расчлененный. Акустический фундамент обнажается непосредственно под дном на 70—80% площади СОХ. Осадки в разрозненных депрессиях залегают горизонтально и имеют мощность до 200 м. В пределах краевого абиссального холмогорья выступы дна и холмы, лишенные осадков, занимают меньше половины площади. Впадины разрознены и заполнены слоистыми осадками, поверхность дна во впадинах ровная. Осадки по акустическим свойствам подразделяются на 2—3 пакки мощностью по 150—350 м.

Восточнее, на периокеанической окраине, мощность осадочных комплексов последовательно увеличивается (см. рис. 16, *в*), а разрез усложняется. Горизонт *В* погружается до 6,6—7,5 с и на материковом склоне переходит в горизонт *Ф*—поверхность континентального фундамента.

Данные о строении осадочного чехла Южной Атлантики свидетельствуют о важных особенностях ее эволюции. К северу от экватора в периокеанических зонах установлено длительное развитие в палеозое значительных морских бассейнов, временами трансгрессировавших на кратоны. К югу от полосы 35—40° ю. ш., где размещаются южные границы Бразильского и Африканского кратонов, становление периокеанических окраин происходило в позднем палеозое и раннем мезозое. Здесь формируется пояс структур растяжения (грабеновидных впадин) субширотной ориентировки. В системе Карру переход от шельфовых к склоновым и глубоководным фациям закартирован сейсморазведкой ОГТ на периокеанической окраине Намибии, где, в частности, намечается палеоавандельтовая система р. Оранжевой.

Весьма своеобразно протекало становление центральной области Южной Атлантики в полосе между экватором и хребтами Китовым и Риу-Гранди.

Образование современного глубоководного бассейна началось с формирования приконтинентальных аптских соленосных грабенов. Однако активизация Бразильско-Атлантической окраины

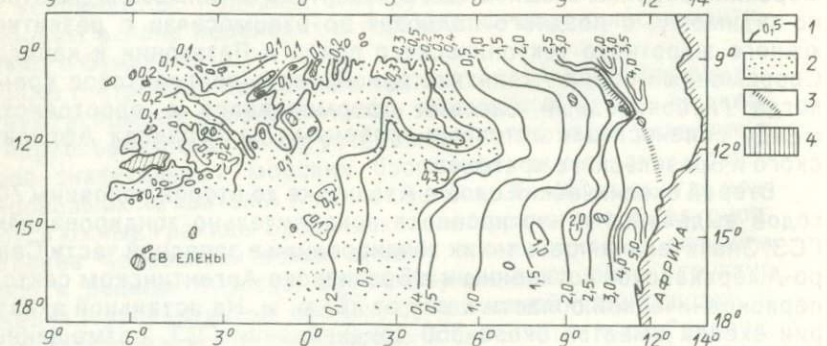
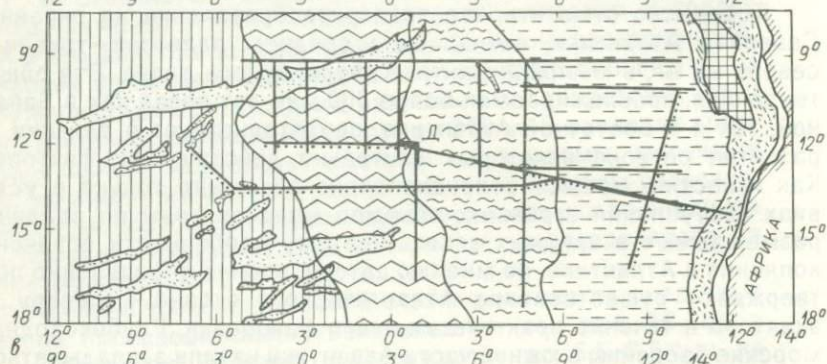
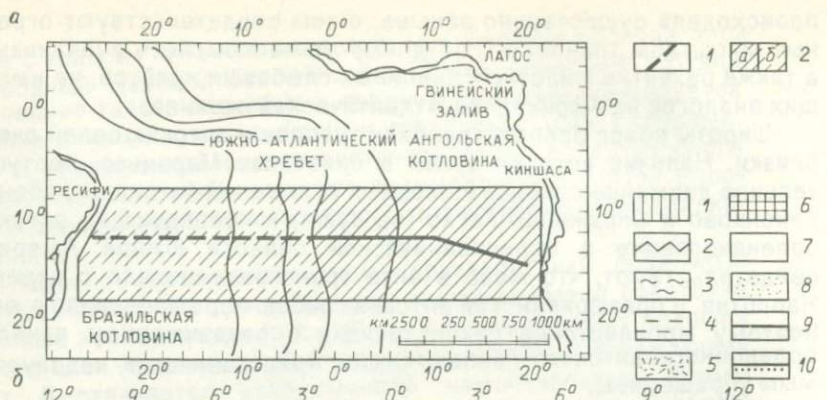
происходила существенно раньше, о чем свидетельствуют огромные масштабы траппового позднеюрско-неокомского вулканизма, а также развитие широтных линейных глыбовых хребтов, не имеющих аналогов на Африканско-Атлантической окраине.

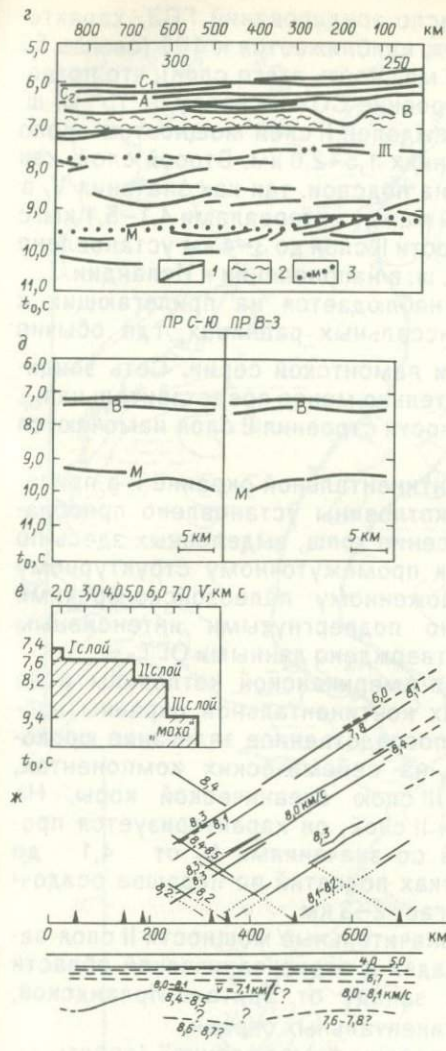
Широты полос распространения траппов и аптских солей очень близки. Наличие аптских солей в синеклизе Мараньяо, поступательное движение солоноватоводных отложений титона в грабенах Реконково и Серджиа-Алагас (на суше) и последующее аптское соленакопление в периокеанической области Южной Америки свидетельствуют, что море в апте трансгрессировало с севера. Напротив, в приафриканский аптский грабен море проникало с юга. Поэтому мобилистские реконструкции с раздвижением единого соленосного аптского грабено-рифта представляется недопустимым упрощением.

Любопытно отметить, что эвапоритообразование на окраинах Северной Атлантики, смещаясь в среднем палеозое—триасе с севера на юг, в Южной Атлантике продвинулось далее. Эта общая тенденция, прослеживаемая более 300 млн лет назад как в Западной, так и в Восточной Атлантике, свидетельствует о влиянии на развитие региона некоторых длительно действующих факторов. Как известно, мощное соленакопление возможно только в условиях поступления огромных объемов морской воды во впадины, размещаемые в аридных зонах. Поэтому особенности осадконакопления в Атлантике, по мнению автора, вполне определенно подтверждают существование Атлантического океана к северу от экватора в течение практически всего фанерозоя. Глубоководные морские бассейны в южной части Атлантики начали закладываться, по-видимому, с позднего палеозоя во взаимосвязи с развитием южного широтного тектонического пояса в Патагонии и капидах. Современный облик Атлантики приобрела в послепаптское время, когда глубоководный бассейн сформировался в пространстве между соленосными аптскими грабенами на окраинах Африканского и Бразильского кратонов.

Второй океанический слой в Атлантике до второй половины 70-х годов выделялся и картировался исключительно зондированиями ГСЗ. Значительная сеть таких зондирований в западной части Северо-Американской котловины и в Бразильско-Аргентинском секторе периокеанической области к югу от 25° ю. ш. На остальной акватории океана имеется около 350 зондирований ГСЗ, размещенных весьма неравномерно. Более половины площади абиссальных котловин и примерно 2/3 площади СОХ являются „белыми пятнами”. Здесь отсутствуют даже единичные зондирования ГСЗ с оценками параметров II слоя.

На значительной части Атлантики II слой отсутствует или имеет мощности около 1,0—1,5 км (рис. 17), определяющие разрешающую способность метода. На основании имеющихся данных ГСЗ могут быть сделаны следующие выводы:





1. В пределах СОХ общее число зондирований ГСЗ, характеризующих V_r верхней части II слоя, приближается к 100 (свыше 50 зондирований позволяют оценить мощность этого слоя), что позволяет представительно описать строение СОХ к северу от 15° ю. ш. Более чем на 95% зондирований выделен II слой мощностью около 3–4 км при доминирующих значениях 1,5–2,0 км. Второй слой, как правило, не удается расчленить на подслои, так как значения V_r в нем примерно поровну разделены между интервалами 4,1–5,1 км/с и 5,2–5,8 км/с. Увеличение мощности II слоя до 3–4 км установлено в хр. Рейкьянес, к северу от 53° с. ш. в направлении к Исландии.

2. Близкая к СОХ картина наблюдается на прилегающих к хребту зонах холмогорья и абиссальных равнинах, где обычно выделяются магнитные аномалии ламонтской серии. Сеть зондирований ГСЗ здесь, однако, значительно менее представительная.

3. Существенно иные особенности строения II слоя намечаются в периокеанических областях.

А. На Южно-Американской континентальной окраине и в прилегающих районах Аргентинской котловины установлено преобладание V_r от 4,1 до 5,1 км/с. Отнесение толщ, выделенных здесь по зондированиям ГСЗ как II слой, к промежуточному структурному этажу молодой платформы, сложенному палеозойско-юрскими осадочными породами, частично подвергнутыми интенсивным приразломным дислокациям, подтверждено данными ОГТ.

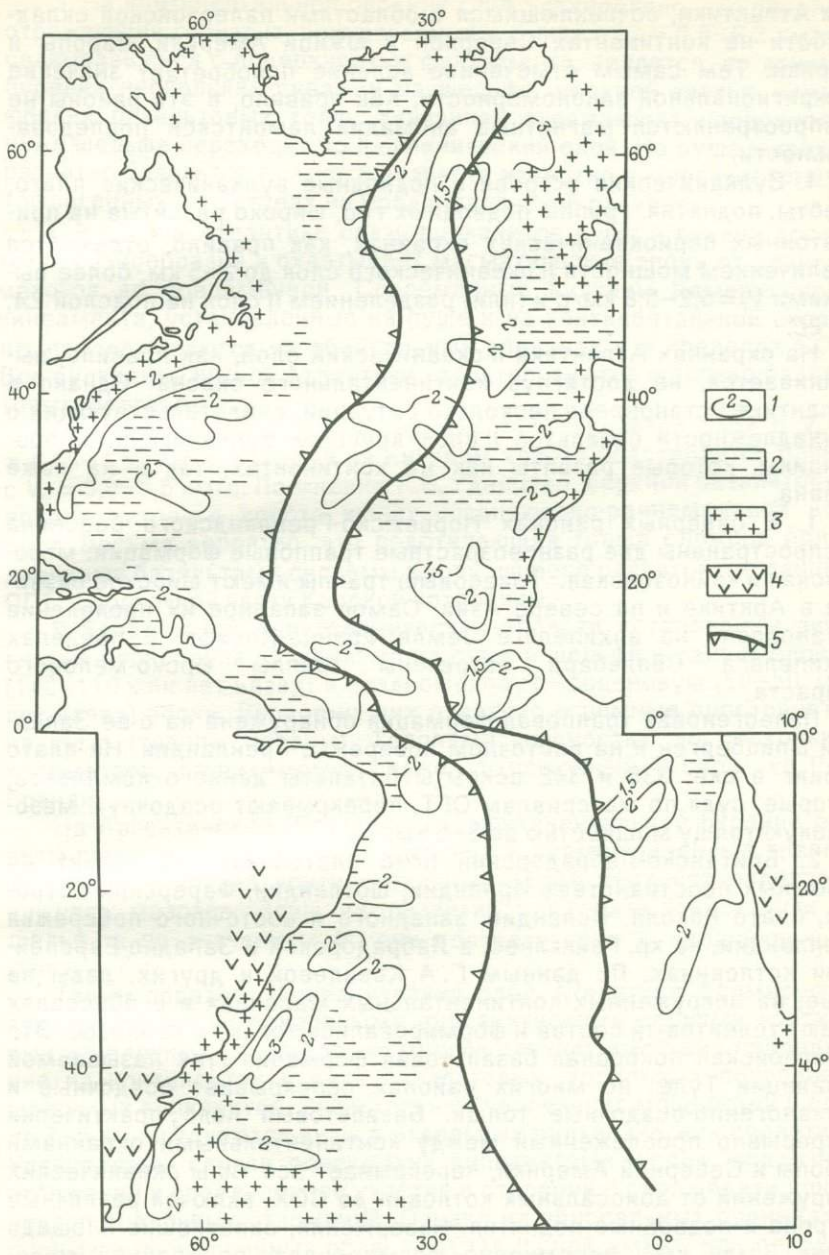
Б. Во внешних зонах Северо-Американской котловины и на обширных прилегающих участках континентальной окраины наблюдается отсутствие II слоя и непосредственное залегание юрско-кайнозойских осадочных серий на сейсмических компонентах, отнесенных по значениям V_p к III слою океанической коры. На зондированиях ГСЗ, где выделен II слой, он характеризуется преимущественно как маломощный со значениями V_r от 4,1 до 5,1 км/с. На разрозненных участках поднятий по подошве осадочного слоя мощность II слоя достигает 2–3 км.

В. Полное отсутствие или незначительные мощности II слоя закартированы на обширных площадях в периокеанической области Северо-Восточной Атлантики, к западу от Британо-Ирландской, Иберийской и Марокканской континентальных окраин.

Весьма характерно, что все районы "вырождения" (вплоть до полного отсутствия) II слоя приурочены к периокеаническим облас-

Рис. 17. Схема строения II океанического слоя Атлантического океана. По А.П. Милашину и В.А. Панаеву, с изменениями:

1 – изопакиты II слоя в относительно хорошо изученных районах, в км; 2 – области отсутствия II слоя или его незначительной мощности; 3 – зоны развития земной коры континентального типа на акваториях и выходы метаморфического континентального фундамента среди траппов; 4 – поля платобазальтов и траппов на суше и мелко-морье; 5 – границы СОХ



тям Атлантики, сочленяющимся с областями палеозойской складчатости на континентах Северной и Южной Америки, Европы и Африки. Тем самым отмеченное явление приобретает значение межрегиональной закономерности. Как правило, в эти районы не распространяются магнитные аномалии ламонтской последовательности.

4. Вулканические острова и подводные вулканические плато, хребты, поднятия, группы подводных гор, широко развитые на прикратонных периокеанических окраинах, как правило, отличаются увеличением мощности II океанического слоя до 2–5 км, более высокими $V_T=5,2-5,8$ км/с (или) разделением II слоя на подслои 2А, 2В, 2С.

На окраинах Атлантики II океанический слой, как правило, выклинивается, не достигнув континентального склона. Однако в Атлантике установлено несколько ситуаций, свидетельствующих о принадлежности базальтов II слоя крупным вулканогенным провинциям, которые развиты как на континентах, так и на ложе океана.

1. В северных районах Норвежско-Гренландского бассейна распространены две разновозрастные трапповые формации: мезозойская и кайнозойская. Триасовые траппы имеют широкое развитие в Арктике и на севере Азии. Самое западное их проявление установлено на архипелаге Земля Франца-Иосифа. В пределах архипелага Свальбард встречены траппы юрско-мелового возраста.

Палеогеновая трапповая формация обнаружена на о-ве Западный Шпицберген и на восточном побережье Гренландии. На плато Вёринг в скв. 338 и 342 вскрыты базальты данного комплекса, которые, судя по материалам ОГТ, перекрывают осадочную мезозойскую толщу мощностью до 3–5 км.

2. Британско-Лабрадорский пояс платобазальтов развит на огромных пространствах Ирландии, Шотландии, Фарерских островах, плато Рокколл, Исландии, западного и восточного побережья Гренландии, на хр. Рейкьянес, в Лабрадорской и Западно-Европейской котловинах. По данным Г. А. Ковалевой и других, лавы на суше, на погруженных континентальных массивах и в абиссальных имеют толеитовый состав и формировались только в кайнозое. Эта кайнозойская покровная базальтовая формация (так называемой провинции Туле) во многих районах перекрывает осадочные и вулканогенно-осадочные толщи. Базальтовый пояс, практически непрерывно прослеженный между континентальными окраинами Европы и Северной Америки, перекрывает все типы океанических сооружений от абиссальных котловин до СОХ, включая различные острова и подводные поднятия. Извержения, охватившие площадь более 3 млн км², несомненно формировали, по крайней мере, верхнюю часть II океанического слоя.

3. На континентальной окраине США установлено, что опорный отражающий горизонт, приуроченный к толще с $V_r = 5,8-6,2$ км/с и связывавшийся с поверхностью фундамента, является, по данным бурения нескольких скважин на шельфе, верхней частью нижнеюрских базальтовых толщ. Указанная отражающая поверхность ниже шельфа переходит во II океанический слой. На суше широкое развитие базальтов близкого возраста известно в многочисленных тафрогенных структурах на Преаппалачской равнине.

4. В Южной Атлантике связь вулканитов суши и океана достаточно разнообразна и охватывает магматические эпохи от раннего мезозоя до современной. Современные вулканы Камерунского линейного элемента, установленные на суше и на континентальной окраине, прослеживаются на абиссальных равнинах и в пределах СОХ. Все вулканиты Южной Атлантики характеризуются щелочно-базальтовым составом.

От Китового хребта к побережью протягивается слой с $V_p = 4,15-4,80$ км/с, который на Китовом хребте подстилается слоем с $V_p = 5,0-5,5$ км/с. По мнению Г.Б. Удинцева, верхний базальтовый покров Китового хребта имеет позднеюрско-раннемеловой возраст. Весьма вероятно, что подстилающая толща сложена более древними базальтами системы Карру, широко развитой, по данным ОГТ, в восточной части Капской котловины.

В Бразильской периокеанической области установлены энергичные проявления вулканизма на суше и шельфе в раннемеловую (140–110 млн лет назад) и позднемеловую–эоценовую (80–50 млн лет назад) эпохи. Первое из них охватило огромные пространства на суше (траппы Параны). Траппами мощностью до нескольких километров, по-видимому, сложен утолщенный II слой хр. Риу-Гранди.

На Аргентинской (Патагонской) континентальной окраине развиты главным образом среднеюрские и пермо-триасовые траппы, входящие в состав континентальных серий верхнего палеозоя–нижнего мезозоя. Зоны их развития продолжают с суши на шельф, а по значениям V_r они соответствуют II океаническому слою.

Таким образом, II океанический слой Атлантики формируется преимущественно покровными вулканическими сериями толеитовых и щелочных базальтов, во многих случаях имеющих продолжение на континентах в виде базальтовых, трапповых покровов и щелочных вулканитов. Значительные увеличения мощностей II слоя до 3–5 км намечаются лишь в отдельных вулканических поднятиях. Установлены случаи перекрытия вулканитами II слоя осадочных отложений и определенное участие в строении II слоя вблизи континентов осадочных отложений. Однако на абиссальных равнинах, в осевых и периферийных областях СОХ II слой имеет, как правило, малые (до 2 км) мощности и сложен в основном толеитовыми базальтами.

Покровные формации океанических пространств в Атлантике четко разделяются на два генеральных типа: 1) базальтовые покровы абиссальных равнин и СОХ, перекрытые незначительной пленкой неуплотненных осадков; 2) преимущественно мощные линзовидные толщи континентальных окраин, в составе которых базальтовые покровы играют подчиненную роль, а резко преобладают осадочные отложения.

Индийский океан

Индийский океан занимает площадь 94 млн км² и по всему периметру граничит с гондванскими кратонами. Лишь на северо-востоке Зондский окраинно-океанический желоб и одноименная островная дуга отделяют Индийский океан от Альпийского геосинклинального пояса и Филиппинского сектора Тихого океана. На юго-западе и юго-востоке Индийский океан сочленяется непосредственно с Атлантическим и Тихим океанами через широкие Афри-

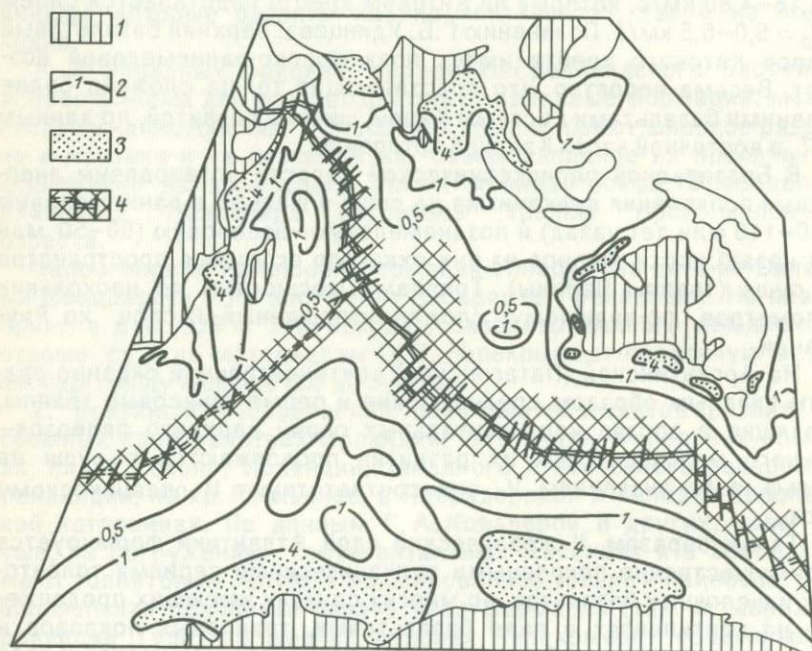


Рис. 18. Схема строения осадочного чехла Индийского океана. По Н.Я. Кунину, Н.И. Малушиной:

1 — выходы фундамента в щитах кратонов; 2 — изопохиты осадочного чехла, в км; 3 — области распространения осадочного чехла мощностью от 4 до 16 км; 4 — зона срединного хребта и абиссальных со спорадическим развитием и незначительными мощностями осадков

Канско-Антарктическую и Австрало-Антарктическую перемычки. Необычный ветвящийся характер имеет положение СОХ в Индийском океане, переходящих в Красное море. Эти георифтогенали расчленяют Индийский океан на три геоблока: 1) Западный (Приафриканский); 2) Северо-Восточный (Приавстралоазиатский); 3) Южный (Приантарктический).

На большей центральной части океана мощность осадочного чехла не превышает 500–600 м (рис. 18). Единичные скважины, пробуренные в западинах на склонах СОХ, и данные сейсмопрофилрования подтверждают, что под низкоскоростным осадочным чехлом ($V_p \approx 2,5$ км/с), сложенным в основном биогенными илами кайнозоя, размещается поверхность толеитовых базальтов (акустический фундамент).

Осадочный чехол Западного геоблока объединяет три генетически разнородных комплекса отложений, создает сложную дифференцированную мозаику его структур: 1) комплекс выполнения грабенов; 2) комплекс клиноформ нормальной континентальной окраины, переходящих в конденсированные покровы дна некомпенсированных водоемов; 3) комплекс авандельт и конусов выноса глубоководных каналов, сформированный после неотектонической активизации в Азии и Африке.

Наибольшие погружения подошвы чехла намечаются непосредственно в полосе континентального склона и шельфа и достигают в габнах Сомалийской окраины 10–15 км.

Самым проблематичным вопросом строения осадочного покрова Западного геоблока являются масштабы распространения и состав юрских и доюрских отложений. Терригенно-трапповая толща карбонovo-триасовой системы Карру прослеживается из одноименной синеклизы и картируется сейсморазведкой на шельфах Транская, Дурбана, Мадагаскара. Общий трансгрессивный характер системы Карру, присутствие в ее составе верхнепермско-триасовых морских отложений не позволяет сомневаться в существовании одновозрастного (P₃-T) морского палеобассейна на юго-западе Индийского океана, по крайней мере, с позднего палеозоя. Мощности накопившихся здесь толщ Карру (до 3–5 км) подтверждают длительность прогибаний и их интенсивность. Нижнеюрские морские карбонатно-терригенные отложения, венчающие разрез данного комплекса, характеризуются $V_p = 4,5–5,2$ км/с и свидетельствуют об общем усилении мористости обстановки седиментации. Весьма вероятно, что в более южных районах в этот период существовал сравнительно глубоководный бассейн.

По данным Н. М. Джиноридзе, в рассматриваемом регионе установлены два крупных меридионально вытянутых поздне триасово-юрских соленосных бассейна (Южно-Танзанийский и Мадагаскарский), а также два малых (Южно-Мозамбикский и Портэлиза-

бетский). Соли Южно-Танзанийского бассейна залегают под отложениями байоса. Они подстилаются толщами системы Карру, в верхних 900 м разреза которой развиты эвапориты. Как известно, эвапоритовые формации этого периода также имеют широкое распространение на востоке и севере Аравийского полуострова и в Иране.

Палеозойско-раннемезозойское морское осадконакопление можно предполагать на континентальной окраине Аравии и Сомали и к северу от Кенийско-Коморской перемычки. На континентальной окраине северной части Сомали при сейсмометрии ОГТ закартирована толща доюрских осадочных отложений мощностью до 9 км. В Восточно-Аравийском периокеаническом прогибе, как известно, происходило накопление ордовик-раннедевонских терригенных толщ, сменившихся после перерыва в D_2 - C_3 карбонатно-эвапоритовой седиментацией перми-раннего мезозоя. Видимо, подобные толщи выполняют доюрский периокеанический прогиб у побережья Сомали (рис. 19).

В послекаррускую эпоху, вслед за образованием траппов T_3 - J_1 новая морская трансгрессия в Приафриканском геоблоке развивалась с севера. В Восточно-Аравийском прогибе, продолжение которого прослеживается на обширных площадях Эфиопии и Сомали, распространены средневерхнеюрские карбонаты, выполняющие Трансэритрейский прогиб, морские отложения поздней юры появляются на севере Мадагаскара. Новые данные сейсморазведки показывают, что на континентальной окраине Сомали юрская толща выклинивается в направлении океана вниз по падению современного склона, свидетельствуя о формировании близкой к современной континентальной окраины на северо-западе Сомалийской котловины, начиная, по крайней мере, с юры.

Излияния траппов к югу от 12° ю. ш., начавшиеся в T_3 - J_1 и вновь активизировавшиеся на севере Мозамбика в конце юры, вероятно, указывают на развитие интенсивных опусканий.

Результаты ГСЗ свидетельствуют (см. гл. IV), что до настоящего времени в рассматриваемой области сохраняются крупные массивы континентальной сиалической земной коры, в пределах которых конструктивные процессы, включая гранитообразование, продолжались вплоть до фанерозоя. Логично считать эти массивы принадлежащими западной части гипотетического гондванского материка Лемурия, который в течение эпох палеозойских оледенений (O-P) был неотъемлемой частью единой Гондваны. Деструктивные процессы в каррускую эпоху были сконцентрированы в зоне между Мадагаскаром и Африкой. В более южных районах существовал морской бассейн, трансгрессии из которого достигали Танзании. Севернее Западной Лемурии размещался Сомалийский морской бассейн, трансгрессии из которого к югу и к западу, связанные частично с дальнейшей активизацией деструктивных про-

цессов в Западной Лемурии, фиксируются наиболее выразительно на юрско-меловом этапе развития региона, когда морские бассейны перекрывали большую часть современного Африканского Рога и достигали северных районов Мозамбика и Мадагаскара. Поэтому при палеотектонических реконструкциях Индийского океана необходимо учитывать не только сравнительно небольшой о. Мадагаскар (площадь в 600 тыс. км²), но и более крупный материковый массив Западной Лемурии площадью около 10 млн км².

Новый пароксизм деструктивных процессов в Западной Лемурии начался в конце мела—палеоцене, маркерами чего являются базальтовые излияния траппов на Мадагаскаре, Индостане, современном дне океана, а также трансгрессии моря на Восточном Мадагаскаре. Погружения оснований рифов на банках Маскаренского хребта на 1600—2000 м, нахождение на больших глубинах океана других признаков мелководных осадков раннего палеогена свидетельствуют о сравнительно быстром развитии общей деструкции.

Приавстралоазиатский геоблок Индийского океана охватывает большую часть его относительно изученной акватории. Для этого геоблока характерны некоторые черты морфологии дна, которые не известны в остальных геоблоках Индийского и других океанов. Все пространство геоблока рассечено узкими линейными весьма протяженными поднятиями, частично сопряженными с узкими желобами.

Другой особенностью морфологии дна Приавстралоазиатского геоблока является наличие в нем изометричных краевых плато и округлых островов (Тасмания, Шри-Ланка), особенно характерных для Австрало-Индоеокеанской окраины. К востоку от Восточно-Индийского хребта размещаются несколько котловин Индийского океана, которые не сопряжены со срединно-океаническими хребтами. В Атлантике и в более западных районах Индийского океана такие котловины отсутствуют. Напротив, для западной части Тихого океана характерно именно такое, обособленное от СОХ, размещение океанических котловин.

Данные сейсморазведки и бурения свидетельствуют, что к востоку от Камбейско-Мальдивского линеамента и к югу от линеамента Нарманда-Сон в течение мезозоя располагалась континентальная область, которая размывалась преимущественно в палеозое — мелу. Обычно ее рассматривают как Индостанский блок Гондваны. В рамках данной интерпретации этот длительно размываемый континентальный блок, который на границе мела и палеогена преимущественно был перекрыт трапповым покровом, после чего его южная часть испытала резкие погружения, принимается за центральную часть палеозойско-мезозойского континента Лемурия. Представляется, что допалеогеновая суша Центральной Лемурии охватывала п-ов Индостан (к югу от линеамента Нарманда-

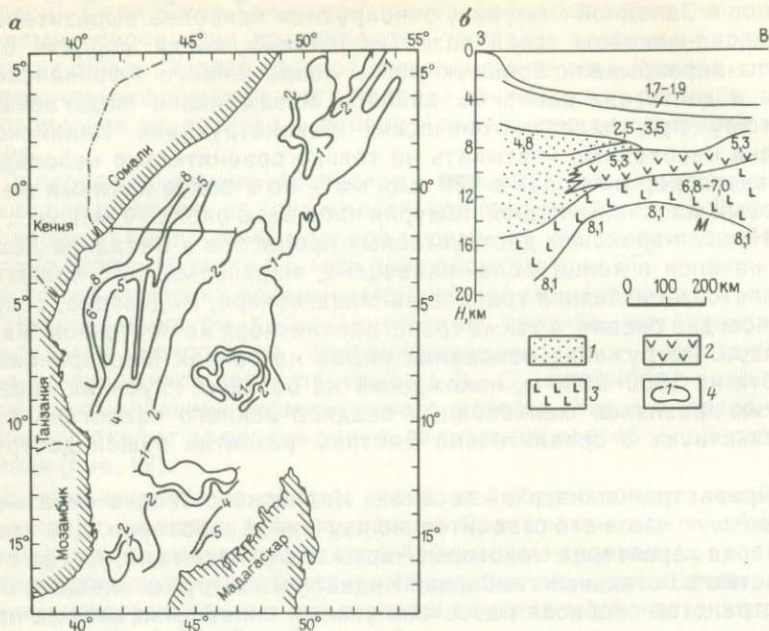


Рис. 19. Строение осадочного чехла (а) и субширотный разрез (б) западной части Сомалийской котловины по данным ОГТ. По М. Коффину и другим, с дополнениями: 1 — докайнозойские осадки; 2 — II — океанический слой; 3 — III — океанический слой; 4 — изопахиты двойного времени пробега отраженных волн, в с; цифры на разрезе — пластовые скорости, в км/с

Сон) и прилегающие с юго-запада зоны, включая субмеридионально вытянутые подводные хребты. В северо-западных областях Индостана и в прилегающих зонах акватории Аравийского моря развиты юрские карбонаты (типа вскрытых бурением на п-ове Кач) и более древние тетические отложения. Излияния деканских траппов свидетельствовали об активизации деструктивных процессов в Центральной Лемурии и значительных погружениях ее фундамента в основании Деканской синеклизы и Камбейского грабена.

К востоку от Индостана размещается огромный осадочный бассейн Бенгальского залива, выполненный мощной толщей осадочных образований, верхнюю часть которых слагает авандельтовый комплекс Ганга и Брахмапутры. Бенгальский бассейн занимает площадь около 3 млн км² и охватывает Бенгальский залив, северную часть Центральной и Кокосовой котловин. Глубина океана в южной части этого мегабассейна превышает 5 км. По данным сейсмических работ, на акватории в центральной части залива по

меридиональному профилю вдоль оси бассейна от северного борта на суше до 10° ю. ш. (рис. 20) осадочная толща залегает непосредственно на фундаменте кратона, или на III океаническом слое. Максимальная мощность осадков в устье Ганга достигает по разным оценкам 16–18 км.

Непосредственно на восточном шельфе Индостана установлено развитие осадочных бассейнов. В их составе преобладают морские аналоги гондванской системы, датируемые поздней пермью – ранним мелом. Эти седиментационные тела формируют Индо-Шриланкийский и Годаварский суббассейны.

Данные глубокого бурения в котловинах, прилегающих к Австралии, показывают, что режим некомпенсированного прогибания в ряде районов зафиксирован с поздней юры – раннего мела. Однако результаты геофизических исследований и бурения на северной и западной континентальных окраинах Австралии вполне определенно свидетельствуют, что к западу и северу от материка глубоководные морские бассейны существовали и в палеозое, и в раннем мезозое.

Древние образования клиноформ континентального склона и морские толщи могут рассматриваться как несомненные признаки соответствующих по возрасту относительно глубоководных морских впадин. Вдоль меридионального отрезка Западно-Австралийского континентального склона размещаются грабенообразные осадочные бассейны Перт и Карнарвон, которые сформированы на окраинах щитов Йилгарн и Пилбара. Практически непрерывное

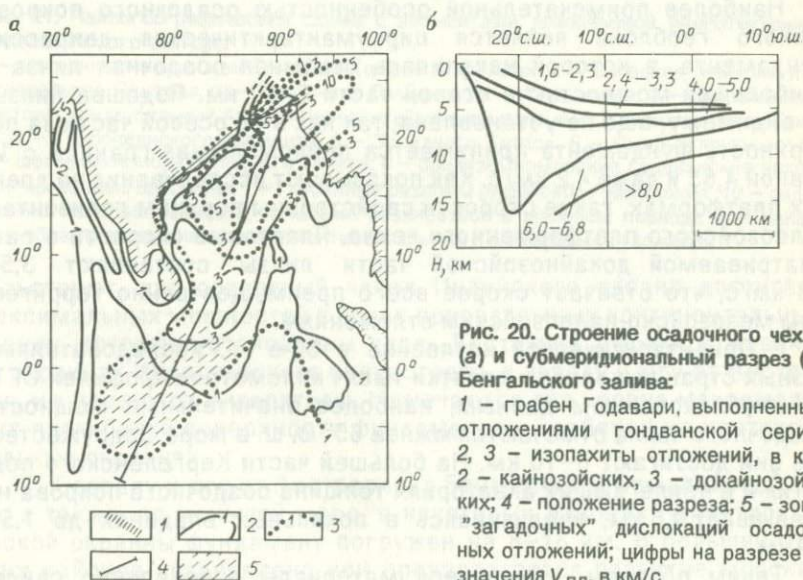


Рис. 20. Строение осадочного чехла (а) и субмеридиональный разрез (б) Бенгальского залива:

1 – грабен Годавари, выполненный отложениями гондванской серии; 2, 3 – изопахиты отложений, в км; 2 – кайнозойских, 3 – докайнозойских; 4 – положение разреза; 5 – зона "загадочных" дислокаций осадочных отложений; цифры на разрезе – значения $V_{пл}$, в км/с

морское осадконакопление происходило здесь с триаса, причем максимумы мощностей осадочной линзы постепенно смещались к западу. Рифтогенные прогибания начались в докембрии, максимальные мощности отложений в грабенах достигают 14 км, причем толщина докембрийских, палеозойских и мезозойских комплексов в бассейне Перт примерно одинакова (4–5 км). Мощность и полнота палеозойского разреза в бассейнах Перт и Карнарвон возрастают с юга на север, в этом же направлении увеличивается мористость палеозойских толщ. По результатам бурения, морские карбонатные и терригенные отложения (D – G), перекрывающие аллювиальные отложения (O – S), развиты на континентальной окраине на широте плато Уоллаби. В суббассейне Северный Карнарвон и на плато Эксмут мощности осадочных толщ возрастают до 10 км, а в их разрезе, по-видимому, участвуют докембрийские отложения. Здесь древнейшие трансгрессивные серии морских отложений датируются ранним силуром и средним–поздним девоном.

На юго-востоке Индийского океана имеются многочисленные свидетельства существования вплоть до эоцена крупного континентального сооружения (Восточной Лемурии), включавшего в себя Австралию, ее западные окраины, Западно-Австралийский хребет и Кергеленское плато. Наиболее вероятная, по мнению автора, палеогеографическая ситуация мелового периода для Индоокеанского сегмента Земли изображена на рис. 21, где также учтена ограниченная информация о строении осадочного покрова Южного (Приантарктического) геоблока Индийского океана.

Наиболее примечательной особенностью осадочного покрова Южного геоблока является циркумантарктическая депрессия фундамента, в которой накопилась огромная осадочная линза с наибольшей мощностью в осевой части 6–10 км. Подошва линзы, по-видимому, еще не установлена, так как в ее осевой части за поверхность фундамента принимается преломляющая граница с V_1 , равной 4,85 и даже 4,2 км/с. Как показывают исследования на древних платформах, такие скорости свойственны верхним горизонтам палеозойского платформенного чехла. Пластовые скорости в рассматриваемой докайнозойской части линзы составляют 3,5–4,8 км/с, что отвечает скорее всего преимущественно терригенным мезозойско-палеозойским отложениям.

В Приантарктической котловине в 80-е гг. исследователями разных стран выполнены десятки тысяч километров профилей ОГТ. По опубликованным данным, наиболее значительные мощности осадочного чехла отмечаются южнее 65° ю. ш. в море Содружества, где они достигают 6–10 км. На большей части Кергеленского поднятия и в прилегающих акваториях толщина осадочного покрова не превышает 0,5 км, увеличиваясь в локальных впадинах до 1,5–2,0 км.

Таким образом, имеющиеся материалы определенно свиде-

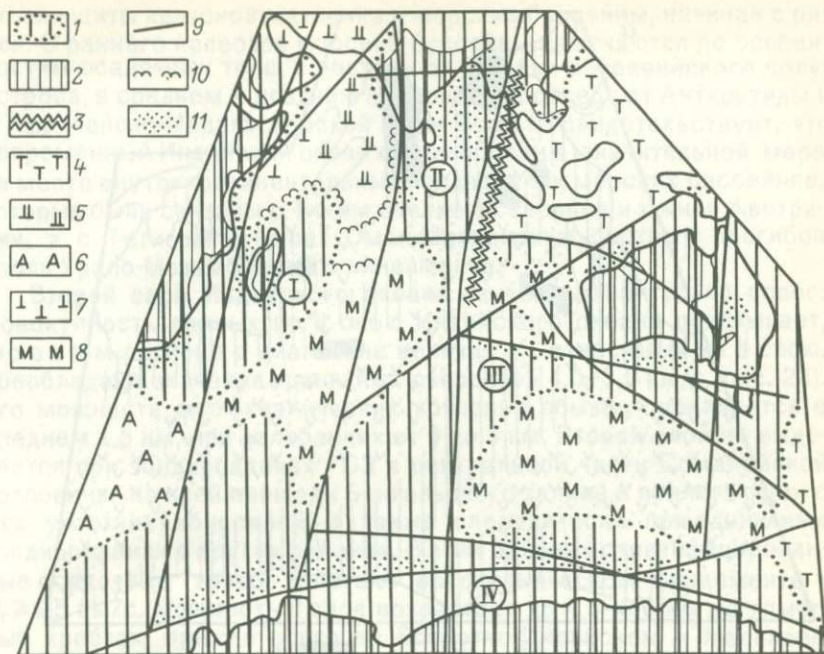


Рис. 21. Палеогеографическая схема с элементами доэоценовой палеотектоники Индоокеанского сектора:

1 – материковые массивы Гондваны (цифры в кружках): I – Западная Лемурия, II – Центральная Лемурия, III – Восточная Лемурия, IV – Антарктида; 2 – современные кратоны; 3 – мобильный Аракан-Инвестигейторский пояс; 4–6 – океанические области: 4 – Тихоокеанского сегмента, 5 – Западного Тетиса, 6 – Южно-Атлантическая; 7 – шельфовые моря Западного Тетиса; 8 – средиземноморские гондванские некомпенсированные бассейны; ? – глубинные разломы рифейского заложения; 10 – рифогенные массивы кайнозоя, начавшие развиваться в меловом периоде или ранее; 11 – области осадконакопления континентальных и шельфовых отложений

тельствуют, что осадочный чехол Индийского океана достигает максимальных мощностей в зонах приразломных континентальных окраин, которые установлены вдоль Восточной Африки и Аравии, на окраинах Индостанского полуострова, к западу и югу от Австралии, и к северу от Антарктиды. Намечаются два уровня максимальных прогибаний поверхности фундамента в грабенах на континентальных окраинах.

1. К западу и югу от Австралии, в Бенгалии и в Сомалийской зоне, а также, по меньшей мере, в некоторых районах Приантарктической окраины фундамент погружен на 8–16 км. В большинстве этих районов установлено или предполагается развитие морских отложений рифея – палеозоя.

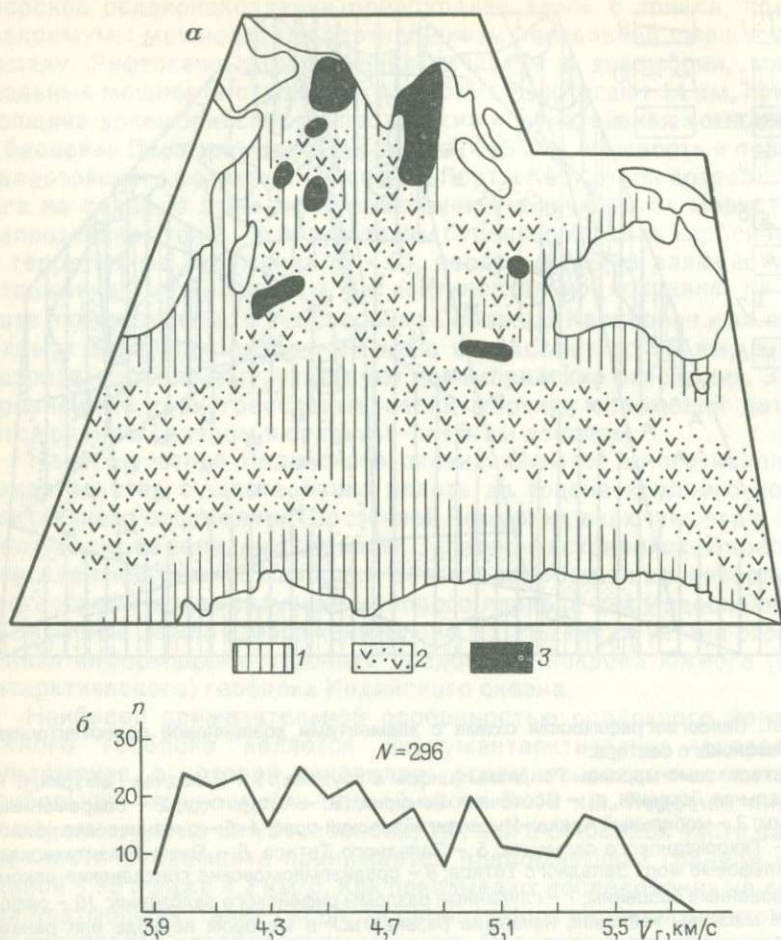


Рис. 22. Строение II слоя Индийского океана (а) и гистограмма распределения граничных скоростей по его поверхности (б):

1 – области больших мощностей II слоя, сложенного осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями; 2 – области II слоя мощностью 1–2 км, сложенного базальтовыми покровами; 3 – зоны отсутствия II слоя; n – частота встречаемости; N – число анализов

2. К западу от Индостана, в южной половине Африканской и на северо-востоке Австралийской окраин мощности осадочного чехла остаются не более 4–6 км. Здесь распространены преимущественно юрско-кайнозойские отложения при некоторой роли средневерхнепалеозойских.

Фациальный состав осадочных толщ Индийского океана свидетельствует, что континентальные окраины Австралии разграни-

чивали щиты кратонов материка и морские бассейны, начиная с рифея. С раннего палеозоя морские бассейны намечаются по особенностям осадочных толщ к востоку от Сомали и Аравийского полуострова, в среднем – позднем палеозое – к северу от Антарктиды и в Африканско-Мадагаскарской зоне. Все это свидетельствует, что современный Индийский океан сформирован в значительной мере на месте внутриконтинентальных гондванских морских бассейнов, которые были связаны с Тихим океаном севернее и южнее Австралии, а с Тетисом – через Оман-Макранскую систему прогибов вдоль Урало-Мозамбикского линейaments.

Второй слой Индийского океана изучен сравнительно слабо. Совокупность данных по II слою Индийского океана показывает, что в этом регионе в диапазоне величин V_p , относимых ко II слою, преобладают значения граничных скоростей 4,0–5,0 км/с (рис. 22). Его мощность для океанических котловин обычно оценивается в среднем 1,5 км, при колебаниях от 0 до 3 км. Второй слой не выделяется при зондированиях ГСЗ в центральной части Сомалийской котловины, на всей площади Бенгальского залива и прилегающих с юга участках абиссалий, а также спорадически при единичных зондированиях в других районах. В этих районах стратифицированные осадочные толщ залегают на океаническом фундаменте с $V_p \geq 6,5$ км/с. Мощность II слоя возрастает до 4,5–6,0 км на глыбовых хребтах, прежде всего на Восточно-Индийском и Маскаренском.

В большинстве абиссальных котловин по данным глубоководного бурения слабоконсолидированные осадочные толщ подстилаются толеитовыми базальтами. Поэтому в этих районах II слой отождествляется с основными вулканитами. Для областей континентальных окраин и прилегающих участков абиссалий, а также для многих глыбовых хребтов такая оценка природы II слоя оказывается неприемлемой.

Полученные новые данные показывают, что во многих случаях под основными вулканитами развиты нормальные осадочные породы значительной мощности, а в других случаях осадочные толщ домелового возраста характеризуются значениями V_p , типичными для II океанического слоя.

Северный Ледовитый океан

Северный Ледовитый океан в системе океанов Земли занимает особое место. По особенностям глубинного строения и тектонической позиции Северный Ледовитый океан обнаруживает наибольшее сходство с Индийским. Атлантика и Тихий океан сопрягаются с обоими суперматериками – Лавразией и Гондваной. Напротив, Индийский океан является существенно внутригондванским образованием, а Северный Ледовитый – структура внутрилавразийская. В его внутренних районах, как и в Индийском океане, обнару-

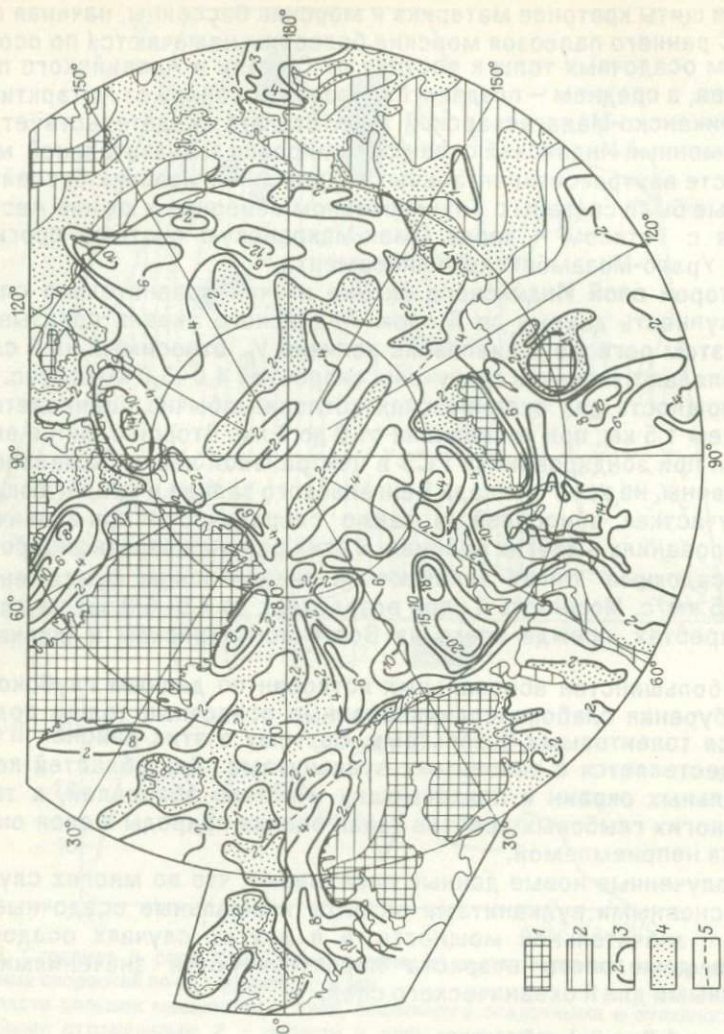
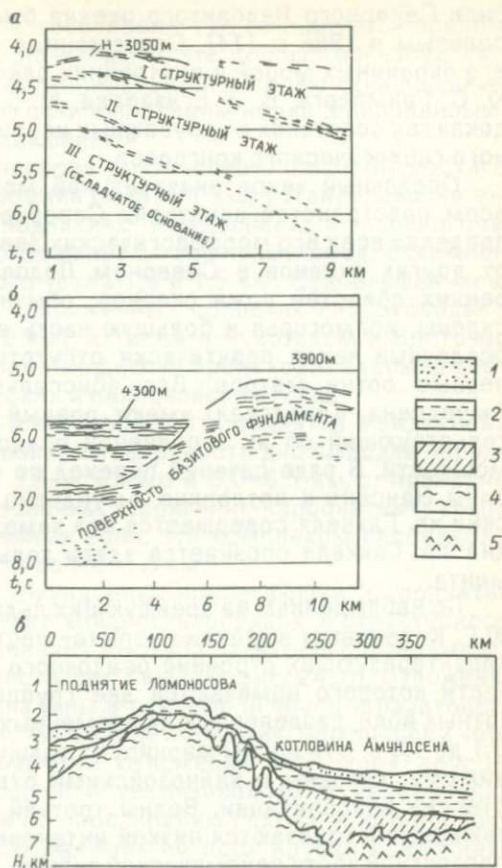


Рис. 23. Схема строения осадочного слоя Арктики. По Н.Я. Кунину, С.В. Усенко:
 1, 2 – выходы фундамента: 1 – дофанерозойского, 2 – фанерозойского; 3 – изопахты, в км; 4 – области с мощностью осадочного чехла 2 км; 5 – разломы

Рис. 24. Схематические разрезы осадочного чехла Северного Ледовитого океана. По Ю.Г. Киселеву:

а, б – временные сейсмические разрезы МОВ через: а – поднятие Ломоносова, б – зону сопряжения котловины Амундсена с хребтом Гаккеля; в – глубинный разрез в районе 82° с. ш.; 1 – прозрачные полуконсолидированные отложения; 2 – нижняя часть I структурного яруса; 3–5 – комплексы; 3 – II структурного яруса, 4 – III структурного яруса, 5 – базитовый



жены значительные фрагменты континентальной земной коры (поднятия Ломоносова, Менделеева, Север и др.), которые отсутствуют на ложе Тихого океана и на большей части Атлантического.

По размерам, средним глубинам абиссалий, площади шельфовых морей и островов и ряду других морфометрических параметров Северный Ледовитый океан занимает крайнее место в ряду океанических сооружений. Общая его площадь составляет 14,8 млн км², из которых 6,3 млн км² приходится на шельфовые области в старом понимании этого термина (ограниченные изобатой 200 м). Средняя глубина этого океана – 1225 м.

Вся водная поверхность Северного Ледовитого океана постоянно или временно покрыта льдом. Это наложило специфический отпечаток на методику геолого-геофизического изучения и привело к относительно позднему, по сравнению с другими океанами, освещению строения его литосферы. Первое описание внутренних рай-

онов Северного Ледовитого океана было осуществлено Ю. Г. Киселевым в 1986 г. [14]. Современные представления о строении его окраинных морей и внутренних районов изложены в работах Ю. С. Грамберга, Б. З. Егизарова, Ю. Е. Погребицкого и других, в докладах советских и зарубежных исследователей 27 Международного геологического конгресса.

Осадочный чехол значительной мощности широко развит на всем пространстве акватории Северного Ледовитого океана и в пределах всех его морфологических элементов (рис. 23). В отличие от других океанов в Северном Ледовитом нет обширных внутренних областей ложа океанов, обычно охватывающих СОХ, их склоны, холмогорья и большую часть абиссальных котловин, где осадочный чехол практически отсутствует или имеет мощность первые сотни метров. Все абиссальные котловины (Нансена, Амундсена, Канадская) имеют ровный и пологий рельеф, свидетельствующий об их заполнении осадочными породами большой мощности. В ряде сечений переход по поверхности дна от котловины Нансена к котловине Амундсена через срединно-океанический хр. Гаккеля совершается без заметных изменений в рельефе дна Хр. Гаккеля опознается здесь только по воздыманию фундамента.

По наблюдениям на дрейфующих льдах в Арктическом бассейне Ю.Г. Коселевым выделено черыте—шесть групп отраженных волн, характеризующих строение осадочного чехла (рис. 24), в верхней части которого намечаются две группы отраженных высокочастотных волн, разделенных на временных разрезах интервалом от 0,1 до 1,0 с. Эти волны маркируют толщу с $V_{пл} \approx 1,65$ км/с и, по-видимому, связаны с кайнозойскими отложениями незначительной степени консолидации. Волны третьей группы обычно мало протяженные и отличаются низкой интенсивностью. Они приурочены к прозрачной части сейсмической записи, мощность которой может достигать 1,5 с, а пластовые скорости изменяться от 1,75 до 2,2 км/с. Данная толща сложена преимущественно глинистыми кайнозойскими отложениями. Подошве кайнозойских отложений свойственна четвертая группа волн, часто доминирующая по интенсивности на сейсмических записях. Кайнозойские отложения Ю.Г. Киселев рассматривает как I этаж. Далее будем использовать термин ярус. Четвертым отражающим горизонтом, являющимся аппроксимацией группы волн, отображается перерыв и угловое несогласие на границе кайнозойских и мезозойских осадочных толщ. Последние формируют II структурный ярус (этаж) осадочного чехла Арктического бассейна мощностью 0,5–2,0 с ($V_{пл}=3,1–4,5$ км/с).

Нижележащие группы отраженных волн, маркирующие III (палеозойский) ярус осадочного чехла, фиксируются в Арктическом бассейне западнее поднятия Менделеева.

В областях крупных поднятий к границе II и III структурных яру-

сов приурочена поверхность несогласия, где фиксируется преломляющая граница с V_T от 5,0 до 6,5 км/с, что хорошо согласуется с величинами V_T , традиционно относимыми ко II слою океанической коры. Впадины этой поверхности выполнены недислоцированными слоистыми осадочными отложениями.

Мощность осадочного покрова Арктического бассейна достигает 10 км. Минимальные значения (менее 1 км) установлены на выступах фундамента, на поднятиях Менделеева и плоскогорья Север, которые совместно формируют обширный свод, окаймленный изопакитами осадочного чехла 1,0 и 1,5 км. Наибольшая мощность осадочного чехла в сопряженных областях глубоководья в Канадской котловине (8–10 км), а также в Чукотском и Восточно-Сибирском морях. Нарастание мощности происходит здесь за счет главным образом мезозойских и палеозойских толщ.

На плоскогорье Север и в осевой части поднятия Менделеева, по данным преломленных волн, к поверхности дна выходят породы с граничными скоростями 3,5–4,5 км/с и 5,0–6,5 км/с, принадлежащие мезозойским и палеозойским терригенно-карбонатным комплексам. По данным отраженных волн, эти комплексы слабодислоцированы и имеют мощность до 1,0–1,5 км.

На крыле котловины Амундсена, прилегающей к поднятию Ломоносова, резко нарастает мощность осадков II структурного яруса, которая в зоне сочленения выступа базитового фундамента с поднятием Ломоносова достигает 3 км (см. рис. 24, в). Отложения II яруса выполняют здесь впадины в рельефе III яруса и базитового фундамента, нивелируя их. На склоне поднятия Ломоносова повсеместно выделяются осадочные отложения всех трех ярусов, причем их суммарные мощности увеличиваются в направлении глубоководной котловины и по простиранию склона, к юго-востоку в сторону моря Лаптевых. Отражения во всех ярусах осадочного чехла прекращают проследиваться по схеме прислонения на склонах выступов акустического (базитового) фундамента в хр. Гаккеля (см. рис. 24, б). Последний перекрыт толщей осадков верхнего яруса, мощность которых сохраняется весьма значительной и быстро нарастает при переходе от хр. Гаккеля к котловине Нансена, достигая, например, 3 км на участке 72–90° в. д., на удалении 30–50 км от хребта.

При стандартных океанических скоростях накопления, не превышающих 5–20 мм в 1000 лет, длительность накопления столь мощных осадочных толщ в котловинах Нансена и Амундсена может быть оценена в 150–600 млн лет. Такая оценка вполне согласуется со стратификацией поверхности III яруса (девон), перекрывающего базитовый фундамент. Поскольку осадочные толщи выполняют впадины рельефа акустического базитового фундамента, залегая горизонтально, и выклиниваются по модели прислонения к выступам этого фундамента, представляется вполне

очевидным, что сам рельеф базитового фундамента был сформирован до начала образования осадочных толщ.

К югу от Баренцево-морско-Карского склона размещаются впадины окраинных морей, выполненные осадочными толщами огромной мощности. В Северо-Карской и северной частях Баренцевской впадины основная часть осадочного чехла сложена соответственно ниже-среднепалеозойскими и палеозойско-триасовыми отложениями мощностью более 10 км. В осевых частях Южно-Баренцевской и Южно-Карской впадин в полосе широт о-вов Новая Земля сформированы также осадочные серии юрских и меловых отложений мощностью 3–8 км, сокращенные разрезы которых прослеживаются на север до широт южных склонов архипелагов Свальбард и Земля Франца-Иосифа. Из приведенного материала следует, что осадочный чехол Северного Ледовитого океана отличается рядом принципиальных особенностей.

1. Мощности осадочного выполнения достигают 10–20 км по периферии океана, где подошва осадочного чехла резко дифференцирована. Указанные зоны максимальных прогибаний практически по всему периметру отделяются от внутренних областей океана системой поднятий, где осадочный чехол резко сокращен. Как показывают результаты сейсмостратиграфического анализа, в данных периферийных впадинах накапливались мощные толщи палеозойских и мезозойских карбонатных и терригенных пород, генетически тесно связанных с континентальными сооружениями Лавразии и процессами осадконакопления на их окраинах.

2. В окраинных прогибах океана, сопряженных с лавразийскими кратонами и меньшими по размерам выступами докембрийского фундамента, в течение значительной части палеозоя и всего мезозоя размещались депоцентры морского осадконакопления и происходило преобладающее поглощение твердого стока с континентов.

3. Через весь океан от Азии до Гренландии протягивается система глыбовых хребтов („континентальный мост“) с относительно маломощным осадочным чехлом, в составе которого участвуют карбонатные и тонкозернистые породы палеозоя, мезо-кайнозоя и кайнозоя. Имеющиеся материалы недостаточны для уверенного сейсмостратиграфического анализа по картированию ареалов развития различных седиментационных комплексов.

4. Между выступами „континентального моста“ и по обе стороны от него выделяются обширные изометричные или вытянутые прогибы, заполненные осадочными отложениями средней мощности (2–6 км) палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

5. Сейсмостратиграфический анализ, предпринятый автором совместно с С. В. Усенко, показал, что в периферийных впадинах и центральных районах в течение значительной части палеозоя,

мезозоя и кайнозоя формировались толщи выстилания дна некомпенсированных водоемов, часто перекрываемые слоями заполнения некомпенсированных впадин.

6. Исследования осадочного чехла со всей очевидностью свидетельствуют о длительном существовании во внутренних районах Лавразии огромной сложно построенной зоны прогибаний, из которой в течение различных эпох фанерозоя развивались трансгрессии на прилегающие районы кратонов.

7. Океанические впадины в Центральной Арктике с мафической земной корой, по-видимому, существовали в течение всего фанерозоя. Хр. Гаккеля, обычно включаемый в систему СОХ, перекрыт осадками и сложен древним комплексом. Картируемая здесь рифтовая долина, а также поле сейсмичности и участки высокого теплового потока обусловлены приразломными проявлениями современной активности. Они отображают фазу развития длительно существующего очага возбужденной мантии, с которыми, видимо, связаны триасово-раннемеловые излияния базальтов на Земле Франца-Иосифа и меньшие по масштабам проявления магматизма на других островах и поднятиях вблизи мафического ядра Центральной Арктики.

Исследования на акваториях подтвердили, что в периферийных впадинах, на поднятии Ломоносова и в прилегающих к нему котловинах Макарова и Толля палеозойские и частично мезозойские толщи характеризуются широким диапазоном пластовых скоростей (от 3,7 до 6,5 км/с), полностью перекрывая интервал значений, присущих II слою океанической земной коры. Очевидно, что II слой не пользуется на акватории Северного Ледовитого океана сплошным распространением. Его развитие можно ожидать лишь в нескольких обособленных регионах глубоководных впадин.

В Канадской абиссальной впадине строение II океанического слоя изучалось в ходе нескольких экспериментов ГСЗ в ее южной половине. Вблизи континентального подножия $V_Г$ второго слоя составляют 4,3–4,4 км/с, а мощность достигает 5,5–8,0 км. При удалении от склона граничные скорости несколько возрастают (4,3–4,9 км/с), а мощности уменьшаются до 3,5–5,5 км. Сопоставление данных ОГТ и ГСЗ показало, что здесь в состав II слоя включаются элсмирские, доэлсмирские и верхняя часть франклинских осадочно-вулканогенных комплексов.

В Центральной Арктике единичные зондирования ГСЗ выполнены в котловинах Макарова и Амундсена. Здесь $V_Г$ второго слоя 4,7 км/с, а мощность 2,2–3,0 км. Укажем для сравнения, что в Норвежско-Гренландском бассейне, пограничном между Северным Ледовитым океаном и Атлантикой, граничные скорости II слоя оценены по 20 зондированиям ГСЗ и изменяются от 4,2 до 5,7 км/с, а мощность этого слоя составляет 1–4 км. Обращает на себя внимание, что повышенные мощности II слоя приурочены к поднятию Вёринг, прогибу Мёре, где по данным ОГТ и бурения во II слой вхо-

дят толщи мезозойских пород, перекрытые и переслаивающиеся с базальтами. Таким образом, в большинстве случаев в абиссальных зонах Северного Ледовитого океана II океанический слой сложен осадочно-вулканогенными толщами мезозойских и палеозойских пород.

Тихий океан

Тихий океан является крупнейшим элементом гидросферы и литосферы Земли. Площадь водной поверхности океана около 180 млн км², что превосходит размеры всех остальных океанов, вместе взятых.

По общепринятым представлениям Тихий океан является древнейшим из океанов. Существование Тихого океана признается представителями различных тектонических школ, по крайней мере, в течение фанерозоя. Тихий океан очень специфически разделяется на ложе и переходные от океана к континенту области, включающие краевые моря, граница которых проходит по осям так называемых окраинно-океанических глубоководных желобов, окаймляющих ложе с запада, севера и востока и сопряженных с островными дугами. Наличие этих циркумпацифических линейных сооружений, приуроченность к ним глобального пояса сейсмичности и вулканизма послужили основанием для выделения по периферии тихоокеанского кольца континентальных окраин или зон перехода от океана к континенту активного или тихоокеанского типа.

Срединно-океанический хребет размещен в Тихом океане асимметрично. Обычно в его составе выделяют субширотное Южно-Тихоокеанское и субмеридиональное Восточно-Тихоокеанское поднятия.

Строение и состав покровных формаций переходных зон и ложа Тихого океана существенно неодинаковы. Осадочный покров на ложе океана отличается преимущественно спокойным залеганием. В составе осадочного чехла ложа океана бурением установлены кайнозойские, меловые и изредка верхнеюрские отложения.

В пределах переходных зон отмечается существенно большая дислоцированность осадочных толщ и их, главным образом, кайнозойский возраст.

Обобщение данных бурения и НСП по Тихому океану проводилось В.И. Головинским, Л.Э. Левиным, Л.Р. Мерклиным, Ю.П. Непрочновым, Е.М. Рудичем, Н.И. Селиверстовым и многими другими советскими и зарубежными исследователями.

По данным НСП уверенно закартирован рельеф акустического фундамента в северной части Северо-Западной котловины (рис. 25), угловатый контур которой ограничен сближением Алеутского и Курило-Камчатского окраинно-океанических желобов. В центре северной части Северо-Западной котловины общим сокра-

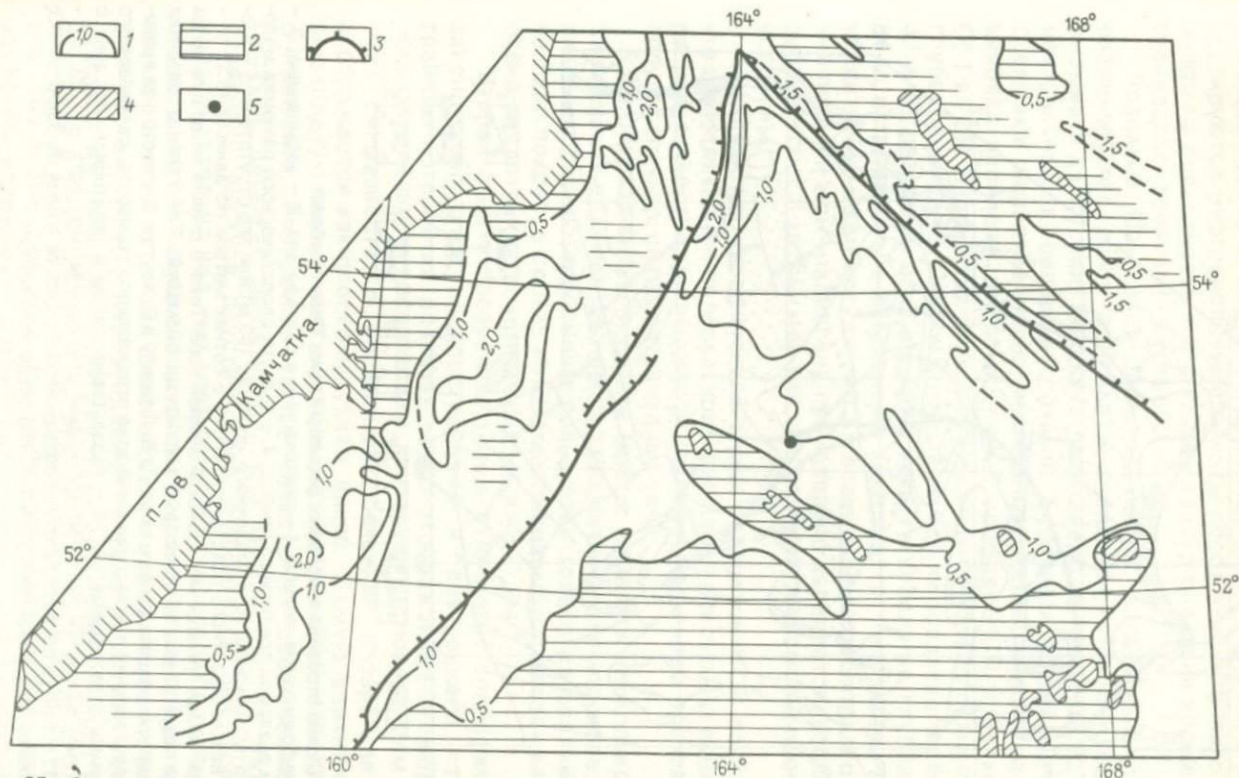


Рис. 25. Схема строения осадочных отложений возвышенности Обручева и прилегающих районов Тихого океана. По данным Н.И. Селиверстова, Ю.П. Непрочного и других, с изменениями:
 1 – изопахиты, в км; 2 – области развития осадочных отложений мощностью менее 0,5 км; 3 – оси Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов; 4 – выходы акустического фундамента на поверхность дна; 5 – скв. 192

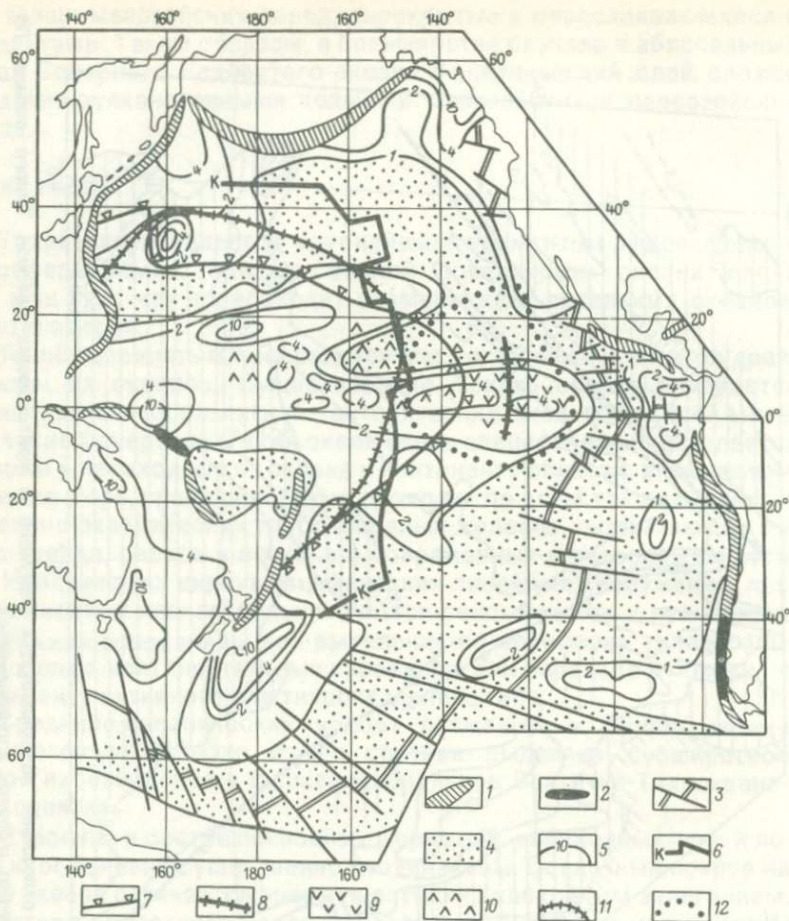


Рис. 26. Схема строения покровных формаций ложа Тихого океана:

1, 2 – глубоководные желоба: 1 – выраженные в рельефе дна, 2 – засыпанные; 3 – система разломов срединного хребта; 4 – области спорадического развития слабого низкоскоростного осадочного чехла (до 100 м) или его отсутствия; 5 – изопахиты низкоскоростного осадочного чехла, в сотнях метров по данным НСП; 6 – предполагаемая граница мезозойской земной коры Тихого океана по результатам интерпретации возраста полосовых магнитных аномалий; 7 – граница развития реверберирующего осадочного слоя. По В. Людвигу и Р. Хоутцу; 8 – восточная граница распространения в экваториальной зоне отражающего горизонта, связываемого с меловыми отложениями; 9, 10 – базальтовые силлы в экваториальной зоне с абсолютным возрастом по калий-аргоновым отношениям (млн лет): 9 – 20, 10 – 40–50; 11 – контур области развития повышенной мощности II слоя по данным ГСЗ; 12 – границы зоны развития подслоя 2С под осадочным чехлом

щением мощности осадочного чехла выделяется возвышенность Обручева (см. рис. 25). В пределах этой положительной структуры картируются многочисленные выходы пород акустического фундамента на поверхность дна, а общий контур поднятия хорошо оконтуривается изопахитой чехла 500 м.

Поднятие Шатского — одна из самых загадочных структур океанического ложа, природа и эволюция которой продолжают вызывать дискуссии. Поднятие расчленено на три купола: южный, центральный и северо-восточный. Бурением и сейсмическими съемками наиболее полно исследован южный купол, на других куполах пройдены многочисленные профили НСП и единичные — ОГТ и ГСЗ. В пределах поднятия на южном куполе из семи скважин глубоководного бурения ни одна не вышла из осадочного слоя. Сква. 47 и 48, заданные близ вершины южного купола на глубине 129 и 84 м, остановлены в отложениях маастрихта. Результаты бурения убедительно подтвердили, что на возвышенности Шатского в течение поздней юры — палеогена происходило карбонатонакопление со скоростью от 2 до 9 м/млн лет, что отвечает некомпенсированным условиям.

Сейсмостратиграфический анализ разрезов НСП показывает, что они отличаются латеральноизменчивой записью. На временных разрезах нередко наблюдаются клиноформы, линзы прозрачных и полупрозрачных седиментационных тел.

В пределах южного купола можно наметить несколько квазисинхронных седиментационных сейсмических комплексов. Повсеместным распространением пользуется только их верхний облекающий покров, в состав которого, по-видимому, входят илы палеогена — маастрихта, вскрытые скв. 47 и 48.

Вторая сверху прозрачная толща отличается специфическими закономерностями распространения и внутреннего строения, границы которой на разрезах четко отображаются по подошвенным и кровельным несогласиям, картируемым поведением многих осей синфазности. В профильных сечениях прозрачная толща отображается как плосковыпуклая линза. Самую верхнюю северо-западную часть южного купола образует выступ акустического фундамента. Прозрачная толща развита по обрамлению этого выступа, достигая здесь наибольших мощностей. На южной периклинали выступа акустического фундамента она формирует непосредственно над ним холмообразную постройку типа рифа. В составе ниже лежащей толщи, распространенной в пределах всего южного купола поднятия Шатского и перекрывающей на его большей части акустический фундамент, можно наметить на разных участках не менее четырех акустических пачек. Только верхняя опаковая и подстилающая ее прозрачная пачка привязываются к скв. 305 и 306, где вскрыты карбонатно-кремнистые валанжин-альбские отложения, характеризующиеся $V_p = 2,8$ км/с. Толщи

переслаивания опакowych и прозрачных пачек развиты, по-видимому, только на восточной окраине свода южного купола, достигая здесь мощности 0,4–0,5 с, что при пластовых скоростях 3,0–3,5 км/с отвечает мощностям 600–825 м. Если датировать их кровлю условно 125 млн лет, то подошва этих толщ, вероятно, будет не моложе раннего мезозоя.

Принципиальное значение имеют результаты НСП и КМПВ, выполненные на южном куполе Б. Я. Карпом и И. Ф. Богдановой в 1983 г. По этим данным, в сводовой части купола рассмотренная выше низкоскоростная осадочная толща подстилается преломляющей границей с $V_r = 4,0$ км/с, которая характеризует слой, имеющий мощность 1,1–1,9 км. Этот слой несомненно относится к осадкам. Он подстилается горизонтом с $V_r = 5,0$ км/с, который при мощности 2 км хорошо отвечает II слою прилегающих котловин. Таким образом, низы осадочного разреза южного поднятия Шатского включают, по меньшей мере, еще два сейсмических комплекса. Верхний из них отвечает части слоя КМПВ с $V_r = 3,2$ км/с, а нижний – слою КМПВ с $V_r = 4,0$ км/с. Нижний комплекс, по-видимому, датируется пермо-триасом или поздним палеозоем.

Широкое развитие грабенovidных структур на поднятии Шатского определенно указывает на наличие обстановки растяжения в процессе его формирования.

Мощность осадочных толщ на поднятиях заметно больше, чем в прилегающих впадинах. Это явление, учитывая преобладание осадков в обширных океанических бассейнах, может быть обусловлено либо активизацией биогенного карбонатного осадконакопления, либо многократным формированием и частичным разрушением вулканических построек. По мнению автора, оба эти процесса играли важную роль в эволюции седиментации на поднятиях северо-запада Тихого океана.

В связи с этим необходимо отметить, что представления о спрединговом механизме образования поднятия Шатского (Л. П. Зоненшайн и др.), о его приуроченности к останцу древней океанической коры (О. А. Шмидт) не соответствуют процессу многоактного длительного становления осадочных толщ. По мнению автора, поднятие Шатского – древний, длительно развивавшийся вулканический свод, увенчанный системой атоллов, в пределах которого процессы магматизма и карбонатонакопления имели длительную историю и испытывали неоднократную активизацию.

По материалам бурения и сейсмостратиграфического анализа профилей НСП и ОГТ составлена схема строения покровных комплексов ложа Тихого океана (рис. 26). Обобщение данных позволяет наметить следующие выводы.

1. На ложе Тихого океана (кроме северо-восточного окончания) какие-либо значительные терригенные осадочные комплексы, транспортированные через континентальный склон, не распростра-

няются. Весь твердый сток континентов в Тихом океане сконцентрирован в краевых морях переходных зон, на внешних склонах окраинно-океанических желобов и частично в их осевых зонах.

2. На ложе Тихого океана и его периферии нет обширных карбонатных платформ, подобных Багамской и другим, мощности карбонатных образований на отдельных атоллах не превышают 1,0–1,5 км. Основное развитие атоллов и карбонатонакопление получили лишь в западной и юго-западной частях ложа океана.

3. В пределах ложа Тихого океана отсутствуют такие очевидные признаки былых домезозойских континентальных сооружений, как поднятие Ломоносова в Северном Ледовитом океане, банки Роколл и Хаттон в Атлантике, Сейшельское поднятие в Индийском океане, несущие признаки слабонарушенных древних осадочных чехлов или гранитизации.

4. На преобладающей части ложа Тихого океана мощность осадочного чехла незначительна (до 200–300 м). Это объясняется не только большой площадью, занимаемой СОХ, но и широким распространением маломощных осадочных покровов на абиссальных равнинах, далеко удаленных от СОХ.

5. В распределении осадочных разновозрастных толщ Тихого океана установлены выразительные черты широтной и меридиональной зональности, в целом не характерные для других океанов.

А. При рассмотрении субмеридиональной зональности бросается в глаза резкая асимметрия распределения общей мощности осадочного покрова и его отдельных комплексов в западной и восточной частях океана. В западной части ложа и в западной переходной области сконцентрирована доминирующая часть (более 90%) объема осадочного покрова Тихого океана. Мезозойские и нижнекайнозойские осадочные отложения развиты только в западной части ложа Тихого океана.

Б. Наиболее выразительными специфическими проявлениями субширотной зональности является крупное приэкваториальное широтно вытянутое утолщенное седиментационное тело, обычно рассматриваемое как результат высокой продуктивности биосферы в зоне климатического оптимума. Севернее данного седиментационного тела, а также в его пределах на рубеже мезозоя и кайнозоя встречены кремнистые слои, с которыми связаны сейсмические реперы, маркирующие так называемые опаковые горизонты. Эти аномальные особенности осадочного слоя достоверно установлены на ложе океана, но не прослеживаются в переходных зонах.

6. В ходе глубоководной седиментации в Тихом океане неоднократно отмечены перерывы осадконакопления длительностью до

10–15 млн лет, охватывающие площади в десятки миллионов квадратных километров, соизмеримые с другими океанами. Наиболее значительные перерывы фиксируются в интервале от сеномана до олигоцена.

7. На характер изменения мощности и состава осадочного чехла Тихого океана (как ложа, так и окраин) огромное влияние оказала эндогенная магматическая деятельность в течение всего периода формирования осадочного чехла, свидетельством которой являются: а) широкое развитие на ложе Тихого океана вулканокластических турбидитов; б) значительное влияние, оказываемое эндогенными флюидами на кремниенакопление; в) многочисленные силлы и эффузивные покровы, развитые на протяжении тысяч километров в профильных сечениях; г) неоднократные переслаивания эффузивных и осадочных отложений, латеральный переход толеитовых базальтов акустического фундамента в осадочные толщи.

8. Широкое распространение кремниевых горизонтов и вулканитов существенно затрудняет картирование подошвы осадочного чехла в Тихом океане.

Второй слой Тихого океана, обнаруживая большое сходство с аналогичными комплексами других океанов, имеет по ряду аспектов и важные специфические особенности. Во-первых, в отличие от других океанов, II слой выделяется повсеместно на ложе Тихого океана.

Во-вторых, на ложе Тихого океана установлены обширные районы длительного развития вулканизма, непосредственно не связанного с процессами в осевых частях СОХ. Помимо различных наложенных вулканических хребтов и поднятий, в Тихом океане выделяются десятки тысяч отдельных вулканических гор. Общий объем вулканитов, сформированных при этих наложенных процессах, достигает, по оценкам ряда исследователей, 10–25% объема II слоя. Эти образования имеют специфический щелочно-базальтовый состав.

В-третьих, в составе II слоя ложа Тихого океана широкое участие принимают вулканогенно-осадочные породы мезозоя и кайнозоя, о чем свидетельствуют многочисленные случаи вскрытия базальтовых силлов скважинами глубоководного бурения, особенно в экваториальной части ложа. Наиболее известные силлы в скв. 169 в Центральной котловине, скв. 161–163, 77–79, 572–574 в Экваториальной котловине. Другим подтверждением широкого участия вулканогенно-осадочных отложений в разрезе покровных формаций ложа Тихого океана являются новые результаты ОГТ,

согласно которым выделяемый ранее В. Людвигом и Р. Хоутсом реверберирующий слой (относимый к проблематичному акустическому фундаменту) связан с вулканомиктовыми турбидитами. Судя по результатам исследований советских экспедиций, намеченная ранее область развития указанного реверберирующего слоя еще более обширна и охватывает, видимо, до половины относительно хорошо изученной центральной части ложа. Данная реверберирующая (турбидитовая) толща обычно не включается в состав осадочных отложений, картируемых НСП.

По оценкам Б. П. Золотарева, к концу 1983 г. в Тихом океане II слоя достигли 32 скважины, также его состав можно оценить более чем по 40 драгировкам. Важное значение имеет бурение скв. 504 на рифтовом хребте Коста-Рика, которая прошла 1076 м по магматогенным породам. Данные бурения и драгировок вдоль стен глубоководных желобов и приразломных впадин не оставляют сомнений, что II слой, характеризуемый диапазоном скоростей 3,5–6,4 км/с, на ложе Тихого океана сложен исключительно толеитовыми и щелочно-толеитовыми базальтами, базальт-долеритовыми дайками при подчиненной роли карбонатных и эдафогенных образований.

II слой на ложе и в глубоководных впадинах окраинных морей (с океанической земной корой) выделяется по данным зондирования преломленными волнами. Обычно преломленная волна от поверхности II слоя трассируется в первых вступлениях на небольшом интервале расстояний (в диапазоне 5–10 км от пункта взрыва). В Тихом океане доминируют скорости во II слое диапазоне от 4,0 до 6,0 км/с, при этом несколько более 50% всех значений принадлежит подслою В, около 42 % составляет подслой А, а на подслей С приходится лишь 10 % значений граничной скорости.

В восточной части ложа океана (восточнее меридиана 150° з. д.) подслей А распространен мало и установлен только в 30% точек ГСЗ на Восточно-Тихоокеанском поднятии и втрое реже на абиссальных. Подслей В преобладает как на поднятиях, так и в котловинах. В этой части ложа намечается крупная аномалия свойств II слоя. В приэкваториальной зоне Северо-Восточной котловины выделяется обширная изометричная зона преобладания подслоя С. Здесь по данным бурения широкое развитие получили силы. В пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия скорости II слоя изменяются по простиранию срединного хребта: севернее экватора доминирует подслей В, а южнее – подслей С.

Для западной части ложа в целом характерно примерно равнозначное распространение подслоев А и В (при некотором преобладании А) и незначительная роль подслоя С.

Мощность II слоя в Тихом океане отличается ярко выраженной латеральной неоднородностью. Восточная часть ложа характеризу-

ется устойчивыми значениями мощности $1 \pm 0,5$ км, в равной мере присущими и Восточно-Тихоокеанскому поднятию и прилегающим абиссальным равнинам. Западная часть ложа отличается резким утолщением II слоя. Модальные значения в котловинах составляют здесь 1,0–1,5 км, а на поднятиях – 2,0–2,5 км, причем толщина II слоя в котловинах нередко достигает 5–6 км, а на поднятиях – 10–13 км. Наиболее значительные утолщения II слоя характерны для поднятий Гавайского, Шатского, Манихики, Онтонг-Джава, Хесса.

Резкие утолщения II слоя и развитие в его составе подслоя А в западной части ложа обнаруживают четкую коррелируемость с областями развития мел-кайнозойского вулканизма, который протекал одновременно с формированием осадочного чехла. Наиболее резкие раздувы мощностей II слоя и появление подслоя А отмечаются в зонах щелочного базальтового вулканизма на поднятиях. Нарастание толщины II слоя от центральных участков к окраинам котловин, по-видимому, отображает роль вулканогенных периферийных поднятий как источников вещества II слоя в этих районах.

Корреляция специфической области развития подслоя С в экваториальной части ложа с базальтовым силлом, намеченным по данным бурения, может служить примером детерминированной взаимосвязи между геологическими данными и геофизическими параметрами. Вполне возможно, что иные случаи развития подслоя С в Тихом и других океанах также связаны с формированием базальтовых силлов, характеризующихся высокими значениями V_p .

* * *

Анализ геолого-геофизических данных о строении покровных формаций континентов и океанов позволяет сделать несколько заключений об общем глобальном устройстве седиментосферы.

1. Одной из актуальных проблем геологической науки является выяснение положения палеозойско-раннеюрских океанических бассейнов, так как при глубоководном бурении в океанах НИС „Гломар Челенджер” и „Гломар Резолюшен” не обнаружены осадочные отложения, датируемые древнее средней юры. Эти данные были положены в основу широко распространенных представлений о молодости современных океанов и заключенных в них покровных формаций.

Нужно отметить, что не вся информация, полученная при морском бурении, подвергнута научному обобщению. Помимо примерно 725 скважин, пробуренных вышеупомянутыми научно-исследовательскими судами, на шельфах и континентальных склонах пройдено на начало 1982 г. свыше 17 000 поисково-разведочных нефтегазописковых скважин, с общей проходкой свыше 48 млн м, в том числе десятки скважин при глубинах моря свыше 1000 м. Начато

бурение поисковых скважин на глубинах свыше 2000 м. Однако из материалов нефтегазописковых исследований частично доступны для научного обобщения только данные ОГТ.

В настоящее время по данным сейсмометрии и бурения нефтепоисковых скважин на шельфах и континентальных окраинах всех океанов (в наименьшей мере Тихого) намечается широкое развитие досреднеюрских осадочных и осадочно-вулканогенных толщ (рис 27). Эти отложения достигают больших мощностей и широко распространены по обрамлению и во внутренних районах Северного Ледовитого океана, на окраинах Северной Атлантики, в Австралийско-Индоокеанской переходной зоне и в других регионах.

Мезозойский интервал геологической истории характеризуется наибольшим размахом развития траппов в синеклизах древних платформ, особенно вблизи побережий Индийского и южной части Атлантического океанов. В ряде случаев обнаружен переход траппов в разновозрастные базальтовые покровы океанов. Это дает основание полагать, что базальтовые покровы на большей части абиссалий океанов перекрывают все нижнеюрско-палеозойские и часть более молодых осадочных толщ. Для раннеюрско-палеозойских этапов развития материков Лавразии, северных районов Африки (с Аравией), Южной Америки установлено значительное распространение морских осадочных отложений на древних и молодых платформах, а морских вулканогенно-осадочных отложений — в геосинклинально-складчатых поясах (см. рис. 27). Известно, что морская седиментация была весьма широко распространена на территории современных континентов и площадь ее постепенно (с циклическими вариациями) сокращалась в ходе фанерозойской геологической истории. Вполне очевидно, что общее расширение площади суши, происходившее в фанерозое, приводило к постепенному увеличению выноса в Мировой океан терригенных отложений, однако при значительной площади мезозойско-палеозойских относительно неглубоких окраинных морских бассейнов именно в них концентрировался твердый сток с мезозойско-палеозойской суши, а в абиссалий океанов поступали крайне ограниченные объемы осадков. Характерно, что даже на современном неотектоническом этапе развития Земли при широком распространении на суше огромных орогенных сооружений практически нет осадочных отложений на значительной части абиссалий и в областях океанического холмогорья. Поэтому в эпохи широкого развития морских бассейнов на территориях современных континентов осадконакопление на океанических пространствах отсутствовало или оставалось крайне незначительным и следы его на абиссалиях заключены под покровами базальтов, самые молодые из которых вскрываются бурением.

По мнению автора, общая история осадконакопления на континентах и океанах не дает оснований считать современные океаны существенно юрско-кайнозойскими образованиями. Эволюция

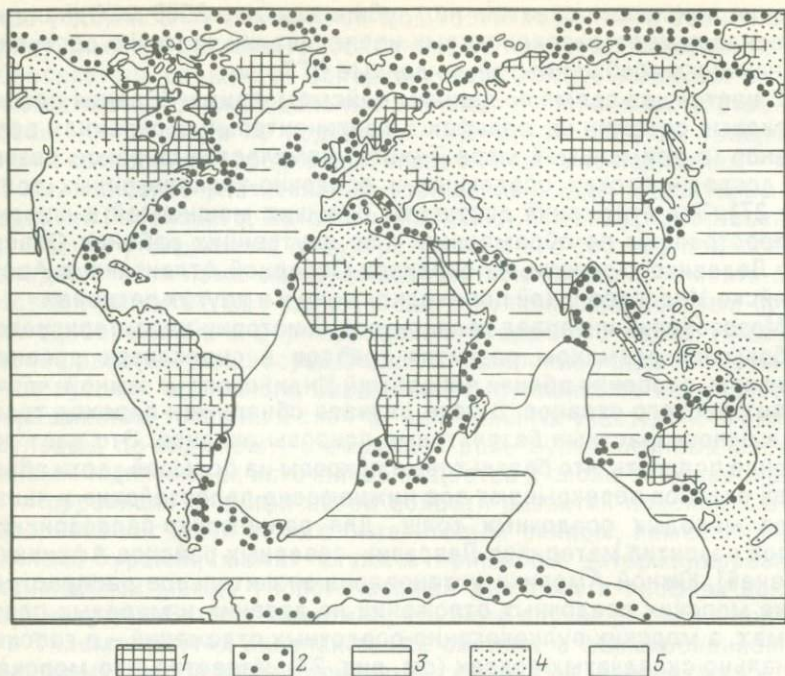


Рис. 27. Схема распространения нижнеюрско-палеозойских морских отложений: 1 – щиты кратонов, области денудации; 2–5 – области: 2 – развития палеозойско-нижнеюрских шельфовых и склоновых слабодислоцированных отложений; 3 – вероятного распространения палеозойско-нижнеюрских отложений в океанах; 4 – охваченные палеозойско-раннеюрскими трансгрессиями на континентах; 5 – вероятного отсутствия отложений и неизученные области

крупнейшего Тихого океана в течение всего фанерозоя четко документируется распространением сопряженных длительно развивавшихся геосинклинально-складчатых поясов в континентах Южная и Северная Америка, на востоке Австралии, а также на юго-востоке КНР и Японии. В свете новых данных общее сравнительно неизменное внутривлазрийское становление впадин Северного Ледовитого океана в течение фанерозоя представляется вполне очевидным. В Северной Атлантике, в Сомалийско-Аравийской и Бенгальско-Австралийской частях Индийского океана, по геофизическим данным, морские бассейны, связанные с системой океанов, существовали в течение всего фанерозоя или его большей части.

Новообразованные океанические бассейны, которые послужили основанием для заключений об общей молодости современных

океанов, намечаются только в Бразильско-Ангольском секторе Атлантики и в центральной части Индийского океана. Неясным остается время формирования южной части Индийского океана. Новые данные ОГТ о широком распространении осадочных бассейнов палеозоя — раннего мезозоя в Циркумантарктическом кольце, включая область между поднятием Кергелен и Антарктидой, позволяют полагать, что нередко обособляемый Южный океан на своей большей части также не является новообразованным. С таким заключением согласуется развитие палеозойских геосинклинальных систем патагонид (расширяющихся к югу) и капид на крайнем юге Южной Америки и Африки, длительное формирование Антарктической геосинклинали, становление байкальской геосинклинали Аделаиды и палеозойской Тасмановой геосинклинали на юго-востоке Австралии. Все эти геосинклинальные системы сопряжены с Южным океаном.

Полагая вопрос о палеозойском Южном океане не решенным определенно, можно заключить, что суммарные размеры новообразованных океанических сооружений в Южной Атлантике и в Индийском океане значительно меньше, чем площади морских бассейнов Лавразии (рис. 28), принадлежавших палеоокеанам Тетис и Уральско-Монгольскому. Поэтому, вопреки широко распространенным представлениями, площади, занимаемые морскими бассейнами на Земле в среднеюрско-кайнозойское время не увеличились. Общая тенденция сокращения площади морей в пределах современных континентов сопрягалась с постепенным увеличением площади океанических пространств и глубин.

Приведенные соображения, безусловно, не исходят из допущения о полной неизменности континентов и океанов. Речь идет только о рассмотрении их в качестве общей динамически равновесной саморегулирующейся системы, в которой процессы океанизации и континентализации происходили с разной степенью активности и различной направленностью в ряде регионов, при сравнительно небольшой величине суммарной равнодействующей, приводящей к общему постепенному наращиванию площади континентов и повышению их средних отметок.

2. Оценки масштабов фанерозойского осадконакопления, частично рассмотренные выше, требуют дальнейших уточнений, прежде всего по вычислению объемов осадочной оболочки океанов. Ныне широко используются оценки А. П. Лисицина, при которых объем седиментаций на ложе всех океанов (см. табл. 2) определен в 133 млн км³. Данные вычисления проведены по подсчетной площади в 305 млн км² в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах и получена, таким образом, средняя толщина осадочного слоя порядка 400 м. Построенные Н. Я. Куниным совместно с С. В. Усенко и С. Л. Филипповой схемы позволяют оценить объем осадконакопления в Северном Ледовитом океане около 50 млн км³, а на боль-

шей части Атлантики в контуре изопахиты 0,5 км—120 млн км³. Хотя подсчеты объемов осадконакопления по новым данным в Индийском и Тихом океанах еще не завершены, однако вполне очевидно, что площади, охваченные изопахитами осадков 1, 2, 4 км в этих океанах значительно больше, чем по указанным более ранним оценкам. Общие объемы седиментации, близкие 10⁹ км³ (см. табл. 2), и дальнейшие уточнения также изменят эту оценку в сторону увеличения не более, чем на 10—20%. Средняя толщина седиментосферы планеты составит тогда около 2 км.

В областях значимых демиссионных режимов сконцентрированы осадочные бассейны II, III, IV групп, а щиты кратонов, выступы геосинклинально-складочных сооружений и площади седиментации с мощностью осадочных отложений до 2 км формируют адемиссионные водораздельные системы, за пределами которых размещаются глобальные базисы эрозии.

3. В распределении глобальных водораздельных систем и регионов с демиссионным режимом намечаются весьма интересные закономерности. Размещение разновозрастных бассейнов II, III, IV групп и водораздельных систем обнаруживает определенные признаки общепланетарной широтной и меридиональной зональности (рис. 29).

4. Четкий Лавразийский широтный водораздельный пояс протягивается глобальным кольцом от Скандинавии на восток через Кокчетавский массив к Алданскому щиту и по цепочке древних массивов (Колымский, Сьюардский, Юконский) сочленяется с Лаврентийским щитом, замыкаясь через Лабрадорско-Гренландский порог, Гренландию, Гренландско-Исландский порог, Исландию и Исландско-Фарерское поднятие со Скандинавией с запада. В пределах этого пояса отсутствуют осадочные бассейны III и IV групп и доминируют — I группы. Лавразийский широтный пояс окаймляет Арктическую седиментационную суперсистему, развивающуюся как внутриконтинентальный демиссионный сегмент в течение всего фанерозоя. На большей части данного сегмента осадконакопление и прогибание происходили в рифее — мезозое и прекратились лишь к кайнозою. К Арктической седиментационной суперсистеме приурочены крупнейшие бассейны IV группы: Западно-Сибирский, Баренцевоморско-Печорский, Свердруп, Вилюйский и ряд бассейнов III группы.

Тихоокеанская изометричная седиментационная суперсистема — крупнейшая на Земле и охватывает около половины поверхности планеты. В ней преобладают признаки субмеридиональной зональности. Активное развитие данной седиментационной системы происходило в течение всего фанерозоя, однако на большей внутренней океанической части преобладают базальтовые покровы юры — кайнозою. Принципиальной особенностью эволюции этой системы является перманентная активность вулканизма и концент-

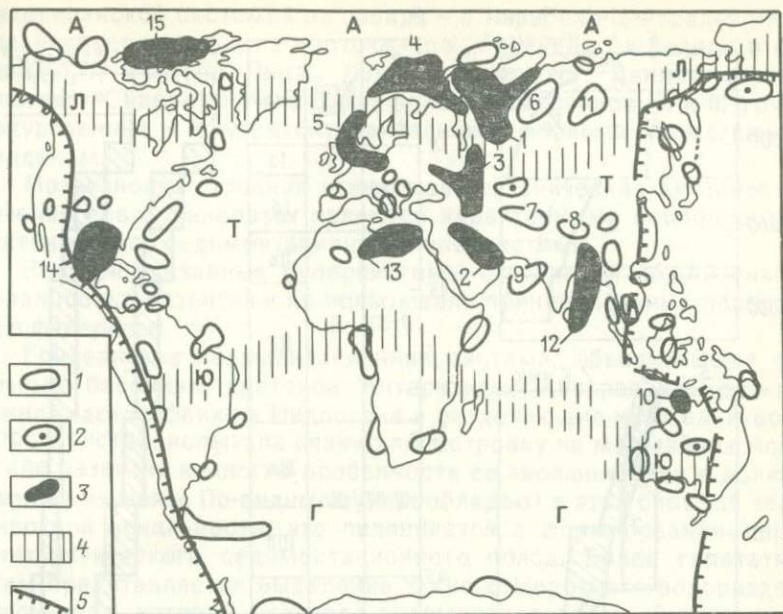


Рис. 28. Схема районирования седиментосферы Земли и размещения крупнейших осадочных бассейнов III и IV групп:

1 – осадочные бассейны III группы; 2 – малые бассейны IV группы; 3 – крупнейшие бассейны IV группы; 4 – глобальные Лавразийский (Л) и Южный (Ю) широтные водораздельные пояса; 5 – границы Тихоокеанской седиментационной суперсистемы; 1–15 – осадочные бассейны: 1 – Западно-Сибирский, 2 – Персидско-Месопотамский, 3 – Большой Каспийский, 4 – Баренцевоморско-Печорский, 5 – Североморский, 6 – Тунгусский, 7 – Амударьинский, 8 – Таримский, 9 – Нижнеиндский, 10 – Бонапартский, 11 – Вилюйский, 12 – Бенгальский, 13 – Северо-Африканский, 14 – Примексиканский, 15 – Свердрупский; седиментационные суперсистемы: А – Арктическая, Т – Тетическая, Г – Гондванская

рация седиментации по периферии океана в небольших приразломных бассейнах, вытянутых вдоль простирания континентальной окраины или ортогонально ей, а также практически полное отсутствие соленакопления в течение всей фанерозойской геологической истории. В составе Тихоокеанской седиментационной суперсистемы нет обширных бассейнов IV группы и развиты лишь единичные бассейны III группы, что свидетельствует об общей нестабильной обстановке осадконакопления, нередкой смене знака движений в отдельных структурах.

Широтная Тетическая седиментационная суперсистема размещается в южной части северного полушария и приэкваториальной области между кратами лавразид и гондванид, сочленяясь с

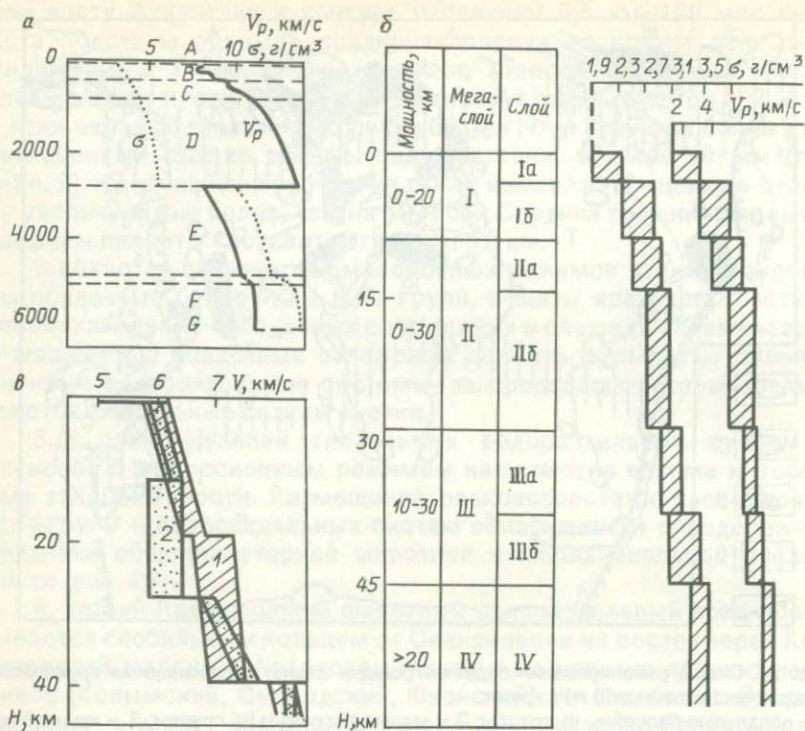


Рис. 29. Одномерные модели:

а, б – скоростная и плотностная модели: а – Земли Б. Гутенберга и К. Буллена; б – верхней части литосферы; в – скоростные модели земной коры. А – земная кора; В, С, D – верхняя, средняя и нижняя части мантии; E, F, G – слои ядра Земли; I–IV – мегаслой: I – осадочный, седиментационный (Ia – приповерхностный покров, Iб – глубокий, эффузивно-осадочный, промежуточный); II – гранитный, верхнекристаллический, гранитно-метаморфический, гранитогнейсовый, комплекс основания, верхняя кора, гранулит-салитовый (IIa – складчатый, вулканогенно-складчатый, IIб – кристаллический, гранодиоритовый, диоритовый); III – базальтовый, гранулит-базитовый, глубинный метаморфический, андезитовый, нижняя кора, амфиболито-салитовый (IIIa – салическо-фемический, андезито-базальтовый, IIIб – фемический, ультрабазитовый, коромантийная смесь), IV – верхняя мантия; 1 – двуслойная статистическая гранитобазальтовая модель Н.А. Беляевского и И.С. Вольвовского; 2 – трехслойная обобщенная модель И.П. Косминской и Н.П. Павленковой

Тихоокеанской системой на западе – в Карибско-Центрально-Американском регионе и на востоке – по „проливам” к северу и юго-западу от кратона Янцзы (Южно-Китайского). Данная система включает Северную Атлантику, цепочки бассейнов IV и III групп, приуроченные к внутриконтинентальным морям и изометричным впадинам.

Мозаичность строения и высокая тектоническая активность в течение всего фанерозоя являются характерными особенностями тектонической седиментационной суперсистемы.

Все три указанные суперсистемы отличаются общей унаследованностью развития и не испытывали принципиальных перестроек в фанерозое.

Гондванская седиментационная система, объединяющая осадочные бассейны кратонов Антарктиды, Австралии, Бразилии, южной части Африки и Индостана и разделяющие их океанические пространства, испытала резкую перестройку на мел-кайнозойском этапе развития и многие особенности ее эволюции еще в должной мере не изучены. По-видимому, преобладают в этой системе черты широтной зональности, что проявляется в формировании Циркумантарктического седиментационного пояса. Более гипотетическим представляется выделение Южного Широтного водораздельного пояса, который разделял в домеловое время Тетическую и Гондванскую седиментационные системы, наиболее выразительными позитивными элементами которого являются кратоны Бразильской, Южной Африки, Индостанской, Йилгарн. С севера названные кратоны ограничены рифейско-фанерозойской системой широтных грабенов (Приамазонский, Центрально-Австралийский), к северу от которых размещаются относительно погруженные части кратонов, вовлекавшиеся в значительные прогибания тектонических бассейнов.

В районах Атлантического и Индийского океанов, в полосе Южного Широтного водораздельного пояса на мел-кайнозойском этапе произошли значительные погружения по меридиональным разломам и океанизация. Следы широтных ограничений положительных структур данного пояса можно наметить в Атлантическом океане на севере по Северо-Бразильскому хребту и группе сближенных субширотных разломов Сан-Паулу-Романш-Чейн, а на юге – по хр. Риу-Гранди и Китовому.

В Индийском океане траверс положительных элементов Южного Широтного водораздельного пояса протягивался к востоку от Африки по Танзанийско-Коморской перемычке к Сейшельско-Маскаренской зоне и далее к гипотетическому массиву Центральной Лемурии, а от него через хр. Брокен к кратону Йилгарн. Система обрушений и океанизации в мелу-кайнозое в наибольшей мере трансформировала облик данного региона.

5. Глобальные седиментационные системы являются итогом

устойчивой детерминированной организации литосферы и не могут возникать случайным образом в результате различных перемещений больших и малых литосферных плит, предусматриваемых палеогеографическими реконструкциями тектоники плит.

Все эти реконструкции, предполагающие неоднократные закрытия и раскрытия океанов, вращения больших и малых плит не могут объяснить выделение и устойчивое развитие длительно существующих фанерозойских седиментационных систем. Именно это служит непреодолимым препятствием для тектоники плит и служит убедительным свидетельством несостоятельности доктрин и построений, основанных на ее постулатах. В устройстве седиментосферы, в наибольшей степени изученной визуальными наблюдениями, горными выработками и сейсмометрией, нет каких-либо явлений, для объяснения которых необходимо привлечение моделей плитовой тектоники.

6. Выделение седиментационных суперсистем позволяет объяснить частичную противоречивость шкал изменения уровней океана, которые используются как основа для сейсмостратиграфических определений геологического возраста. Хотя общие эвстатические циклы несомненно имеют общемировой характер, на отдельных интервалах геологической истории Арктическая внутриконтинентальная суперсистема могла обладать значительной автономностью. Тенденции к относительной разобщенности осадочных бассейнов усиливались после эпох континентализации (D, T) и в эпохи великих оледенений при общем понижении уровня океана. При выполнении сейсмостратиграфического анализа с использованием шкал уровня океана целесообразно учитывать принадлежность осадочных бассейнов к седиментационным суперсистемам, являющимся надпорядковыми элементами районирования седиментосферы.

Глава IV

ЗЕМНАЯ КОРА КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Если представления о времени образования планеты (5–6 млрд лет) справедливы, то уже на первых этапах ее развития происходила дифференциация вещества и становление специфических зеленокаменных и сероцветных магматических комплексов, положивших начало земной коре континентов.

Геологические данные о земной коре весьма разнообразны и содержательны. Они получены в результате разномасштабного картирования на континентах и бурения большого числа параметрических и поисково-разведочных скважин при изучении главным образом рудных полезных ископаемых. Все эти данные однозначно

свидетельствуют, что под осадочным чехлом или в областях его отсутствия земная кора сложена широкой гаммой магматических и метаморфических пород. В их составе на континентах установлены все разности магматитов от ультракислых до ультраосновных, различающиеся по щелочности и другим геохимическим показателям. В земной коре континентов развиты метаморфические породы зеленосланцевой, амфиболитовой, гранулитовой и эклогитовой фаций метаморфизма, в которых первичный состав часто определяется неоднозначно. Это свидетельствует, что все породы магма-метаморфической земной коры континентов пережили фазу пребывания в весьма жестких термобарических эндогенных условиях, повсеместно сильно дислоцированы и подвергнуты интенсивным гидротермальным воздействиям.

В земной коре океанов резко доминируют основные магматические породы при подчиненной роли ультраосновных и метаморфических и практически полном отсутствии кислых. Степень дислоцированности пород земной коры океанов еще не ясна, однако их прохождение через фазу жестких термобарических условий и гидротермальных воздействий представляется вполне очевидным. Фиксируя эти твердо установленные геологические закономерности, необходимо помнить, что геологическими наблюдениями большая часть разреза земной коры еще не охвачена вовсе. Геологические представления об особенностях строения земной коры континентов на глубинах более 10–15 км носят в основном ориентировочный экстраполяционный характер. Такое же заключение справедливо в целом и для океанической земной коры.

Основная информация о глубинном строении земной коры континентов и океанов накоплена в результате геофизических исследований. Оценивая данную информацию по степени достоверности и репрезентативности, следует на первое место поставить сведения о мощности коры, которые оцениваются непосредственно в километрах с довольно высокой точностью.

Скоростные обобщенные характеристики коры и ее приближенный вещественный состав могут быть освещены более схематично на основе сейсмометрических с привлечением геохимических данных.

Существенно менее информативны имеющиеся данные о структуре коры. Популярными в 50–70-х гг. представления о расчленении коры на 2–3 слоя, взаимоотношения которых использовались для освещения ее структуры, с расширением высоко разрешающих глубинных исследований с близвертикальным падением сейсмических лучей (ГСЗ-МОГТ и др.), утратили первоначальное значение. Им на смену приходят новые представления, новые модели. Однако эта информация еще не носит в нашей стране массовый характер и недостаточно систематизирована.

Указанные обстоятельства определяют последовательность

изложения материалов в настоящей главе: вначале будут рассмотрены наиболее достоверные опорные данные, затем приближенные ориентирующие результаты и вопросы восхождения от конкретной информации к абстрактным понятийным проблемам, моделированию и типизации.

Далее остановимся на терминологии, используемой для обозначения рассматриваемого среднего этажа литосферы. При освещении глубинного строения Земли, исходя из ее одномерных моделей, оказались четко закрепленными термины земная кора, верхняя (средняя и нижняя) мантия, тектоносфера.

Земная кора одномерных моделей Земли объединяет всю твердую Землю выше мантии (см. рис. 29). В настоящее время в ее составе выделяют осадочный покров, а для остальной большей части земной коры континентов широко используется термин „консолидированная земная кора”. Этот термин имеет определенный структурный смысл, им подчеркивается противопоставление рыхлых неконсолидированных осадков остальной консолидированной части континентальной земной коры. Наряду с данным термином для обозначения земной коры ниже осадочного слоя довольно широко используются термины — фундамент, субстрат, кристаллический цоколь, сиалическая земная кора и др.

В 60-х гг. для обозначения части земной коры между границами Φ и M начали применять термин „магмаметаморфическая”, т. е. „магматическо-метаморфическая” земная кора, отображающий прежде всего вещественный состав и генезис данной части земной коры, противопоставляемой осадочному покрову. Этот термин совершенно правильно передает суть, ибо земная кора под осадочным покровом состоит исключительно из магматических и метаморфических пород, расчленить которые сейсмическими методами пока не удастся. Обратим внимание, что в названиях слоев земной коры (гранулито-базальтовый и т. п.) такой двуединый подход ныне наиболее распространен.

В настоящее время, когда средний этаж литосферы рассматривается как некоторое единое тело на континентах и океанах, использование для его обозначения термина консолидированная земная кора становится еще более неудобным. Как известно, при описании разрезов на дне океанов говорят о неконсолидированных осадках (илах), полуконсолидированных осадках и консолидированных осадочных породах, прошедших стадию диагенеза.

Термины консолидированная и магмаметаморфическая, будучи именами прилагательными, описывают частные свойства второго этажа литосферы, для обозначения которого, по мнению автора, назрела необходимость разработки нового термина.

Предлагается для наименования этого этажа литосферы применять термин литосферный панцирь или коротко литопанцирь, тогда нижний этаж литосферы обозначается как литосферная ман-

тия. В гл. IV и V автор в экспериментальных целях использует указанную терминологию.

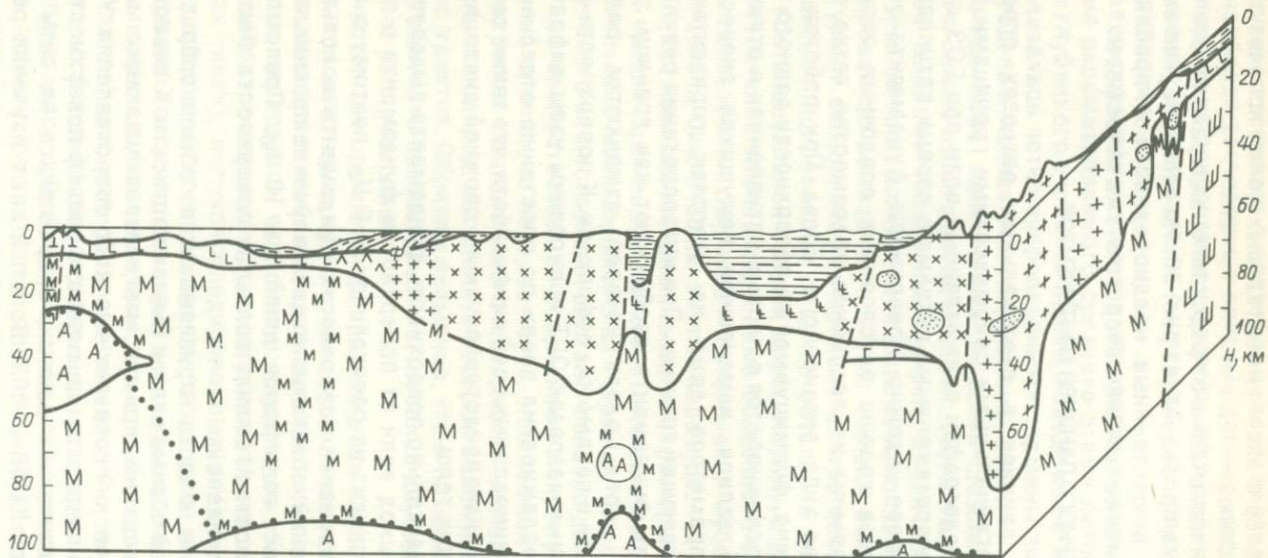
Схематически намечаемые представления о расчленении литосферы на три этажа приведены на рис. 30. На этом рисунке выделены латеральные вещественные неоднородности и приближенно изображено изменение толщины второго этажа литосферы.

ТОЛЩИНА ЛИТОСФЕРНОГО ПАНЦИРЯ КОНТИНЕНТОВ
















Литосферный панцирь в вертикальных разрезах ограничен опорными межрегиональными сейсмическими границами Φ и M . Эти границы на годографах преломленных волн при ГСЗ отображаются наиболее протяженными ветвями в первых вступлениях и выделяются наиболее надежно. Поверхность фундамента определяется как подошва хорошо расслоенных осадочных серий, на которой при детальном исследовании повсеместно четко фиксируется несогласие типа эрозионного среза. При работах КМПВ преломленная волна, формируемая на поверхности данного несогласия, обычно прослеживается в первых вступлениях и отличается сложной формой записи, изменением кажущихся скоростей и динамических параметров даже на участках горизонтального залегания преломляющей границы. При интерпретации результатов КМПВ поверхность фундамента изображают как границу „вертикально-слоистых” сред, вдоль которой изменяются величины граничной скорости и параметры рефракции. К поверхности фундамента на временных разрезах ОГТ приурочены узлы дифракций и прекращение прослеживания вверх по восстанию отдельных наклонных и деформированных осей синфазности, что также согласуется с геологическими представлениями о сложной дислоцированности нижележащих толщ.

Наиболее убедительно поверхность фундамента выделяется по данным КМПВ. Выход волн от поверхности фундамента в первые вступления происходит на расстояниях 3–6 H_{Φ} , поэтому в общем случае для картирования поверхности фундамента используются системы наблюдений, обеспечивающие получение прямых, встречных и нагоняющих годографов длиной в 10 H_{Φ} . Преломленные волны от поверхности M сменяют волны от поверхности Φ на годографе первых вступлений.

К поверхности Φ часто привязывается обменнообразующая граница, с которой обычно связан скачок плотности. К поверхности Φ приурочены верхние кромки магнитовозмущающих масс и опорный электрический горизонт высокого сопротивления. Указанные особенности позволяют картировать рельеф поверхности Φ по комплексу геофизических данных, опирающихся на сеть региональных профилей КМПВ и ОГТ. Богатый опыт изучения рельефа поверхности Φ в сопоставлении с данными внешнего контроля



H₂, KM

- | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|--|
|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  | | | | | |

глубоким бурением показывает, что погрешности оценок H_{Φ} по сейсмическим данным не превосходят 5–10% при глубине до 6 км. Вполне очевидно, что до глубин 8–10 км можно распространить такую оценку погрешностей.

Подошва литосферного панциря приурочена к границе M . Ее трассирование реализуется при ГСЗ с применением различных методик. Общий объем наблюдений ГСЗ, используемых при обобщениях автора, превышает 500 тыс. км.

Для характеристики толщины литосферного панциря используются три карты: 1) рельефа поверхности Φ ; 2) рельефа поверхности M ; 3) толщины литопанциря, которая оценивается как разница отметок H_M и H_{Φ} в каждой точке. Вполне очевидно, что погрешность определения толщины литопанциря больше, чем погрешности, определения отметок H_{Φ} и H_M . Поэтому, полагая, что наиболее информативной для характеристики литосферного панциря является карта его толщины, считаем, что рассмотрение его строения необходимо производить на основе трех упомянутых карт, исследуя одновременно толщину литопанциря, рельеф его подошвы и поверхности.

Рассмотрим последовательно особенности и закономерности изменения толщины второго этажа литосферы по континентам и океанам.

На территории Евразии создана плотная сеть исследований ГСЗ [27], поэтому полученные здесь данные играют роль опорных для разработки представлений о закономерностях латеральной изменчивости строения литосферы континентов. В Евразии размещаются крупные кратонные массивы. Восточно-Европейская и Сибирская платформы являются типичными представителями лавразид, Индостанская и Аравийская плиты считаются частью гонд-

Рис. 30. Обобщенная двумерная модель литосферы:

1 – опорные глобальные сейсмические границы – поверхности Φ и M ; 2 – верхний стратифицированный этаж литосферы, осадочно-вулканогенный покров; 3–8 – второй этаж литосферы, сформированный магматическими и метаморфическими комплексами: 3–5 – третий океанический слой (3 – высокоскоростной слой СОХ: метаморфиты, базиты и ультрабазиты; 4 – типовой слой абиссалий: преобладание габбро и амфиболитов; 5 – приконтинентальный утолщенный низкоскоростной слой салическо-мафического состава); 6–8 – литосферный панцирь континентов: 6 – низкоскоростной салический, 7 – среднескоростной салическо-мафический, 8 – высокоскоростной мафический; 9–11 – нижний этаж литосферы, надстеносферная верхняя мантия: 9 – нормализованная гипербазитовая верхняя мантия, 10 – низкоскоростная верхняя мантия, 11 – высокоскоростная верхняя мантия; 12 – один из возможных вариантов трассирования подошвы литосферы; 13 – астеносфера; 14 – глубинные разломы; 15 – коромантийная смесь; 16 – волноводные линзы в литосферном панцире

ранид. В последнее время усилилась тенденция выделять Китайско-Корейский и Южно-Китайский кратоны в составе специфической группы пацифид. На территории Евразии расположены крупнейшие молодые платформы Туранская, Западно-Сибирская, Западно-Европейская и др. Здесь развиты разновозрастные линейные геосинклинально-складчатые сооружения от рифейских до позднеальпийских, многочисленные рифтовые структуры, эпиплатформенные и эпигеосинклинальные орогены. Столь значительное разнообразие типов структур и большой диапазон изменчивости однотипных сооружений весьма благоприятны для исследований их глубинной характеристики. Из других континентов весьма высокой является изученность глубинного строения Северной Америки (главным образом США и южных провинций Канады), а также Австралии. Сравнительно скромные объемы глубинных исследований выполнены на других гондванских материках.

Обсудим вначале мощности литопанциря кратонов, охватывающих большую часть поверхности континентов.

Толщина литосферного панциря кратонов

Толщина литопанциря кратонов лавразид исследована наиболее полно: Сибирский, Европейский и Лаврентийский кратоны пересечены многочисленными профилями ГСЗ. На Сибирском кратоне пройден ряд профилей ГСЗ с использованием системы точечных и дифференциальных зондирований с шагом регистрации через 20 км. Весь кратон пересечен большим числом геотраверсов с шагом низкочастотных регистраторов (1,5 Гц) в 10–20 км пунктами малых взрывов через 70–100 км и единичными пунктами больших взрывов. Поверхности *М* и *Ф* построены по данным преломленных слаборефрагированных и отраженных волн.

В пределах Сибирской платформы глубина залегания поверхности *Ф* варьирует от 0 до 14 км, а поверхности *М*—от 33 до 52 км. Платформа резко неоднородна. В ее пределах выделяется ряд положительных структур I порядка: три щита (Анабарский, Алданский и Таймырский), окруженные одноименными антеклизмами, Непско-Ботуобинская антеклиза, Оленёкское, Енисейское и Туруханское поднятия, отличающиеся неглубоким залеганием фундамента (до 2–4 км). Крупные синеклизы (Вилуйская и Тунгусская), а также Енисей-Хатангский прогиб имеют глубины залегания фундамента до 8–14 км.

Обширный массив толстого литопанциря включает большую часть Сибирского кратона между Енисей-Хатангским прогибом и Байкальско-Вилуйской системой прогибов. Этот остов Сибирского кратона характеризуется толщиной литопанциря 40–48 км с небольшими локальными вариациями в 2–3 км. Наибольшая мощность литосферного панциря свойственна положительным струк-

турам: для Алданского щита 44–45 км; Мунского, Енисейского и Туруханского поднятий 43–46 км; для Непско-Ботубинской антеклизы и Тунгусской синеклизы 40–42 км.

В пределах отдельных однородных по рельефу и структурам фундамента сооружений толщина литопанциря изменится довольно значительно. Так, на Анабарском щите, в областях обнажений древнейших архейских пород, мощности литосферного панциря на северном участке уменьшаются до 38–39 км, а на юго-западном участке возрастают до 48–49 км, оставаясь на большей части щита близкой 44–45 км. Такие изменения согласуются с резкими колебаниями уровня гравитационных аномалий. На юге Анабарской антеклизы в районе Мархаринской системы поднятий, где фундамент залегает на глубинах 1,5–2,0 км и характеризуется плавным рельефом, H_M варьирует от 39 до 47 км. Эти колебания установлены В. Д. Суворовым и В. Ф. Уаровым при тщательных исследованиях по густой сети профилей (рис. 31). Изложенное показывает, что выступы древнего фундамента на щитах, плавные изменения рельефа фундамента в антеклизах Сибирского кратона обычно сопровождаются колебаниями подошвы литопанциря до ± 5 км и более. Такие колебания не отображаются какими-либо закономерными изменениями поверхности фундамента и таким образом целиком определяют изменение толщины литосферного панциря.

В Тунгусской синеклизе, известной мощными излияниями траппов на рубеже палеозоя и мезозоя на площади около 1 млн км², наблюдается общая корреляция между рельефом фундамента, преимущественно погруженным на 6–10 км, и рельефом поверхности M , опущенным до 48–51 км. Толщина литосферного панциря здесь повсеместно остается выдержанной и составляет 41 ± 3 км. Локальные колебания и взаимозависимости в пределах отдельных структур II порядка здесь изучены недостаточно.

Енисей-Хатангский прогиб и Вилюйская синеклиза отличаются резкими сокращениями толщины панциря до 22–30 км, т. е. в 1,5–2,0 раза по сравнению с остовом Сибирского кратона. Такое уменьшение толщины происходит за счет общего погружения фундамента и вздымания поверхности M на 5–15 км к осям впадин. Под этими впадинами наблюдается резкий пережим толщины литопанциря. Полоса пониженной толщины прослеживается также в Байкальском рифте, в Предверхолянском прогибе и на востоке Западной Сибири, окаймляя остов толстого литосферного панциря Сибирского кратона (рис. 32).

Таймырский и Алданский щиты и одноименные антеклизы отделены от основного массива Сибирского кратона вышеуказанными зонами утоненного литопанциря и, по существу, являются обособленными кратонными массивами.

Европейский кратон (Восточно-Европейская платформа) объединяет Русскую плиту, Балтийский и Украинский щиты. Границы

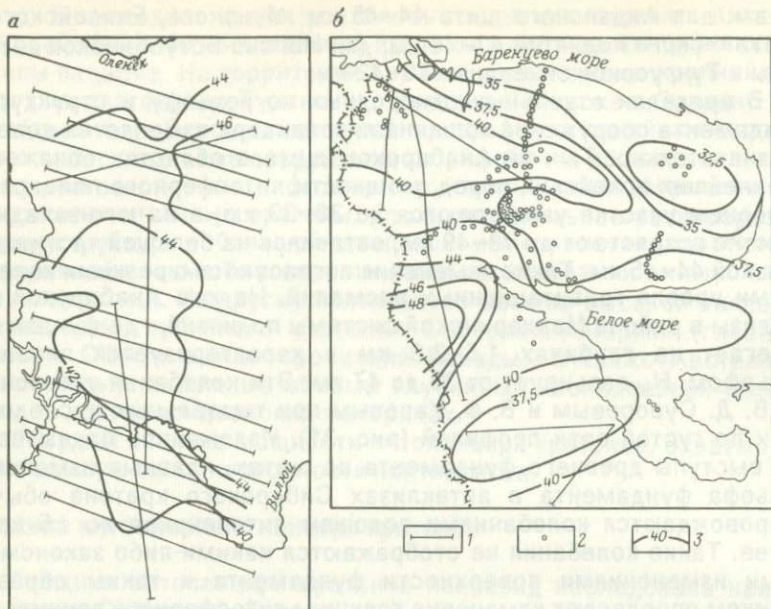


Рис. 31. Схемы изоглубин подошвы земной коры на щитах кратонов Маркаринского района Восточной Сибири (а), Кольского полуострова и Северной Карелии (б). По данным В.Д. Суворова, В.Ф. Уарова, Н.В. Шарова и др.:

1 – профили ГСЗ, 2 – точки регистрации данных промышленных взрывов; 3 – изоглубины, в км

кратона хорошо изучены. На северо-западе и востоке он ограничен линейными складчатыми сооружениями палеозойд Скандинавии и Урала; на северо-востоке – Тиманской рифейской складчатой системой, переходящей западнее п-ова Канин в приразломный рифейский прогиб, на юго-западе и юге – приразломной системой Тейсейра-Торнквиста, прослеженной от Северного до Черного моря. По особенностям глубинного строения Прикаспийская впадина включена автором в состав Центрально-Евразийской молодой плиты. В пределах Русской плиты выделяются Московская и Мезенская синеклизы, Воронежская и Волго-Уральская антеклизы, Белорусский массив. Воронежская антеклиза отделяется от Украинского щита Днепровско-Донецким авлакогеном и складчатым сооружением Донбасса. Этот регион весьма неравномерно освещен ГСЗ. Наиболее детально профилями непрерывного ГСЗ-КМПВ и ГСЗ-МОВ исследована земная кора Украинского и Балтийского щитов, Днепровско-Донецкой впадины, южных склонов Воронежского массива. Свыше 75 % площади Восточно-Европейской платформы, включая ее центральное ядро, характеризуются мощностью осадоч-

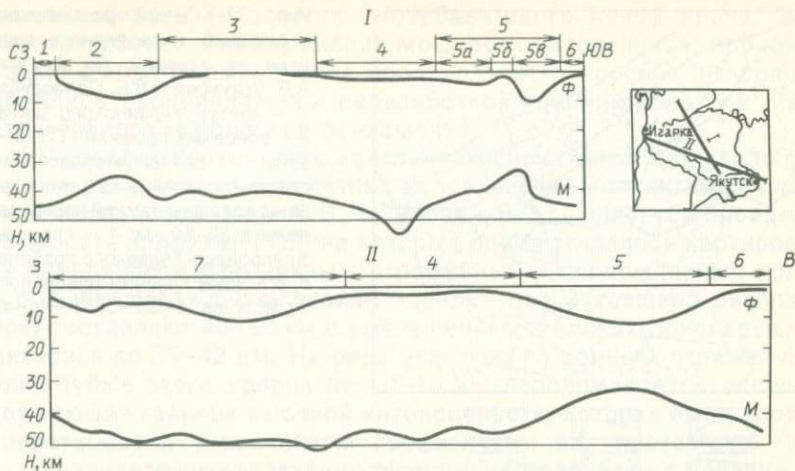


Рис. 32. Разрезы литосферного панциря Сибирского кратона по линиям: р. Тарей – р. Олёкма (I), Игарка – Якутск (II). По данным Д.В. Аброскина и Ю.Х. Протопопова: 1 – пов Таймыр; 2 – Енисей-Хатангский прогиб; 3 – Анабарский массив; 4 – Мирнинско-Айхальская седловина; 5 – Вилюйская синеклиза (а – Ыгыаттинская впадина, б – Сунтарское поднятие, в – Кемпиндйская впадина); 6 – Якутское поднятие; 7 – Тунгусская синеклиза

ного чехла не более 1–3 км. На северных и восточных окраинах происходит плавное моноклинальное погружение фундамента до отметок минус 4–6 км, которое сменяется резким увеличением мощности осадочного чехла ($H_{\phi}=8-12$ км и более) в Печорской, Прикаспийской впадинах и Предуральском прогибе.

Специфическим элементом Восточно-Европейской платформы является Днепровско-Донецкая палеорифтовая система, в которой значения H_{ϕ} достигают 10–20 км. Этот узкий грабен (ширина 100–150 км) на востоке переходит в вал Карпинского и раскрывается в Прикаспийскую впадину.

Глубина залегания поверхности M в пределах кратона варьирует от 45 до 55 км. Массив утолщенной земной коры формирует ядро Восточно-Европейской платформы. Эта изометричная морфоструктура верхней мантии расчленена узкой зоной Припятско-Днепровско-Донецкого палеорифта, где H_M сокращены до 37–42 км. От указанного ядра к Белому морю, Печорской впадине, Волго-Уральскому своду, Скифской плите происходит воздымание поверхности M на 5–10 км. Перечисленные структуры характеризуются значениями H_M , близкими к 40 км (рис. 33). Лишь в Донбассе поверхность M погружается до 45 км. Во впадинах фундамента Предуральского прогиба, Прикаспия, Беломорья поверхность M поднимается на 35 км и менее.

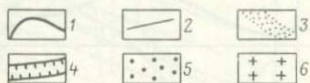
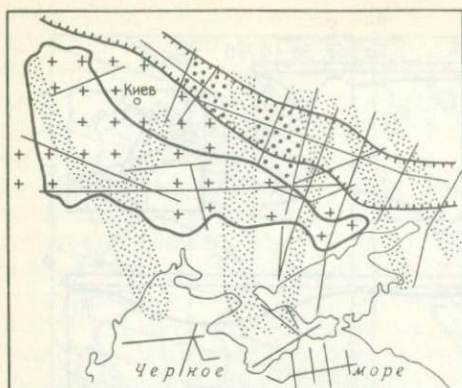


Рис. 33. Схема размещения утолщений литосферного панциря на Украине. По данным А.В. Чекунова и В.Б. Соллогуба: 1 — контур Украинского щита; 2 — основные профили ГСЗ; 3 — зоны раннепротерозойских геосинклиналей, в которых глубины подошвы земной коры оценены в 50–60 км; 4 — границы Днепровско-Донецкого грабена; 5, 6 — зоны глубины поверхности M , в км: 5–30–35, 6–40–45

Толщина литосферного панциря на обширных пространствах Русской плиты преимущественно составляет 40–45 км, уменьшаясь в северной части плиты до 35–45 км и локально увеличиваясь в районе Воронежского массива до 50 км. Указанный средний уровень толщин литосферного панциря характерен и для Украинского щита. Резко аномальные зоны утоненного литопанциря установлены в Днепровско-Донецком прогибе, толщина литопанциря уменьшается здесь почти вдвое по сравнению с сопряженными структурами. Зона тонкого литосферного панциря протягивается узкой полосой на юго-восток, где сливается с аномальной областью северной части Каспийского моря. К северо-западу от Донбасса утонение литосферного панциря осуществляется по схеме пережима: погружения поверхности Φ и воздымания поверхности M . В пределах Донбасса выявлен крупный прогиб поверхности фундамента при неадекватном погружении поверхности M и общем субконформном расположении этих границ.

Необходимо подчеркнуть, что Пачелмский, Средне-Русский и более мелкие авлакогены, активное развитие которых в основном завершилось в рифее — раннем палеозое, не сопровождаются достоверным изменением толщины литосферного панциря.

Своеобразным является сокращение толщины литопанциря в южной части Предуральяского прогиба. Здесь толщина литосферного панциря уменьшается на 10–20 км, в том числе за счет погружения поверхности Φ на 5–15 км и воздымания поверхности M на 3–5 км. Любопытно, что фундамент в этой зоне характеризуется необычными для Русской плиты высокими скоростями, однако магнитные и гравитационные аномалии полностью сохраняют присущую Русской плите морфологию и свойственные ей субширотные про-

стирания вплоть до осевого гипербазитового пояса Урала. Это свидетельствует, что изменения мощности литопанциря, происходившие в ходе формирования Предуральского прогиба, не сопровождались принципиальной переработкой гравитивного и магнитоактивного комплексов фундамента.

В пределах Украинского кристаллического щита и на его периферии в результате многолетних исследований коллектива геофизиков под руководством А. В. Чекунова и В. Б. Соллогуба пройдена густая сеть профилей ГСЗ, на которых осуществлялось картирование поверхности M по данным отраженных и преломленных волн. На большей части щита глубины поверхности M (толщина литопанциря) составляют 40–50 км с уменьшением в блоках Присивашья и Приазовья до 35–42 км. На ряде участков по данным отраженных волн глубже этого уровня на 10–15 км прослеживается опорная отражающая граница высокой интенсивности, которая была проинтерпретирована украинскими геофизиками как протоМохо. При таком варианте интерпретации толщина литопанциря на Украине за пределами Днепровско-Донецкой впадины изменяется от 35 до 65 км, причем зоны резких утолщений (50–65 км) имеют ширину до 100–150 км и протягиваются субмеридионально до 1000 км, пересекая Украинский щит, южные склоны кратона и прослеживаясь до широт Крымских гор (см. рис. 33). Наибольшую протяженность имеют три утолщенные пояса: Одесско-Ядловский, Криворожско-Крупницкий, Орехово-Павлоградский. Восточнее менее уверенно выделяются аналогичные Белгородско-Михайловский и Оскольско-Щигровский утолщенные пояса. Как показали А. В. Чекунов и В. Б. Соллогуб, указанные пояса утолщенного литосферного панциря приурочены к протогеосинклинальным трогам раннего протерозоя (2,6–1,7 млрд лет), заполненным вулканогенно-терригенно-сланцевыми толщами. Эти протогеосинклинальные трог в свою очередь закладывались на границах позднеархейских (3,5–2,5 млрд лет) зеленосланцевых зон и чарнокит-гранулитовых поясов. Последние четко картируются региональными магнитными аномалиями большой интенсивности.

На территории Белоруссии в основном в 80-е гг. Р. Г. Гарецким и другими выполнены разнообразные исследования ГСЗ. На западе республики выделяются утолщенные (до 50–55 км) линейные зоны, вытянутые меридионально, сопряженные с относительно утоненными (40–45 км) поясами литопанциря. Восточнее Минска толщина литосферного панциря слабодифференцирована и составляет 40–45 км, с небольшим утонением на 5–7 км в Припятском грабене.

Другая область неглубокого залегания фундамента кратона располагается на его северо-западе, где глубинные исследования проводились на территории СССР и в Скандинавии. Характерно, что в этих районах не обнаружены линейные пояса утолщенного панциря, отмеченные на Украине.

В советской части Балтийского щита проведение ГСЗ начато в 1958 г. Здесь отработано несколько профилей ГСЗ с полными системами наблюдений. В регионе выполнено также много профильных наблюдений и зондирований с использованием в качестве источников возбуждения промышленных взрывов. По полученным данным глубина поверхности M , которая практически совпадает с мощностью литосферного панциря, на большей части региона выдерживается в интервале 38–42 км. На этом фоне отмечаются утонения литопанциря в районе Хибин до 36–38 км и на северо-востоке Кольского полуострова до 33 км. Резкое утолщение литосферного панциря до 48 км происходит в зоне сочленения беломорского и карельского мегаблоков. Таким образом, на древнем щите в условиях низкогорного и мелкосопочного рельефа колебания мощности литосферного панциря достигают 16–17 км. Причем эти колебания установлены по достаточно представительной сети наблюдений и протрассированы по единой границе (см. рис. 31, б).

На зарубежной части Балтийского щита начиная с 1958 г. выполнен большой объем ГСЗ. Наиболее значительные исследования проведены в ходе реализации проектов Блюрод, Канобе, Балтик, Свека. Для большей части Балтийского щита H_M составляет 40–46 км, плавно уменьшаясь во все стороны от наиболее утолщенной зоны в Ботническом заливе и Южной Финляндии. Значительное сокращение толщины литопанциря установлено в южной части Скандинавского полуострова. Минимальные отметки соответствуют шельфовой зоне и побережью Норвегии, Дании и Датским проливам, а также грабену Осло. Для большей части региона характерен выположенный рельеф поверхности верхней мантии с плавным увеличением отметок H_M от 35 км на периферии до 43 км в центральной части.

Лаврентийский кратон охватывает большую восточную равнинную часть США и Канады. В пределах Канадского щита обнажаются древнейшие архейские породы (близ оз. Верхнего), окруженные зонами протерозойского фундамента. Поверхность фундамента плавно погружается на запад, где располагается плита Великих равнин, и к югу, под плиту Мидконтинент. На востоке рифтогенные сооружения Дэвисова пролива и моря и Лабрадор отделяют Лаврентийский кратон от Гренландского. Хорошо изучено юго-восточное сочленение кратона со складчатыми сооружениями Аппалачей. Сложная зона горстов и грабенов ограничивает Лаврентийский кратон на западе.

Северо-Американский континент отличается высокой, но неравномерной изученностью глубинными сейсмическими зондированиями и другими геофизическими съемками. Проведенные здесь ГСЗ в целом отличаются относительно малой детальностью и преобладанием одиночных годографов.

В 70-х гг. в США проводились многочисленные наблюдения по

упрощённым системам наблюдений ГСЗ-КМПВ, а в Канаде широкое распространение получили исследования ГСЗ с использованием ОВ при длине годографов до 120–150 км. В 80-х гг. значительный размах в США и несколько меньший в Канаде получили ГСЗ-ОГТ по специально разработанной программе КОКОРП. Новые обобщения данных ГСЗ по территории США выполнены Р. Алленби и К. Шнетцлером в 1983 г. Из советских исследователей наиболее обстоятельное обобщение данных о глубинном строении Северной Америки принадлежит Н.А. Беляевскому [3], некоторые новые материалы учтены в обзоре [11].

Мощности литосферного панциря Лаврентийского кратона в целом выдерживаются в интервале 30–55 км, однако по преобладающим значениям (35–50 км) и по широкому распространению областей с глубинами M менее 40 км Лаврентийский кратон заметно отличается от Восточно-Европейского и Сибирского. Общее понижение толщины литосферного панциря характерно для Канадского щита. На большей его части толщина литопанциря менее 35 км.

В пределах основного массива Лаврентийского кратона намечаются четыре главные неоднородности толщины литосферного панциря.

1. Мидконтинент-Лаврентийская область, которая охватывает район всех великих озер Северной Америки, кроме оз. Верхнего, прилегающие на северо-востоке районы Канады вблизи р. Святого Лаврентия и на юго-западе США вплоть до Кентукки. Контур этой области имеет эллипсовидную форму и располагается перед фронтом Аппалачей. Длинная ось эллипса вытянута на северо-восток, субпараллельно данному геосинклинальному сооружению. Однако, в отличие от линейно-вытянутых Аппалачей, Мидконтинент-Лаврентийская область имеет ширину порядка 1000 км, лишь вдвое меньшую длины. Толщина литопанциря здесь варьирует от 30 до 35 км. Эта область оконтуривается флексурой в рельефе поверхности M с перепадом глубин в 10 км, что не сопровождается заметным или однотипным изменением рельефа поверхности фундамента.

2. Оз. Верхнее и большую часть п-ова Лабрадор охватывает Лабрадорская область относительно утолщенного литосферного панциря, мощность которого варьирует от 40 до 50 км.

3. Центральная-Канадская область утоненного литосферного панциря занимает акваторию Гудзонова залива и прилегающие к западу равнины Канады (провинция Манитоба и большая часть Онтарио). Здесь глубины поверхности M составляют 28–35 км, а глубины залегания фундамента 1–3 км. Толщина литопанциря в этой области самая меньшая среди всех внутренних областей кратонов и изменяется от 28 до 34 км.

4. Область Великих равнин США характеризуется общим погружением поверхности M на 5–15 км до глубин 48–52 км и поверхности Φ на 1–6 км. Толщина литосферного панциря составляет

45–50 км, оставаясь выдержанной на обширных территориях. Наибольшие глубины M характерны для впадин Анадарко, Альберта, Уиллистон, однако толщина литопанциря здесь не подвергается заметным изменениям. Аналогичные согласные прогибания поверхностей Φ и M установлены в Мичиганской впадине Мидконтинента в широтном рифтогенном прогибе провинции Альберта. В целом относительная конформность прогибов поверхности Φ и M свойственна преобладающей части осадочных бассейнов Лаврентийского кратона.

Отличительной особенностью строения литосферного панциря Лаврентийского кратона является значительная локальная изменчивость его толщины в районах приразломных зон, отдельных интрузий и древних рифтов. К настоящему времени отмечены следующие локальные вариации:

1) в Пенокийском синклинии (южная часть оз. Верхнего) толщина достигает 55 км;

2) западнее этого озера в районе габбро-анортозитовой интрузии Дулут толщина литопанциря составляет 23–30 км;

3) западнее г. Черчилл, вблизи побережья Гудзонова залива, под нижнепротерозойским комплексом установлено утолщение литопанциря до 53 км;

4) в полосе гипербазитовых интрузий вдоль Гренвиллского „фронта” в приразломной зоне шириной до 20 км фиксируется утолщение литопанциря на 5–10 км по сравнению с прилегающими районами.

Вполне очевидно, что полученные данные о региональной и некоторой локальной изменчивости толщины литосферного панциря в Лаврентийском кратоне являются прямым следствием значительного размаха проведенных здесь исследований, плотность которых остается недостаточной для выявления многих других латеральных неоднородностей строения.

Характерная особенность Лаврентийского кратона – так называемая Центрально-Американская рифтовая система, которая четко картируется по интенсивному максимуму силы тяжести – с амплитудой до $(1-1,2) \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$ – в субмеридиональном направлении от юго-западной части оз. Верхнее, разделяя плиты Мидконтинента и Великих равнин. Эта палеорифтовая система не отображается в рельефе поверхностей Φ и M и не сопровождается изменением толщины литопанциря.

Гондванские кратоны образуют самую обширную по площади группу однотипных сооружений древней континентальной земной коры. В их составе также выделяются архейские массивы и протерозойские пояса. Глубинное строение этих кратонов изучено относительно слабо.

На Бразильской платформе глубины залегания поверхности M , по данным единичных зондирований, близки 40 км.

Крупнейшая Африкано-Аравийская платформа охватывает большую часть Африки и Аравийский полуостров. Для территории Африки свойственно широкое развитие разновозрастных рифтов. В восточной части материка интенсивный рифтогенез характерен для неотектонического этапа. Возможно, в связи с этим оценки мощности земной коры Африки, по данным поверхностных волн и отдельных взрывам, дают значения 35–40 км с преобладанием нижнего предела [3]. Наиболее значительные ГСЗ выполнены на юге Африки, в Тунисе, на Аравийском полуострове. Результаты большей части проведенных работ еще не опубликованы. Профиль ГСЗ длиной около 1000 км, выполненный Геологической службой США, пересек в северо-восточном направлении Аравийский щит от акватории Красного моря до Месопотамского прогиба. Встречные и нагоняющие годографы длиной 150–450 км позволили построить разрез литосферы до глубины 80 км.

По данным этого профиля рельеф поверхности *M* сильно сглажен и она залегает на глубине 36–42 км. Наибольшая толщина литосферного панциря (около 42 км) установлена в пределах Аравийского щита на удалении от Красного моря. На большей части Аравийского полуострова толщина литопанциря не превышает 35 км и сокращается к окраинам полуострова, особенно резко по направлению к Красному морю. Такое утолщение литопанциря зафиксировано и в северо-западной части полуострова, где на территории Иордании и Израиля создана довольно густая сеть профилей ГСЗ, пересекающих рифты Акаба и Мертвого моря.

Индостанский кратон исследован несколькими профилями ГСЗ (рис. 34), самым протяженным из которых является широтный геотраверс Кавали – Удипи, пересекающий весь субконтинент, протяженностью 600 км. Этот геотраверс, а также профили Койна-1 и Койна-2 отработаны советско-индийской экспедицией (1972–78 гг.). Большой интерес представляет субмеридиональный профиль Хирапур – Мандла в Центральной Индии, пересекающий линейament Нармада-Сон. Значительные исследования региона выполнены сейсмологическими методами. Для Индостанской платформы характерен высокий уровень залегания фундамента и общий перепад глубин поверхности *M* от 34 до 46 км при доминирующих значениях 40 ± 2 км.

По профилю Кавали – Удипи выделяется Центральный блок, сложенный преимущественно архейскими гранитогнейсами. Здесь толщина литопанциря несколько понижена (33–38 км), но в более восточных районах она достигает 40–43 км. По субмеридиональному профилю Хирапур – Мандла наблюдается тенденция к некоторому уменьшению толщины литопанциря с севера на юг от 43 до 38 км.

Рассматривая Аравийский и Индостанский кратоны, как гондваниды Азии, необходимо отметить, что этим сооружениям прису-

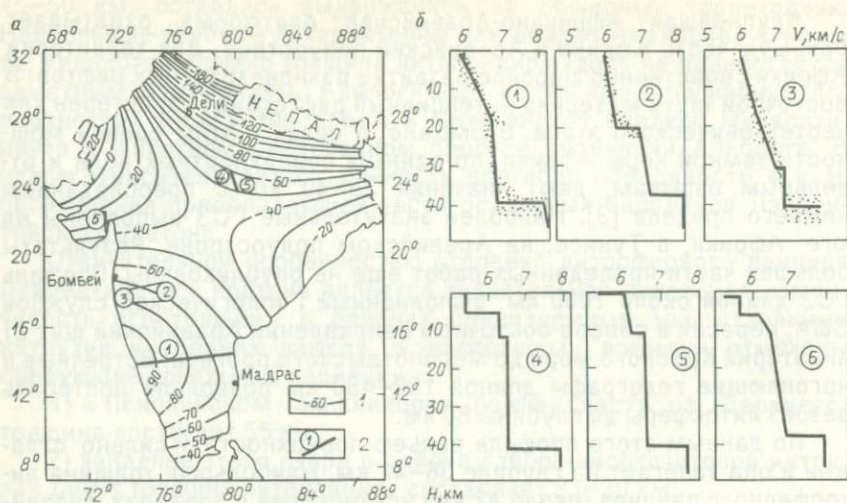


Рис. 34. Материалы о строении земной коры полуострова Индостан:

а – карта низкочастотных аномалий силы тяжести с размещением профилей ГСЗ (1 – изоаномалы в 10^{-2} м/с², 2 – положение разрезов ГСЗ); б – одномерные скоростные модели Индостана (по Г.Е. Харченко, К.Л. Кайла и др.); точками изображен усредненный интервал изменения скорости по профилю; цифры в кружках – номера разрезов приведенных на рис. 34, а

ща выдержанная толщина литосферного панциря, близкая 40 ± 2 км. Значительные отклонения от данного „стандарта“, наблюдаемые на лавразийских кратонах, в гондванидах Азии не зафиксированы.

Австралийский кратон из сооружений гондванид в наибольшей степени изучен ГСЗ. Здесь проведены разнообразные по методике исследования: от малодетального профилирования при регистрации ядерных взрывов до ГСЗ-ОГТ.

Поверхность М в пределах Австралийской платформы существенно дифференцирована, ее глубины залегания варьируют от 27–30 км (максимальные воздымания в пределах щита Пилбара) до 55–60 км на Северо-Австралийском кратоне (рис. 35).

По толщине литосферного панциря различные районы Австралийской платформы заметно отличаются. Наибольшая дифференциация характерна для Западно-Австралийского кратона, где преобладают древнейшие архейские комплексы. В пределах щита Йилгарн толщина литопанциря составляет преимущественно 40–50 км, уменьшаясь постепенно к южному побережью до 33 км. Щит Пилбара отличается сокращением толщины литопанциря на 27–32 км. Колебания толщины литосферного панциря до 20 км и несколько более не находят какого-либо отображения в современном рельефе.

Южно-Австралийский кратон обладает выдержанной толщиной литопанциря, варьирующей (вне участков побережья) от 37 до 41 км.

Северо-Австралийский кратон, отличающийся широким развитием протерозойских складчатых сооружений, характеризуется общим заметным утолщением литосферного панциря, который на значительной части кратона, исследованной ГСЗ, имеет толщину 45–55 км.

Проблематичным остается мощность литосферного панциря в Центрально-Австралийской внутрикратонной подвижной зоне. В прогибе Амадиус H_M составляет 55 км, наибольшая мощность осадочного покрова непосредственно у северного борта прогиба достигает 14 км. Толщина литосферного панциря здесь оценивается нами, с учетом погрешностей измерений, в 40–45 км. По единич-

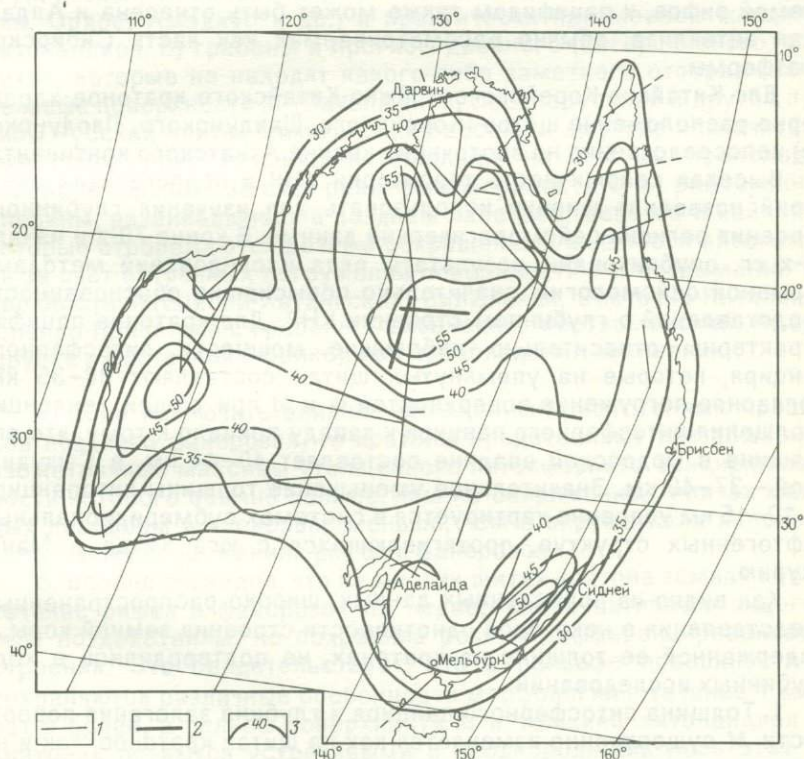


Рис. 35. Схема рельефа поверхности M Австралии:

1 – профили малодетальных ГСЗ; 2 – профили ГСЗ-ОГТ; 3 – изоглубины поверхности M , характеризующие толщину литосферного панциря

ным наблюдениям в этой зоне и в щите Масгрейв толщина литопанциря составляет 37–40 км.

Таким образом, на Австралийской платформе толщина литосферного панциря преимущественно превосходит 40 км, возрастая в Северо-Австралийском кратоне, где преобладают протерозойские складчато-метаморфические образования. Данные по кратонам Австралии показывают, что значительные утолщения литосферного панциря до 50–55 км и более отмечаются на щитах как лавразийских, так и гондванских платформ. Установлена тенденция приуроченности таких участков к областям протерозойских линейных тектоно-магматических сооружений.

К тихоокеанским кратонам относятся очевидно лишь Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы. Таримская впадина рассматривается в данной работе как часть молодой платформы. Вероятно, по отдельным особенностям мезозойского развития, по обособлению от Сибирского кратона Байкальско-Вилюйской системой рифов, к пацифидам также может быть отнесена и Алданская антеклиза, обычно рассматриваемая как часть Сибирской платформы.

Для Китайско-Корейского и Южно-Китайского кратонов характерно расположение щитов (Корейского, Шандунского, Ляодунского) непосредственно на восточной окраине Азиатского континента.

Высокая сейсмичность территории КНР и прилегающих акваторий позволила широко использовать для изучения глубинного строения региона сейсмологические данные. В конце 70-х и начале 80-х гг. опубликованы результаты ряда исследований методами взрывной сейсмологии, значительно повысившие обоснованность представлений о глубинном строении КНР. Для кратонов пацифид характерны относительно небольшие мощности литосферного панциря, которые на упомянутых щитах составляют 30–35 км. Согласно погружение поверхностей Φ и M при общей тенденции утолщения литосферного панциря к западу привело к тому, что его толщина в Ордосской впадине составляет 40–44 км, в Сычуаньской – 37–40 км. Значительное уменьшение толщины литопанциря на 10–15 км уверенно картируется в системах субмеридиональных рифтогенных структур, протягивающихся с юга Китая в Маньчжурию.

Как видно из приведенных данных, широко распространенные представления о некоторой однотипности строения земной коры, о выдержанной ее толщине на кратонах, не подтвердились в ходе глубинных исследований.

1. Толщина литосферного панциря и глубина залегания поверхности M существенно изменяется как на щитах кратонов, так и на равнинах, перекрытых осадочным чехлом. На отдельных кратонах изменения толщины литосферного панциря составляют 10–25 км, эти же величины изменений свойственны и щитам. В некоторых

случаях изменения толщины литосферного панциря достигают 35 км. Общие колебания положения поверхности M на кратонах варьируют в диапазоне от 28 до 60 км.

2. Колебания толщины литосферного панциря на кратонах происходят главным образом за счет вариаций глубин залегания поверхности M . На щитах и зачастую на плитах изменения в рельефе поверхности M на 10 км и более не сопровождаются значительными колебаниями в рельефе фундамента. Многие утолщения литосферного панциря на кратонах связаны с протерозойскими поясами линейных дислокаций и не отображаются выступами поверхности фундамента.

3. Все впадины поверхности Φ на кратонах могут быть условно разделены на три группы: а) наиболее многочисленная группа изометричных и вытянутых синеклиз кратонов, которые характеризуются общими конформными погружениями поверхностей M и Φ (Тунгусская, Иллинойская, Уиллистонская, впадины Великих равнин, Ордос, Амадиус и др.) и практически неизменной толщиной литопанциря; б) грабены и прогибы древнего (догерцинского) развития, которые не находят какого-либо заметного отображения в рельефе поверхности M (Пачелмский, Среднерусский и другие прогибы Русской плиты, Мичиганский бассейн и др.), где незначительные сокращения толщины литопанциря на 2–4 км происходят, главным образом, за счет рельефа поверхности Φ ; в) рифтогенные впадины, развивавшиеся в позднем палеозое, мезозое и кайнозое, которые отображаются резким сокращением мощности литопанциря за счет встречных погружений поверхности Φ и воздыманий поверхности M (Енисей-Хатангская, Вилюйская, Восточно-Китайская, Днепро-Припятская, грабены Камбейский, Мертвоморский, Афар и другие в Восточной Африке), при преобладании последних.

4. Если исключить влияние наложенных рифтогенных процессов позднего фанерозоя, то кратоны представляют как обширные изометричные массивы утолщенного литосферного панциря, мощность которого обычно больше, чем на сопряженных плитах молодых платформ и несколько меньше, чем в окружающих линейных складчатых сооружениях рифея и фанерозоя.

5. Вполне очевидно, что на многих щитах кратона земная кора в течение рифея и фанерозоя не подвергалась активным эндогенным воздействиям, но сохранила резкую дифференцированность строения. Это свидетельствует, что в рельефе поверхности M сохраняются различные особенности морфологии в течение 1 млрд лет и более, а рельеф поверхности M и толщина литопанциря на кратонах остаются устойчивыми и неоднородными весь этот период.

6. В пределах кратонов получили развитие, главным образом, осадочные бассейны I и II групп. Все известные здесь осадочные

бассейны IV группы и большинство бассейнов III группы принадлежат рифтогенным сооружениям и областям перикратонного погружения фундамента.

Толщина литосферного панциря молодых платформ

Молодые платформы и рифейско-палеозойские складчатые сооружения занимают существенно меньшую часть континентов, чем кратоны. Наибольшее распространение молодые платформы и палеозоиды получили в Евразии, где ими „спяны” кратоны лавразид и пачифид. За пределами Евразии молодые платформы занимают значительные площади в Северной Америке, что отображает общее сходство развития лавразийских материков в рифее, фанерозое. Доля молодых платформ в составе гондванских материков значительно скромнее.

Крупнейшей в Евразии является Центрально-Евразийская молодая платформа, впервые намеченная Р. Г. Гарецким, в которую обычно включаются Туранская, Западно-Сибирская, Западно-Европейская, Скифская и Мизийская плиты, Уральский кряж и Казахстанский щит. В составе данной платформы целесообразно рассмотреть складчатые сооружения Тянь-Шаня и Алтая, которые вовлечены в эпиплатформенный орогенез лишь на неотектоническом этапе развития, а также Прикаспийскую и Таримскую впадины. Проведенный автором совместно с А. Е. Абетовым анализ геолого-геофизических данных позволяет распространить палеозой-мезозойскую Туранскую плиту на глыбу Лут и прилегающие районы Ирана и Афганистана. Южная граница докайнозойской Туранской плиты, по мнению автора, сопрягается с альпийскими складчатыми сооружениями Загроса и Сулейман-Китрарских хребтов.

Молодые платформы на территории СССР и Западной Европы отличаются наиболее значительной изученностью глубинного строения, обстоятельное рассмотрение которого недавно приведено в [27].

На большей части территории Средней Азии и Казахстана достаточно сейсмических данных для построения мелкомасштабных (1:5 000 000 и менее) карт поверхности Φ здесь закартирована в масштабе 1:500 000 и крупнее. Такие построения неоднократно производились автором и другими исследователями. Поверхность фундамента на данной территории имеет диапазон отметок от +7 до -22 км, т. е. приближающийся к 30 км. Поверхность мантии размещается на отметках от -30 км в Прикаспийской впадине до -70 км в районе Памира, т. е. диапазон изменения ее отметок достигает 40 км. Сооружения Центрального и Восточного Казахстана образуют совместно с Туранской плитой единую область, занимающую 75-80% площади региона, относительно слабо

дифференцированного рельефа поверхности M , характеризуемого диапазоном глубин от 35 до 50 км. Для большинства равнинных и низкогорных территорий значения H_M заключены в еще более узком интервале от 37 до 45 км.

В пределах региона намечается ряд крупных морфоструктур поверхности M , выделение которых стало возможным только при сравнительно плотных сетях сейсмометрических наблюдений.

1. Балхашско-Среднекаспийское поднятие поверхности M достоверно прослежено на 3000 км, при ширине 150–400 км. На востоке оно, по-видимому, продолжается в Илийскую и Джунгарскую впадины. В его составе выделено 5 выступов, самый западный из которых Каспийско-Карабогазгольский имеет отметки M от 34 до 38 км. Далее намечены выступы поверхности M с глубинами залегания 36–42 км: Аральско-Центральноустуртский, Централь-

но Кызылкумский, Чу-Сарысуйский, Балхашский. Это поднятие может рассматриваться как своеобразная широтная ось региона.

2. Прикаспийско-Предуральское поднятие поверхности M охватывает Прикаспийскую впадину и южную часть Предуральского прогиба. Поднятие имеет общую юго-западную вытянутость и длину 1000 км при ширине 250–400 км. Значения H_M здесь в основном варьируют от 30 до 40 км. Данная морфоструктура отличается наиболее контрастным рельефом поверхности M в пределах равнин и является пограничным элементом между молодой плитой и кратоном.

3. К северу и северо-востоку от указанных поднятий выделяется крупный Казахстанско-Уральский прогиб поверхности M с ее погружением в центриклинали до 50 км и более. Эта отрицательная морфоструктура соответствует области палеозойских геосинклинальных сооружений. Весьма вероятно, данные гравиметрии и сейсмологии этому не противоречат, что продолжение прогиба поверхности M прослеживается на Алтай и в западную часть МНР. Наибольшие погружения поверхности M , по-видимому, устанавливаются в осевой зоне Урала, где в отдельных сечениях отмечаются глубины залегания поверхности M в 55–57 км.

4. Южнее Балхашско-Среднекаспийского поднятия большое влияние на строение земной коры оказывает система разломов Урало-Оманского линеамента. Здесь выделяются Амударьинский и Памиро-Тяньшаньский прогибы поверхности M . Первый из них охватывает Амударьинскую впадину и Предкопетдагский прогиб (выделенные по поверхности фундамента), протягиваясь с запада на восток на 600 км и с севера на юг на 350–400 км. Здесь при равнинном рельефе дневной поверхности значения H_M достигают 56 км. Памиро-Тяньшаньский прогиб, включающий области эпиплатформенного орогенеза, существенно неоднороден. Северный Тянь-Шань характеризуется значениями H_M преимущественно

около 50 км. Погружения поверхности M до 55–60 км свойственны хребтам Среднего и Южного Тянь-Шаня. В целом морфоструктуры подошвы земной коры Тянь-Шаня имеют ориентацию, совпадающую с простираем горных сооружений.

Наибольшие погружения поверхности M на территории СССР свойственны небольшому участку орогенной области. Нарастание H_M с 55 до 75 км происходит в пределах северной части Памира. Прогиб мантии в этом регионе изометричен или имеет субширотную вытянутость. Для Иссык-Кульской впадины намечаются относительные погружения поверхности M .

5. Таримская впадина в орогенном поясе Центральной Азии выделяется значительным воздыманием поверхности M на 10–15 км. Вероятным продолжением этой системы поднятий поверхности M является Южно-Таджикская впадина ($H_M \leq 40$ км), соединяющаяся с Таримской узким Алайским прогибом. Весьма возможно, что выступы поверхности M Нарынской и восточной части Ферганской впадин также являются „апофизами” Таримского выступа подошвы земной коры.

Большинству горных сооружений Центральной Азии отвечают прогибы поверхности мантии, рассматриваемые часто как изостатические „корни гор”. Поскольку геологически сравнительно недавно данные хребты входили в состав пенепленизированной Туранской плиты, „корни гор” стали считать свидетельством быстрого смещения поверхности M в ходе эпиплатформенного орогенеза. Здесь необходимо рассмотреть степень обоснованности этих довольно популярных представлений.

1. Выше было отмечено, что на кратонах и их щитах установлены многочисленные изменения рельефа поверхности M на 10–20 км и более без какой-либо корреляции с неотектоническими дислокациями в областях равнинного рельефа.

2. На равнинах Средней Азии и Казахстана, не охваченных орогенезом, перепады глубин поверхности M превосходят 25 км, что сопоставимо с таковыми в орогенных сооружениях. Погружения поверхности M до глубины 50–56 км в Амударьинском прогибе, очевидно не связаны с воздействием орогенеза. На фоне окружающих воздыманий поверхности M здесь уместно говорить о „корнях равнин”

3. Палеозойское складчатое геосинклинальное сооружение Урала, испытавшее незначительные неотектонические воздымания, отличается выразительным прогибом поверхности M , здесь можно говорить о „корнях палеозойских геосинклиналей”.

4. Области сходных палеозойских геосинклиналей Центрального Казахстана, Северного и Среднего Тянь-Шаня мало отличаются по глубинам поверхности M , но резко различны по интенсивности неотектонического орогенеза, что не создало адекватных различий в рельефе поверхности M .

Поэтому, по мнению автора, материалы по рассматриваемому региону свидетельствуют о существенной индифферентности поверхности M к эпиплатформенным орогенным процессам или о незначительной роли последних в формировании рельефа подошвы земной коры. Основные особенности рельефа поверхности M , по-видимому, определились при становлении геосинклинально-складчатых сооружений. Поэтому более обоснованы представления о „корнях ортогеосинклиналей” в подошве земной коры, которые оказываются консервативными и устойчивыми, не претерпевая значительных изменений в ходе послегеосинклинальной пенепленизации, платформенных прогибаний и эпиплатформенного орогенеза. По мнению автора, природа погружений поверхности M под хр. Южного Тянь-Шаня обусловлена именно „корнями ортогеосинклиналей”.

Характерной особенностью земной коры Туранской плиты западнее Урало-Оманского линеамента является общее конформное залегание поверхностей Φ и M . Такое соотношение присуще как выступам и ступеням фундамента, так и глубочайшим прогибам, причем амплитуды погружения или воздымания поверхности Φ в большинстве случаев соизмеримы с вариациями отметок H_M того же знака. Несколько структур имеют строение, не соответствующее общей закономерности.

Особенности рельефа поверхностей M и Φ отчетливо отображены в латеральных изменениях толщины литосферного панциря региона. Этот параметр изменяется в широких пределах: от 12–15 км в осевых частях Прикаспийской впадины до 50–75 км в Центральном Казахстане, на Тянь-Шане и Памире. На доминирующей части Туранской плиты толщина литопанциря варьирует в интервале от 30 до 40 км.

Толщина литопанциря претерпевает существенные изменения по разные стороны от полосы Урало-Оманского линеамента, к востоку от которой она возрастает на 10 км и более. На огромных пространствах Туранской плиты толщина литопанциря близка к 40 км с отклонениями ± 2 –3 км. На фоне очень мощного (48–75 км) двояковыпуклого линзовидного литосферного панциря горных сооружений все межгорные впадины, включая Таримскую, отмечаются уменьшением этого параметра на 5–15 км.

Структуры Туранской плиты к западу от Урало-Оманского линеамента отличаются недифференцированной пониженной (30–35 км) толщиной литопанциря. Данное обстоятельство, наряду с согласным поведением поверхностей Φ и M в западной части Туранской плиты, по-видимому, означает, что земная кора здесь подверглась воздействию тектонических процессов как несжимаемое тело, кровля и подошва которого деформировались идентично, без изменения или с незначительными вариациями внутреннего строения, без каких-либо преобразований вещества на границе земная кора – верхняя мантия.

Западно-Сибирская плита является крупнейшей отрицательной структурой молодой Центрально-Евразийской платформы. С запада и юга она ограничена палеозойскими складчатыми сооружениями Урала, Казахстана и Алтая, а на востоке сочленяется с древней Сибирской платформой. На севере плита продолжается в южной части Карского моря и ограничена флексурой поверхности Φ , протягивающейся широтно от северной оконечности о-вов Новая Земля к п-ову Таймыр.

Результаты анализа глубинного строения земной коры южных районов Западно-Сибирской плиты, по сейсмическим данным, освещены в многочисленных публикациях группы исследователей, возглавляемой С. В. Крыловым [35]. Комплексное обобщение данных глубинных геолого-геофизических исследований региона принято автором в недавно вышедшей из печати монографии [20].

На территории Западной Сибири выполнено свыше 18 тыс. км ГСЗ. Наблюдениями ГСЗ охарактеризованы все основные структуры региона.

Поверхность M погружена до 45–52 км под сопряженными складчатыми сооружениями Урала, Казахстана, Салаира, Енисейского кряжа. Территория Западной Сибири с востока, юга и юго-запада окаймляется флексурой поверхности M и выделяется как единый плосковерхий выступ верхней мантии с глубинами 34–41 км. Зоны относительно пониженных значений $H_M=34-37$ км преимущественно сконцентрированы в северных и южных районах плиты.

Поверхность фундамента, закартированная по густой сети региональных профилей КМПВ и ОГТ, характеризуется общим погружением от бортов к внутренним районам на север и обособленным развитием прогибаний на юге. Глубокие впадины соответственно с H_Φ равной 9–20 и 7–10 км установлены в северной и южной областях, разделенных Среднеобско-Верхнетазовским поднятием ($H_\Phi=2-8$ км). В северной области сверхглубоких погружений фундамента преломленная волна с кажущейся скоростью V_K 6,5–7,2 км/с выходит в первые вступления на удалениях от пунктов взрыва 50–90 км, сменив волну с V_K 6,0–6,4 км/с, отвечающую карбонатным палеозойским толщам в надфундаментном разрезе. На временных разрезах ОГТ до 6–8 с здесь фиксируются горизонтально залегающие породы. В наиболее погруженных районах Тотаяхинско-Часельской области время регистрации глубоких отражений осадочного чехла по данным ОГТ достигает 10,0–10,5 с, что соответствует глубинам поверхности Φ не менее 22 км.

Для Западно-Сибирской впадины характерно общее воздымание поверхности верхней мантии навстречу прогибаниям поверхности фундамента. На обрамлении впадины, в областях рифейско-палеозойских геосинклинально-складчатых сооружений Енисейского кряжа, Казахстана и Урала, установлены иные соотношения:

здесь воздымания поверхности фундамента сопровождаются погружениями подошвы земной коры, обрисовывая „корни ортогеосинклиналей”. Этот признак свидетельствует о специфических особенностях строения земной коры Западной Сибири, об отсутствии продолжения в ее внутренние районы геосинклинально-складчатых структур обрамления.

Толщина литосферного панциря в Западной Сибири изменяется очень закономерно. По западным, южным и восточным обрамлениям Западной Сибири этот параметр достигает величин 40–55 км, в окаймляющей флексурной полосе он уменьшается до 35–42 км, в центральной и южной частях плиты составляет 29–37 км, а к северу от линии Юлильск–Тарко–Сале–Красноселькуп уменьшается до 25–13 км.

Западно-Европейская молодая платформа размещается к северу от альпийских складчатых сооружений Европы. Зоной Тейссейра-Торнквиста молодая платформа на северо-востоке отделяется от кратона. На западе границы молодой платформы обрезаются континентальными окраинами Атлантики. Банка Роккол и аналогичные микроматериковые массивы Северной Атлантики, по-видимому, обоснованно могут рассматриваться как останцы или отторженцы Западно-Европейской молодой платформы.

Глубинные исследования в регионе выполнялись с использованием разнообразных систем наблюдений, предусматривающих регистрацию преломленных и отраженных волн. В 80-х гг. основной объем исследований выполняется с помощью наблюдений ГСЗ-ОГТ, проведенных геофизиками Великобритании и ФРГ (проекты DRUM, WLNGH, ДЕКОР и др.).

Рифтогенная система Рона – Рейн – Осло разделяет Западно-Европейскую платформу на две крупные области: Приатлантическую и Среднюю.

Толщина литосферного панциря в Приатлантической области варьирует от 24 до 32 км, максимальные значения характерны для докембрийских массивов Армориканского, Центрального Французского и Центрально-Английского, а также для каледонид Шотландии.

В рифтогенной системе Рона – Рейн толщина литопанциря изменяется от 20 до 30 км вдоль продольной оси, уменьшаясь к побережью Северного моря до 12–14 км за счет погружения поверхности Φ и в сторону Средиземного моря до 12–15 км за счет резкого воздымания подошвы земной коры (рис. 36, а).

В Средней области толщина литосферного панциря существенно изменяется с юга на север. В южных районах, испытавших палеозойскую складчато-магматическую активизацию (Судеты и Тюрингский Лес, Чешский Лес), мощности литопанциря локально возрастают и достигают 35–50 км. Глубины залегания фундамента увеличиваются на север до 12–15 км на побережье и акватории

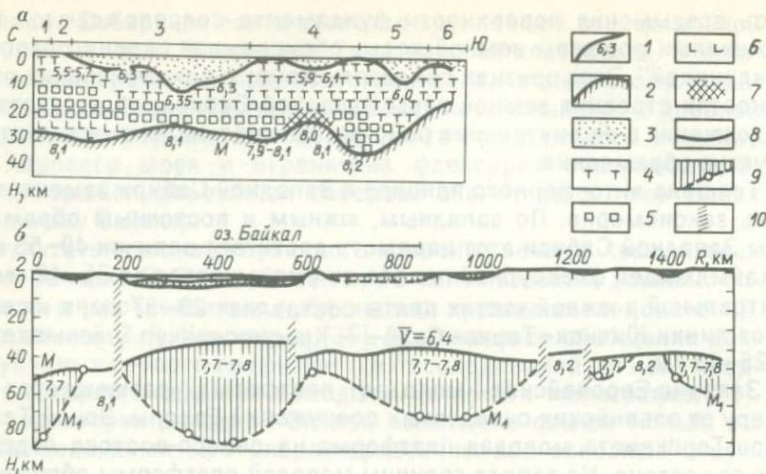


Рис. 36. Изменения скоростного состава и толщины литопанциря вдоль рифтогенных сооружений Евразии:

а – сводный сейсмический разрез вдоль системы грабенов Рона – Рейн – Осло; б – сейсмический разрез вдоль длинной оси Байкальской рифтовой зоны (по С.В. Крылову); 1 – поверхность Φ со значениями граничных скоростей; 2 – поверхность M ; 3 – осадочный чехол; 4–6 – скоростные комплексы: 4 – низко-, 5 – средне- и 6 – высокоскоростной; 7 – внутрикоровые волноводы; 8 – подошва земной коры; 9 – подошва низкоскоростной части мантии; 10 – разломы; 1 – Балтийский щит, 2 – грабен Осло, 3 – Северо-Германская впадина, 4 – Рейнский грабен, 5 – грабен Рона, 6 – Средиземное море

Северного моря. В этом же направлении происходит воздымание подошвы земной коры до 24–30 км. В Северо-Германской впадине и на акватории Северного моря толщина литопанциря не превосходит 15–20 км, лишь по периферии возрастая до 25 км. В этой зоне толщина литопанциря и глубина поверхности M значительно меньше, чем в Приатлантической области (см. рис. 36, а).

Таким образом, утверждения многих исследователей [37] о закономерном уменьшении глубин залегания поверхности M и толщины земной коры в Западной Европе по мере приближения к Атлантике справедливы только при грубом сопоставлении осредненных величин этих параметров для Восточно- и Западно-Европейской платформ и континентальной окраины. При более обстоятельном рассмотрении выясняется, что все складчатые и срединные массивы, подвергнутые палеозойской переработке, отличаются диапазоном глубин поверхности M и толщиной литосферного панциря, примерно равновеликим на всей площади Западно-Европейской молодой платформы. Эти величины минимальны в Северо-Германской впадине и на акватории Северного моря, именно по направлению к данной области происходит центростремительное

утонение земной коры в целом и литосферного панциря в особенности.

В пределах территории, обычно относимой к Скифской плите, прослежен фундамент кратона, испытывающий общее плавное погружение к югу, вплоть до Крымских гор и Индоло-Кубанского передового прогиба Предкавказья (рассматриваемых в составе альпид). Подошва земной коры располагается здесь на глубинах 38–42 км, а толщина литопанциря составляет преимущественно 35–40 км.

Мизийская плита со всех сторон окружена альпийскими складчатыми сооружениями, а на востоке ее структуры прослеживаются на западном шельфе Черного моря. Платформенный чехол сложен карбонатными и терригенными толщами силура – кайнозоа. Поверхность Φ погружается к югу, к складчатым сооружениям Балкан до глубин 10–11 км, а поверхность M – с востока и севера от 30–33 км к югу и юго-западу до 41–42 км. Намечается конформность границ Φ и M в меридиональных сечениях и воздымание поверхности M при погружении поверхности Φ с востока, со стороны Черного моря.

Толщина литосферного панциря в Мизийской плите составляет 25–30 км, что значительно меньше, чем в окружающих складчатых зонах альпид.

Молодые платформы и рифейско-палеозойские складчатые сооружения окаймляют Европейский кратон и с севера. Вдоль северо-западной окраины Скандинавского полуострова протянулся одноименный хребет, сложенный каледонидами. На северо-востоке кратон ограничен рифейским Тиманским кряжем. Под данными складчатыми сооружениями, как показали их пересечения профилями ГСЗ, отмечен прогиб поверхности M и относительные утолщения литосферного панциря по сравнению с прилегающими участками кратона примерно на 5 км. Новые результаты сейсмических исследований на шельфовой акватории Баренцева моря выявили огромный прогиб поверхности фундамента с максимальными погружениями на 20–22 км, который выполнен мощными толщами палеозойских и мезозойских отложений и отличается аномальными мощностями отложений триаса.

Вдоль кольско-канинского побережья закартирован приразломный прогиб с рифейским выполнением. К северу от него размещается палеосклон глубоководного бассейна, однотипное развитие которого, как свидетельствуют результаты сейсмостратиграфического анализа, осуществлялось непрерывно с рифея по мел. Вкрест простираения палеосклона происходит воздымание поверхности M до 35 ± 5 км. Эти значения сохраняются во всем Баренцевом морском регионе, включая о-ва Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и Шпицберген. Тимано-Печорская плита является окраинной ступенью огромной Баренцевоморской впадины.

Толщина литосферного панциря в данной обширной области существенно сокращена прежде всего за счет значительного прогибания фундамента. На большей части впадины, включая Тимано-Печорскую плиту и все острова, она равняется 30 км, уменьшаясь в восточной половине акватории Баренцева моря до 13–25 км. К северу от норвежского побережья в Нордкапском и других солянокупольных прогибах толщина литосферного панциря также понижена и составляет 22–27 км.

Таким образом, окружающие Европейский кратон области рифейско-палеозойской складчатости характеризуются либо утолщениями литосферного панциря в сопряженных геосинклинально-складчатых сооружениях (Урал, Скандинавские горы, Тиманский кряж), либо его значительным сокращением в крупнейших прогибах (Североморский, Баренцевоморский, Прикаспийский, Мизийский), отделенных от кратона узкими приразломными прогибами и размещаемых в „зазорах” между складчатыми сооружениями. В этих прогибах толщина литосферного панциря сокращена до 10–25 км, причем устойчивые прогибания продолжались в течение всего фанерозоя (Прикаспий, Баренцево море) или с силура и девона (Североморская и Мизийская впадины).

Рифейско-палеозойские геосинклинально-складчатые сооружения развиты в Центральной и Восточной Азии, где они формируют линейные складчатые пояса, разделенные изометричными массивами крупных впадин. Эти районы исследованы лишь единичными профилями ГСЗ и основные представления о рельефе подошвы земной коры получены здесь по данным сейсмологии и на основании корреляционных соотношений с гравитационными аномалиями. По приближенным оценкам поверхность M в области Центрально-Азиатского планетарного минимума формирует обширный Центрально-Азиатский прогиб с отметками до -65 км.

Геосинклинали Центральной и Восточной Азии отличаются широкими простираниями и весьма длительным развитием. Они, по видимому, унаследовали структурный план протерозойских сооружений, являющийся важной отличительной особенностью рассматриваемых геосинклинально-складчатых сооружений. Повсеместно здесь проявляется полицикличность развития. Хотя обычно принимается, что завершающая складчатость на Алтае, Цилиньшане (а также в Катазии) имеет каледонский возраст, а в Джунгарской и Куньлунь-Циньлинской геосинклинальных областях – позднегерцинский. Тектоническая и магматическая активность в этих сооружениях фиксируется по ранний мезозой.

Длительное тектоническое развитие от позднего протерозоя до мезозоя и кайнозоя характерно, по мнению многих исследователей, и для складчатых сооружений между Таримской впадиной и Индостанским кратоном (Тибетское нагорье, Каракорум, Гималаи, включая Трансгималаи). Центрально-Азиатская складчатая область

размещается к северу от полигонального Индостанского кратона, крутые изломы которого, осложненные выступами, контролируют положение Памирского и Ассамского „синтаксисов” – резкие изгибообразные повороты прилегающих структур. К западу от Памирского синтаксиса находятся сооружения альпид Китрар-Сулеймановой зоны, а восточнее Ассамского синтаксиса – субмеридиональная Юньнаньская ось палеозойско-мезозойских структур, ограничивающая с запада мезозоиды Тихоокеанского сегмента.

Как показали исследования ГСЗ, проведенные по нескольким сечениям в Тибетском нагорье и Гималаях, наибольшие глубины погружения подошвы земной коры свойственны Тибету. Здесь толщина литосферного панциря достигает 75 км, уменьшаясь на юг в направлении к п-ову Индостан и на север к Тариму. При этом под Гималаями размещается флексора поверхности *M*. Таким образом, данные гравиметрии и сейсмологии о наличии под Гималаями „корней” гор не подтвердились. Этому самому высокому в мире орогену соответствует не „корень” в подошве земной коры, а крупная флексора с перепадом глубин до 15–25 км, к средней части которой приурочен Гималайский хребет. Полученные результаты ГСЗ заставляют с осторожностью относиться к оценкам погружений поверхности *M* под другими орогенами Центральной Азии, сделанным по рекогносцировочным результатам сейсмологических наблюдений и на основе общих корреляционных взаимосвязей $H_M = f(\Delta g, h)$. Резкие раздувы толщины литопанциря под Тибетом хорошо согласуются с представлениями о длительном геосинклинальном развитии этого региона, тектономагматическая активность которого продолжается около 1 млрд лет. Таким образом, длительная эндогенная активность, а не современный орогенез являются наиболее вероятным решающим фактором, определившим большое погружение подошвы земной коры, двояковыпуклый разрез и повышенные мощности литосферного панциря.

В Северной Америке молодые плиты и палеозойские складчатые сооружения традиционно выделяются прежде всего к югу от кратона. Аппалачский геосинклинально-складчатый пояс уверенно прослеживается от о-ва Ньюфаундленд на юго-запад почти на 3000 км до центральных районов шт. Алабама, где погружается под чехол мезозойско-кайнозойских осадков. Продолжение палеозойского складчатого пояса обычно намечают в широтном направлении через складчатую систему Уачита и поднятие Маратон.

К юго-востоку от этой линии располагается молодая плита Северной Америки, в пределах которой поверхность фундамента погружается со всех сторон по направлению к северной части Мексиканского залива (Голф-Кост), где залегает на глубине до 16–18 км. На суше глубина залегания фундамента к юго-востоку от системы Аппалачи – Уачита постепенно увеличивается от 0–1 до 7–8 км.

Поверхность *M* в пределах молодой платформы имеет сложный

рельеф, глубины ее залегания варьируют от 30 до 60 км. В Северных Аппалачах, граничащих непосредственно с Канадским щитом по краевому шву – „фронту Логана“, где получили развитие каледонская и раннегерцинская складчатости, толщина литосферного панциря не превосходит 40–45 км. Здесь Аппалачское сооружение срезается континентальной окраиной. Южные Аппалачи, испытавшие более длительное геосинклинальное развитие в поперечном направлении, разделяются на несколько зон.

1. Преаппалачский прогиб, выполненный кембрийско-пермской толщей, характеризуется $H_{\Phi}=7$ км и $H_M=35-40$ км.

2. Широкая полоса надвигов и внешняя миогеосинклинальная зона, где подошва мантии погружена на 45–60 км. Такое глубокое залегание поверхности M можно объяснить широким развитием надвигов.

3. Зоны Центральная (Блу-Маунтинс) и Пидмонт, сформированные эвгеосинклинальными образованиями. Им свойственны мощности литосферного панциря 35–45 км.

4. Прибрежная полоса, в которой геосинклинальные образования погружены под мезозойско-кайнозойский маломощный чехол. Подошва земной коры располагается на глубинах 30–40 км.

Сравнительно небольшие мощности литопанциря в эвгеосинклинальных и Прибрежной зонах Аппалачей объясняются, по мнению автора, развитием в этих районах рифтовой системы триасовых грабенов и последующим растяжением в условиях пассивной континентальной окраины.

Складчатый пояс Северо-Американских Кордильер принадлежит к полициклическим сооружениям, в которых энергичные тектономагматические процессы продолжались в течение всего фанерозоя. Длительность и интенсивность этих процессов в целом нарастает от Лаврентийского кратона к Тихому океану, однако продольная зональность осложнена поперечной сегментацией, отдельными мегаглыбовыми и ареальными магматическими зонами и наложенным поясом рифтогенеза. Все это создало исключительно сложный и латерально неоднородный облик гигантского пояса, протянувшегося в длину почти на 9 тыс. км, при ширине около 1,0–1,5 тыс. км.

Учитывая особенности глубинного строения, геосинклинальную область Кордильер можно разделить на три зоны: 1) Восточная зона завершающей раннепалеогеновой (ларамийской) складчатости и кайнозойского рифтогенеза; 2) Западная эвгеосинклинальная зона раннемеловой (невадийской) складчатости, известная гигантскими батолитами гранитоидов; 3) Притихоокеанская зона с интенсивной складчатостью и блоковыми погружениями в кайнозое.

Глубинное строение Кордильер Северной Америки изучено весьма густой сетью профилей. Сложное мозаичное строение региона и недостатки систем наблюдений, ориентированные до 80-х гг.

преимущественно на исследование горизонтально-слоистых сред, позволяют оценить строение литосферного панциря только в региональном плане. Лишь отдельные структурные элементы, изученные в 80-х гг. ГСЗ-ОГТ по проекту КОКОРП, могут быть охарактеризованы более обстоятельно.

В перикратонной части пояса Кордильер выделяется ассоциация передовых прогибов, сопряженных на востоке с орогеном, и собственно эпиплатформенный ороген Скалистых гор и плато Колорадо с отметками рельефа до 4,4 км. Поверхность фундамента в этом районе залегает на небольших глубинах (преимущественно до 1–2 км, в локальных впадинах до 4–5 км), во многих поднятиях обнажаются породы докембрия. Перикратонные области, включая Скалистые горы и плато Колорадо, принадлежат широкой флекуре подошвы коры, в которой она воздымается с востока (от Великих равнин) к западу. Глубина поверхности *M* здесь составляет 45–35 км. Средняя толщина литосферного панциря к западу изменяется от 42 до 38 км.

Значительно тоньше литосферный панцирь в более западных районах, испытавших в плиоцене резкие блоковые погружения, которые сформировали обширную межгорную рифтогенную впадину, получившую общее название Большого Бассейна. Из-за существенной внутренней дифференциации, обусловленной сочетанием длинных узких хребтов и широких депрессий, эта область часто именуется Бассейнами и Хребтами. Глубины залегания фундамента в Большом Бассейне невелики, хотя в его восточной миогеосинклинальной части на схематических геологических разрезах часто на глубинах от 5 до 12 км изображают полого лежащую поверхность докембрия, перекрытого слабо дислоцированными отложениями рифея – мела. По сейсмическим данным, поверхность *F* в отдельных впадинах Большого Бассейна намечается на глубинах в первые километры. При многочисленных глубинных исследованиях установлено воздымание подошвы земной коры до 30–20 км. Следовательно, общая толщина литосферного панциря здесь резко сокращается на 15–25 км по сравнению с областью Великих равнин и Сьерра-Невадой. Если признать, что фундамент здесь сложен докембрийскими толщами и перекрыт серией тектонических покровов, то толщина литосферного панциря Большого Бассейна должна быть всего 8–20 км.

В эвгеосинклинальной зоне за пределами Большого Бассейна доминантными образованиями являются гигантские гранитоидные батолиты, слагающие Калифорнийский полуостров, массивы гор Сьерра-Невада и Кламат, антиклинорий Берегового хребта Канады. Объемы гранитоидных масс здесь составляют миллионы кубических километров и являются крупнейшими на земном шаре. Полоса гранитоидов прерывается миоценовыми базальтовыми покровами Колумбийского плато и андезитами Каскадных гор.

Весьма характерно поведение подошвы земной коры в этой своеобразной области. Самые большие погружения до 50–55 км расположены под Сьерра-Невадой, причем оси максимальных прогибаний совпадают с осями гранитоидных батолитов, а не хребтов. В зоне Колумбийского плато и Каскадных гор меридиональная ось прогиба в подошве коры испытывает ундуляцию и воздымается более чем на 20 км. Для Кордильер Северной Америки всеми сейсмическими исследователями установлено отсутствие корней гор. Под Береговым хребтом Канады в зоне гранитного батолита $H_M=35$ км, а в районе о-ва Ванкувер H_M возрастает до 50–53 км. Здесь развиты докембрийские толщи, испытавшие длительную тектономагматическую переработку с неоднократными внедрениями гранитоидов в палеозое и мезозое, что привело к столь значительному утолщению литосферного панциря.

Притихоокеанская зона выделяется только на территории США. Ей отвечают отдельные грабенвидные бассейны осадочного чехла и крутая флексурa поверхности M с перепадом глубин от 50 до 10 км. Зоне осадочных бассейнов соответствует ступень в рельефе подошвы земной коры, где глубины поверхности M уменьшаются до 15–20 км. Толщина литосферного панциря здесь быстро сокращается, фиксируя континентальную часть переходной зоны между континентом и Тихим океаном.

В Южной Америке к молодым платформам относится Патагонская плита, фундамент которой имеет протерозойско-ордовикский возраст на севере и раннекаменноугольный – на юге и продолжается через широкую область шельфа в район Фолклендских (Мальвинских) островов. Глубинное строение этой молодой плиты сейсмическими методами исследовано очень слабо. Поверхность Φ располагается на глубинах до 3–4 км, а в зонах развития промежуточных структурных этажей погружается до 6–8 км. Поверхность M в южных районах, близ Магелланова пролива залегает на 30–35 км, однако такие глубины, возможно, обусловлены рифтогенными процессами. Толщина литосферного панциря в западной части составляет 35 км и уменьшается до 25–27 км на приатлантической окраине.

Еще менее представительны сейсмические данные, полученные в Южно-Американских Андах. Эта гигантская складчатая область, вытянутая меридионально от Карибского моря до архипелага Огненная Земля, является полициклическим геосинклинально-складчатым сооружением, развивавшимся с рифея по кайнозой. Отмечается общее омолаживание складчатых и магматических процессов с востока на запад, однако блоки докембрийских пород установлены вплоть до карибского и тихоокеанского побережья. По данным малоточных единичных сейсмических пересечений, сейсмологическим данным и корреляциям с аномалиями силы тяжести наибольшая толщина литосферного панциря в Центральных Андах

составляет 63–75 км, уменьшаясь к северу до 40–50 км и к югу – до 35–40 км. Эти заключения, однако, являются лишь ориентировочными.

В Восточной Австралии от мыса Кейп-Йорк до Тасмании (более 3500 км) простирается система палеозойских складчатых сооружений, в составе которой между Сиднеем и Мельбурном выделяют наиболее изученную каледонскую широкую складчатую Лахланскую зону. Вдоль побережья к северу от Сиднейского бассейна размещается герцинская складчатая система Новая Англия, которая севернее сменяется одновозрастной прибрежной узкой складчатой системой Ходжкинс. К северу от Лахланской зоны и к западу от герцинид под маломощным осадочным чехлом намечают складчатую систему Томсон. Область глубокого погружения фундамента, вытянутая субмеридионально от байкалид Аделаиды на юге до залива Карпентария на севере, именуемая Большим Артезианским Бассейном, является плитой молодой платформы.

В пределах Восточной Австралии выполнен ряд исследований ГСЗ и другими методами сейсмометрии, которые показали, что в осадочных бассейнах глубины залегания фундамента преимущественно не превышают 3 км, локально увеличиваясь до 5–7 км.

При первых ГСЗ на юго-востоке Австралии было установлено, что поверхность *M* залегает на глубинах 25–30 км близ Сиднея и в Бассовом проливе, погружаясь до 37–40 км в южной части Лахланской зоны. В северо-восточной полуостровной части материка тремя профилями ГСЗ при возбуждении взрывами из моря зафиксировано погружение поверхности *M* под меридиональной осью полуострова до 43–45 км. Интенсивное изучение Лахланской зоны сетью малодетальных профилей ГСЗ было проведено на рубеже 70-х и 80-х гг., что позволило здесь установить толщину литосферного панциря в 41–52 км. Севернее в бассейне Боуэн в Квинсленде профилями ГСЗ выявлены глубины $H_M = 35–38$ км, что соответствует толщине литопанциря несколько более 30 км. Весьма интересные результаты получены в 80-х гг. по широтному профилю в осадочном бассейне Эроманга. Здесь были выполнены ГСЗ-КМПВ, которыми на глубине 37–41 км прослежена поверхность *M*. По этому профилю проведены ГСЗ-ОГТ с длительностью регистрации 20 с, по результатам которого четко протрассирована подошва литосферного панциря на глубине 12 с (рис. 37). Глубина поверхности фундамента здесь составляет 2–4 км, толщина литопанциря – 35–38 км.

Исследования показали, что повсеместно на молодой плите и в межгорных осадочных бассейнах литосферный панцирь значительно (на 5–20 км) утоняется по сравнению с областями обнажений палеозойских складчатых систем. В пределах последних относительное утолщение литосферного панциря происходит преимущественно за счет погружения поверхности *M* под складчатыми

зонами, причем наибольшие мощности отмечаются в каледонидах, прежде всего в южной части Лахланской зоны.

Опираясь на наиболее представительные данные по Лавразийским материкам и Восточной Австралии, можно сделать следующие выводы о толщине литосферного панциря на молодых плитах и в рифейско-палеозойских складчатых сооружениях.

1. Толщина литосферного панциря резко дифференцирована и варьирует от 5 до 75 км.

2. В областях рифейско-палеозойских линейных геосинклиналей наблюдается повсеместное утолщение литосферного панциря на 5–15 км и более по сравнению с прилегающими молодыми плитами. В этих структурах литосферный панцирь формирует вытянутые согласно простирацию двояковыпуклые тела.

3. Зоны маломощного осадконакопления с формированием осадочных бассейнов I и II групп на плитах молодых платформ, как правило, характеризуются толщиной литосферного панциря 35–45 км.

4. Широко распространены в пределах молодых плит осадочные бассейны III и IV групп, в которых установлено резкое сокращение толщины литосферного панциря. В результате образуются тела литосферного панциря, которые можно разделить на три группы: чаши с прогнутым днищем (Амударьинская, Устюртская и др.); чаши с плоским и слабовыпуклым днищем (Баренцевоморская, Свердруп и др.); чаши с выпуклым днищем (Голф-Кост, Североморская, Прикаспийская).

Далее рассмотрим изменение толщины литосферного панциря в альпийских складчатых сооружениях Западной Евразии и прилегающих впадинах Средиземноморья. Парагенезы этих сооружений, разделяющие молодые платформы и гондванские континенты, традиционно связываются с палеоокеаном Тетис. Обсуждению данных о строении литосферы региона посвящена обширная литература [3, 12, 16, 27].

Средиземное море является крупнейшим внутриконтинентальным бассейном, площадь которого достигает 2,5 млн км² и состоит из нескольких глубоководных (до 5121 м) впадин, разделенных подводными поднятиями и островами. Исследования ГСЗ в рассматриваемых регионах проводились в больших объемах, но неравномерно. На первых этапах работ в 50–60-е гг. за рубежом преобладали наблюдения одиночных годографов при взрывах в озерах. В СССР в течение всего периода наблюдений, а за рубежом с 70-х гг. использовались системы встречных и нагоняющих годографов.

В полосе альпийских складчатых сооружений, протянувшихся от Атлантики до Памира, выделяется недостаточной изученностью ГСЗ Турецко-Пакистанский сектор. В альпийских складчатых сооружениях подвергнутые интенсивным дислокациям осадочные толщи нередко характеризуются $V_p = 5,0–5,5$ км/с, постепенно уве-

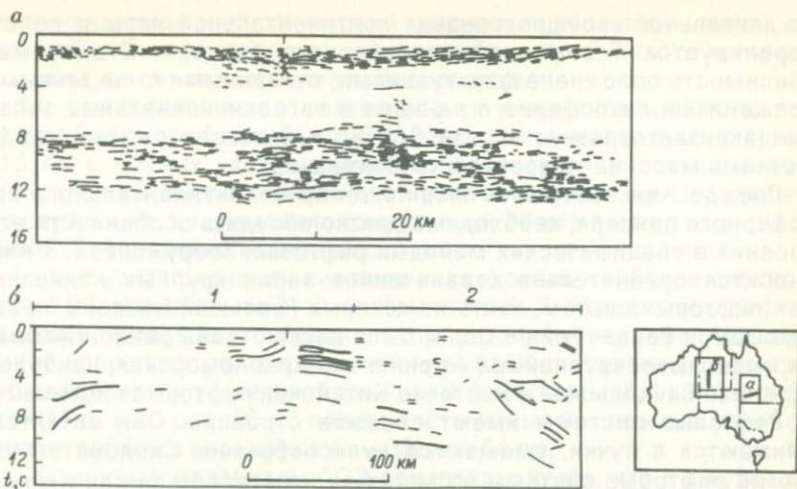


Рис. 37. Типичные временные разрезы ОГТ-ГСЗ по широтному профилю в бассейне Эроманга (а) и по меридиональному профилю (б) в районе блока Аруана (Австралия): 1 – бассейн Амадиус; 2 – блок Аруна. Поверхность *M* соответствует огибающей нижней ассоциации отражающих площадок

личивающейся с глубиной. Эти толщи включены в состав фундамента и отнесены к литосферному панцирю. В разрезах осадочных чехлов впадин в отдельных зонах встречаются слабо дислоцированные осадочные или осадочно-вулканогенные отложения ($V_p = 4,5-6,0$ км/с), залегающие выше эрозионной поверхности фундамента. Такие комплексы отнесены автором к промежуточным структурным этапам. Выяснение различий принадлежности комплексов с $V_p > 5,0$ км/с возможно только при детальном наблюдении, при комплексировании КМПВ и ОГТ.

Таким образом, строение литосферного панциря альпийских складчатых областей Западной Евразии свидетельствует о чрезвычайной сложности и дифференцированности его толщины. Все межгорные впадины в альпийской области без какого-либо исключения отличаются редко утонченным литопанцирем, мощность которого в редких случаях приближается к 5 км. В альпийских орогенах, обычно унаследовавших складчатые области доальпийских тектонических циклов, толщина литопанциря значительно возрастает и колеблется от 30 до 60 км и более. Парагенезы сопряженных впадин (с резко сокращенной толщиной литопанциря) со складчатыми сооружениями (с резко утолщенным литопанцирем) являются наиболее характерной особенностью глубинного строения альпид. Средняя толщина литосферного панциря альпид Европы значительно меньше, чем кратонов, и немного меньше, чем в рифейско-палеозойских сооружениях и молодых плитах. Это свидетельствует,

что длительность существования континентальной коры в целом коррелируется с толщиной литосферного панциря. Эта прямая зависимость осложнена флуктуациями, связанными с локальными утолщениями литосферного панциря в эвгеосинклинальных зонах полициклического развития, а возможно и в поясах сжатия между жесткими массивами древней консолидации.

Прежде чем завершить очерк о толщине континентального литосферного панциря, необходимо кратко обсудить особенности его строения в специфических молодых рифтовых сооружениях. К ним относится сравнительно ограниченное число крупных кайнозойских рифтовых систем, часть из которых (Большой Бассейн на западе США и Рона – Рейн – Осло) была рассмотрена ранее. Помимо них выделяются крупнейшая Африканско-Красноморская, наиболее изученная Байкальская и Восточно-Китайская рифтовые системы.

Рифтовые системы имеют сложное строение. Они ветвятся, сближаются в пучки, смещаются кулисообразно. Следовательно, многие рифтовые системы не могут рассматриваться как единичные грабеновидные блоки между парой субпараллельных трещин. Они являются системами разрывов и проседаний блоков в обширных областях растяжения континентальной земной коры. Все кайнозойские рифтовые системы отличаются повышенной сейсмичностью и тепловым потоком, иллюстрируя тем самым свою обусловленность эндогенным возбужденным состоянием недр.

Толщина литосферного панциря во всех рифтовых системах уменьшена относительно прилегающих участков континентов – плечей рифтов. Это уменьшение однако весьма разнообразно. Во всех случаях установлено погружение поверхности фундамента в рифтах, которое обычно составляет 3–5 км. Впадины поверхности фундамента заполнены континентальными терригенными отложениями, вулканитами, а в Красноморском рифте – эвапоритами.

В оценке положения поверхности M в рифтах есть известные трудности. В большинстве осевых зон рифтов на глубине, примерно отвечающей поверхности M , в плечах фиксируются аномально низкие скорости. Так, в Эфиопском рифте на профиле между Асэбом и Ассафтой скорости на глубине 30 км составили 7,4 км/с и глубже поверхность M обнаружена не была. Новые наблюдения ГСЗ в Кенийском рифте, которые, по-видимому, наиболее детальны в Восточно-Африканской рифтовой системе, установили залегание на глубине 35 км поверхности мантии с $V_T = 7,6–7,7$ км/с. По Аддис-Абебскому профилю ГСЗ поверхность M расположена на глубине 40 км. По материалам сейсмологии, южнее Аддис-Абебы также не зафиксированы заметные воздымания поверхности M в рифтах Восточной Африки. В депрессии Афар за подошву земной коры принята поверхность с $V_p = 7,3–7,7$ км/с на глубине 18–22 км, ниже которой поперечные волны не распространяются. Здесь на глубинах порядка 16 км и глубже обнаружено резкое уменьшение

электросопротивлений. В осевой депрессии Красного моря на глубине 7–10 км размещается поверхность с $V_p=7,3$ км/с, которая, возможно, имеет аналогичное происхождение.

Как отмечалось выше, резкий подъем поверхности M характерен для Большого Бассейна США. Воздымания поверхности M на 5–15 км в осевых частях рифтов относительно их плечей также установлены в Восточно-Китайской рифтовой системе. Небольшие относительные воздымания поверхности M отмечены и в Центрально-Европейской рифтовой системе.

Байкальская рифтовая система исследована наиболее плотной сетью ГСЗ. Как указывают С. В. Крылов и Б. П. Мишенькин, рифтовая зона не имеет единообразного отображения в рельефе подошвы земной коры. Центральным районам рифта свойственны меньшие глубины залегания поверхности M , чем фланговым. Вдоль оси рифтовой зоны (см. рис. 36, б) поверхность M имеет сложный рельеф, отметки которого варьируют от –33 до –51 км.

Полученные материалы ГСЗ свидетельствуют, что в рифтовых зонах намечаются следующие закономерности изменения толщины литосферного панциря.

1. Наиболее значительные сокращения толщины литопанциря установлены в рифтовых зонах, формирующихся на непосредственном продолжении океанических георифтогеналий (Красноморская, Афарская, Большой Бассейн). Здесь сокращение литосферного панциря происходит в 2–4 раза и более по сравнению с плечами рифта.

2. Субмеридиональные системы окраинно-континентальных рифтов Евразии (в Европе и восточной части КНР), относительно близкие к океаническим окраинам и субпараллельные им, характеризуются небольшим сокращением толщины литосферного панциря на 15–30% от ее величины на плечах.

3. Во внутриконтинентальном Байкальском рифте происходит незначительное уменьшение толщины литопанциря в диапазоне его общих колебаний во „вмещающих” сооружениях.

Рассмотренные материалы о строении литосферного панциря континентальных областей позволяют сделать некоторые общие выводы.

1. Выполненные обобщения дают возможность оценить общие объемы континентального литопанциря и его распределение по отдельным материкам и суперматериковым группам. Методика определения границ континентов и океанов по второму этапу литосферы не может считаться общепринятой. Принимая за эту границу изопакхиту литопанциря 20 км, получим площадь континентов несколько более 200 млн км², или 40% поверхности Земли. При таких оценках с точностью до 1% площади Лавразии и Гондваны равновелики. Средняя толщина литопанциря варьирует по отдельным материкам от 36 до 41 км и с учетом реальных погрешностей ус-

редненно ее следует принимать близкой 38 км. В этом случае общий объем литопанциря составит 7600 млн км³. Объем осадочной оболочки континентов и шельфов оценен автором в 400 млн км³. Таким образом, общий объем твердой земной коры континентов близок 8 млрд км³, из которых на седиментосферу приходится лишь 5%. Обращает на себя внимание, что объем осадочных отложений Лавразии примерно вдвое больше, чем у Гондваны. Поскольку объемы литопанциря этих суперматериков равновелики, это определенно отображает асимметрию в развитии Земли, большую эродированность Лавразии на рифей-фанерозойском этапе развития.

2. Толщина литосферного панциря испытывает значительные колебания в пределах континентов, варьируя от 5 до 80 км. Анализ накопившейся информации показывает, что функциональные или тесные корреляционные связи толщины литопанциря от высоты рельефа и аномалий Δg отсутствуют. Общие тенденции повышения толщины литопанциря в горных поясах и областях с низким уровнем аномалий Буге не могут использоваться для конкретных оценок данного параметра в отдельных структурах без привлечения сейсмометрии.

3. Популярное представление о повсеместном утонении литопанциря по мере продвижения от внутренних районов континентов к океанам справедливо лишь схематизированно по отношению к непосредственно переходным зонам от континентов к океанам. Толщина литопанциря на многих периферийных областях континентов близка к максимальным значениям, известным на этих континентах (Скандинавия в Европе, Анды и Кордильеры Южной и Северной Америки, восточные районы Австралии).

Во внутренних районах континентов многие геоблоки древних платформ, впадины областей фанерозойской консолидации и мезозой-кайнозойские рифтогенные зоны могут характеризоваться малыми значениями толщины литосферного панциря, соизмеримыми или меньшими, чем наблюдаемые на континентальных окраинах.

4. Всем однотипным геологическим структурам континентов (древние и молодые платформы, альпийские складчатые области) свойствен широкий и близкий диапазон изменений толщины литосферного панциря. Интервал значений от 30 до 55 км фиксируется в пределах всех разновидностей геоструктур и является преобладающим для литосферного панциря. Относительно большая дифференциация толщин литопанциря установлена в областях рифейско-палеозойской (включая молодые платформы) и альпийской складчатости.

5. В пределах всех разновидностей континентальных сооружений устанавливаются зоны резких горизонтальных градиентов толщин литопанциря — геофлексуры, в пределах которых перепады

толщины литопанциря достигают 20 км и более, что приближается к таковому на континентальных окраинах. Многие из геоплексур приурочены к прямолинейным зонам глубинных разломов. Наряду с этим имеются геоплексуры, осложненные фестонами и переходящие в овалы, природа многих геоплексур остается недостаточно изученной.

6. Обнаружена закономерная приуроченность относительного утолщения литопанциря к двум типам сооружений континентов — зонам гранитизации и областям длительного эвгеосинклинального развития. Во многих случаях утолщения литопанциря свойственны складчато-метаморфическим поясам.

Процессы эвгеосинклинального развития и гранитизации, а также пришовные дислокации в межглыбовых зонах, протекающие с привнесением эндогенного вещества, могут рассматриваться как главные конструктивные процессы наращивания толщины литопанциря.

7. Намечается относительное утонение литопанциря в двух типах сооружений современных континентов — глубоких бассейнах осадочных пород и мезозойско-кайнозойских рифтах. Безусловно, деструктивными по отношению к литопанцирю являются только рифтогенные процессы.

8. Установлено, что мощные трапповые излияния не находят заметного отображения в изменении толщины литопанциря.

9. Взаимоотношения морфоструктур поверхности и подошвы литопанциря весьма разнообразны. Впадины рельефа фундамента Лаврентийского кратона, Австралии, многих районов Азии характеризуются погружениями поверхности M с такими же или с несколько меньшими амплитудами, в результате чего толщина литопанциря под такими впадинами не сокращена или сокращена незначительно. Для многих впадин фундамента уверенно картируются относительные воздымания поверхности M , однако амплитуды прогибаний фундамента в 2 раза и больше превышают амплитуду воздыманий мантии. Указанные впадины являются зонами резкого утонения литопанциря. На лаврентийских материках впадины с резко утоненным литопанцирем окружены литопанцирем средней для континентов толщины. По периферии Индийского океана и Южной Атлантики на окружающих континентах установлены впадины поверхности фундамента с утонением литопанциря, которое усиливается в направлении к океаническим окраинам и нередко находит продолжение на континентальном склоне и у континентального подножия.

ТОЛЩИНА ТРЕТЬЕГО ОКЕАНИЧЕСКОГО СЛОЯ

Исследования ГСЗ-КМПВ в океанах, начавшиеся в 50-х гг., позволили сформулировать представления об отличиях континентальной и океанической земной коры, а позднее и литосферы. До конца 50-х гг. на основании данных ГСЗ океаническая земная кора считалась двухслойной, состоящей из неметаморфизованных осадков и океанического фундамента. Начиная с 60-х гг. в составе океанической коры неизменно выделяют три слоя: осадочный, промежуточный (II) и океанический (III).

Слой III в настоящее время изучен с помощью ГСЗ на всех океанах. Преломленные волны, связанные с этим слоем, выходят в первые вступления на годографах КМПВ на расстоянии порядка 10 км от пунктов взрыва и трассируются вплоть до смены их волнами, преломленными на поверхности мантии. При исследованиях ГСЗ к поверхности III слоя тяготеет опорный преломляющий горизонт с V_r от 6,5 до 7,0 км/с. Слой III по сейсмическим данным выделяется в океанах наиболее надежно. Начатые в 80-х гг. на океанах исследования ОГТ показали, что к поверхности и подошве III слоя приурочены отражающие границы. По данным ОГТ, III слой отличается от вышележащих осадков и II слоя очень незначительным (вплоть до отсутствия) увеличением скорости с глубиной. Результаты ГСЗ-КМПВ и ОГТ свидетельствуют, что III слой является главным компонентом океанической коры и на большей части океанов слагает около 80% и более ее мощности.

Именно II слой может рассматриваться как океанический фундамент, перекрываемый осадочными, осадочно-вулканогенными толщами и базальтовыми осадочными, осадочно-вулканогенными толщами и базальтовыми покровами. По аналогичному положению на годографе первых вступлений, по особенностям изменения V_p с глубиной, III слой океанов должен параллелизоваться и сопоставляться с литосферным панцирем континентов как главный слой океанической земной коры, перекрываемый покровными формациями и подстилаемый мантией. В обсуждаемом здесь аспекте общей структурной организации литосферы вполне очевидно, что III океанический слой может сопоставляться только со всем литосферным панцирем континентов. Поэтому они совместно формируют единый второй, средний этаж литосферной оболочки планеты.

Толщина III океанического слоя на первом этапе исследований ГСЗ вплоть до середины 70-х гг. принималась выдержанной, стандартной и в среднем равной 4,77 км с отклонениями данного параметра $\pm 0,6\%$ в Атлантике, $\pm 6,2\%$ в Тихом океане и $\pm 7\%$ в Индийском океане. Именно эти данные были использованы при разработке концепций тектоники плит, принявшей единым генезис этого однородного слоя в зонах спрединга. Отклонения от указанного стандарта рассматривались как несущественные частности, флук-

Таблица 6

**Изученность III слоя и верхней мантии океанов
методами взрывной сейсмологии**

Океаны	Площадь, млн км ²	Число точек ГСЗ		Средняя плотность наблюдений на 1 млн км ²	
		III слой	мантия	III слой	мантия
Тихий					
всего	180	873	642	4,8	3,6
ложе	135	477	424	3,6	3,2
Западная переходная область	45	396	216	8,8	4
Атлантический	94	514	378	5,5	4
Индийский	78	287	153	3,7	2
Северный Ледовитый	15	77	48	5	3,2
Всего	367	1751	1221	4,8	3,3

туации, обусловленные внутриплитным вулканизмом и другими причинами.

При обобщении данных по океанам, предпринятом в конце 70-х и начале 80-х гг., было установлено, что средние величины толщины III слоя в разных океанах неодинаковы. И.А. Соловьева отметила повышение толщины III слоя в направлении от осевой части СОХ к котловинам. Это заключение было использовано для модификации спрединговой модели формирования III слоя океанов, в котором в результате постепенного остывания и серпентинизации поступательно увеличивается мощность с удалением от оси хребта:

К настоящему времени по океанам накоплена весьма значительная информация данных ГСЗ, в том числе для характеристики толщины III слоя в середине 80-х гг. могут быть использованы около 1800 точек ГСЗ, распределение которых по океанам указано в табл. 6:

Заключения о параметрах земной коры и мантии той или иной котловины (поднятия) нередко производились по одному или нескольким наблюдениям ГСЗ. На данной стадии изучения проблемы вполне очевидная ныне недостаточность такого подхода еще не может быть преодолена. Для обеспечения минимально необходимой статистической представительности автор оценивал распределение толщины для крупных регионов океана и групп однород-

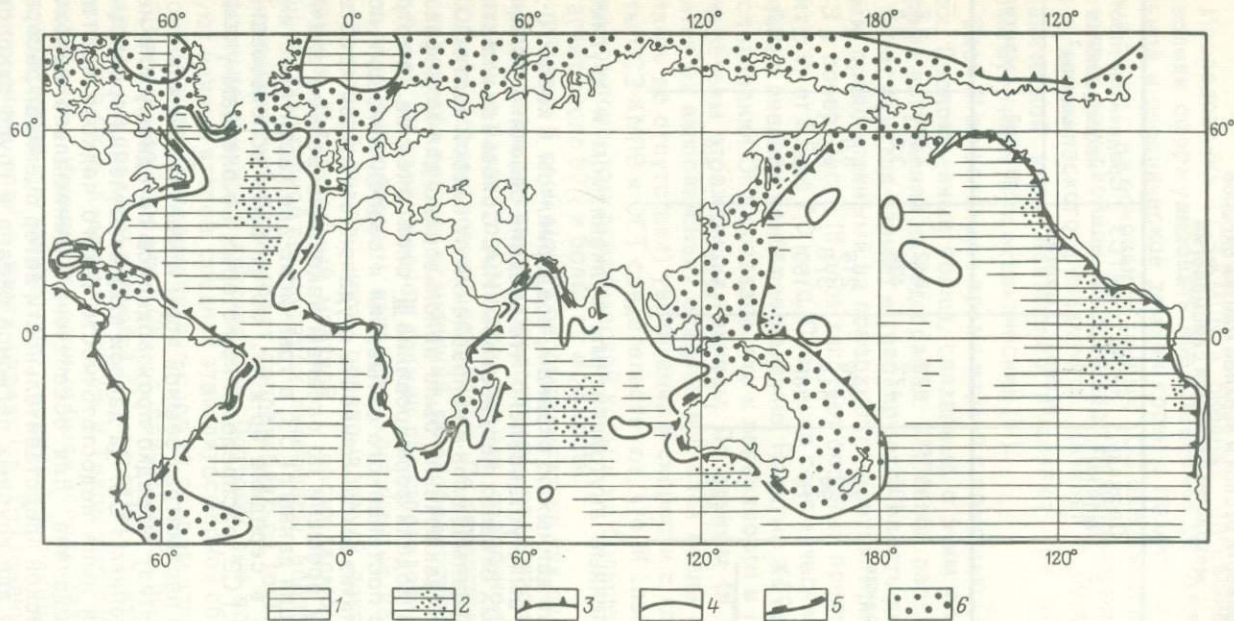


Рис. 38. Схема строения III океанического слоя океанов:

1 – области развития тонкого океанического слоя толщиной 5 км и менее; 2 – установленные зоны anomalно сокращенной толщины III слоя (3 км и менее); 3 – разрывы и флексуры, фиксирующие крутое изменение мощности III слоя; 4 – изопохита 10 км III слоя; 5 – зоны постепенного утонения второго этажа литосферы от континента к океану; 6 – широкие транзитали

ных структур. При анализе учитывалась толщина III слоя в целом с включением в его состав маломощных высоко- и низкоскоростных прослоев, отмечаемых отдельными исследователями примерно на 10–15% от числа точек ГСЗ. В ходе анализа были построены графики распределения значений толщины III слоя для океанов в целом, а также для различных групп структур и крупных регионов.

В Северной Атлантике выполнен большой объем ГСЗ, однако изученность отличается неравномерностью. Глубины поверхности М на ложе океана варьируют от 7 до 15 км, увеличиваясь на континентальных окраинах до 30–40 км и более.

Толщина III океанического слоя на акватории Северной Атлантики существенно неодинакова в пределах океанического ложа и переходных зон. В пределах океанического ложа более 62% от общего числа значений толщины принадлежит интервалу 3–5 км. График распределения значений толщины обладает левой асимметрией и существенно отличается от кривой нормального распределения. Модальное значение составляет 3 км, а среднее – 4,5 км.

Восточная часть ложа по 70 определениям характеризуется более плосковерхим распределением с модальным значением толщины 3 км и пологой левой ветвью графика. Для западной части ложа, особенно для Северо-Американской котловины, свойственно более симметричное распределение с модальным значением толщины III слоя 4 км. Таким образом, по толщине III слоя западная и восточная части ложа Северной Атлантики не являются идентичными. Распределение толщины III слоя в переходных зонах от океана к континенту существенно отличается от такового на ложе Северной Атлантики. Прежде всего обращает внимание двухвершинное распределение мощностей для переходных зон с двумя модальными группами значений: 1) 3–5 км, что свойственно для ложа океана; 2) 24–29 км, что характерно для крупных островов и континентального склона. Изменение значений толщины III слоя в переходных зонах не образует какой-либо монотонной последовательности, а в интервале значений 15–23 км устанавливается выразительный минимум частостей. Этот интервал значений может быть использован как некоторый граничный количественный критерий для разделения континентальной и океанической земной коры. Меньшие значения толщины III слоя (до 14 км) присущи только для океанического ложа, а большие значения (24 км и более) могут рассматриваться как надежные характеристики континентальной земной коры. На основе обобщения данных взрывной сейсмологии и с учетом другой геолого-геофизической информации (по районам, где сейсмические данные малочисленны или отсутствуют) составлена схема распределения мощностей III океанического слоя (рис. 38).

На большей части ложа Северной Атлантики развит III слой толщиной менее 5 км, формирующий Большой Северо-Атланти-

ческий океанический овал размерами 10·5 тыс. км. Он окаймляется четкой геофлексурой с перепадом толщины слоя в 20 км и более.

Вдоль оси СОХ наблюдается значительная латеральная изменчивость толщины III слоя, варьирующей от 2 до 6 км. Полученные результаты не обнаруживают свидетельств симметричного изменения толщины III слоя относительно оси СОХ. Такая осевая симметрия не отмечается в региональном плане, равно как и на единичных разрезах, построенных по материалам ГСЗ по линиям, пересекающим СОХ. Основанные на современных выкладках тектоники плит представления о повсеместном закономерном симметричном повышении мощности III слоя по мере удаления от оси СОХ не согласуются с информацией по Северной Атлантике. В наиболее изученной полосе между параллелями 30 и 40° с. ш. мощность III слоя в зоне СОХ и Северо-Американской котловине равновелика с точностью до погрешности измерений по средней величине и дисперсии. Между тем, в Северо-Американской котловине океанический фундамент, по данным глубоководного бурения и ОГТ, перекрыт осадочными толщами не моложе юрских.

Наиболее вероятными по имеющимся данным представляются следующие закономерности и тенденции: 1) общая мозаичность распределения толщины III слоя в пределах Большого Северо-Атлантического океанического овала, при практической неизменности средних величин, оцениваемых по скользящему окну размером 10x10°; 2) резкие изменения мощности III слоя вдоль геофлексуры, окаймляющей Большой Северо-Атлантический океанический овал; 3) центробежное увеличение толщины III слоя в пределах малых овалов утоненной океанической коры; 4) Срединно-Атлантический хребет и прилегающие котловины вплоть до континентальных подножий характеризуются осредненными равновеликими мощностями III океанического слоя, не коррелируемыми с изменениями вулканизма, теплового потока, мощности осадков и др.; 5) многие участки сокращенной толщины III слоя располагаются в пределах континентального склона и у его подножия.

Изученность Индийского океана ГСЗ отличается резкой неравномерностью, причем относительно полно изучены многие переходные от континентов к океану области (к западу от п-ова Индостан, к юго-западу от Австралии, к юго-востоку от Африки). III слой в котловинах океана исследован по единичным зондированиям. Для 153 точек ГСЗ сделаны оценки толщины III слоя, так как по ним удалось получить значения H_{ϕ} и H_M .

По результатам ГСЗ поверхность M в Индийском океане наиболее приподнята (до 10 км и больше) в центральной и южной частях, в зонах СОХ. Между этими внутренними поднятиями мантии и ее резкими прогибами под окружающие океан континенты намечаются две ступени, в пределах которых поверхность M залегает на уровне глубже 12 км: 1) Австралийско-Индийская с отметками

H_M от -12 до -18 км; 2) Африканско-Сейшельская с H_M от -12 до -36 км. Еще одна аналогичная ступень, по-видимому, размещается в южной части океана, в зоне поднятия Кергелен и южнее. По единичным наблюдениям ГСЗ подошва земной коры залегает здесь на глубинах $12-16$ км.

Толщина слоя, заключенного между поверхностями Φ и M , быстро уменьшается на континентальных окраинах и уже на расстоянии $100-200$ км от берега нередко достигает $2-3$ км. Модальное значение толщины III слоя по океану в целом составляет 4 км и наиболее вероятно как для котловин, так и для относительных поднятий дна. Лишь в котловинах Южно-Австралийской и Крозе по 11 определениям модальная величина толщины III слоя снижается до 3 км, что, по-видимому, отображает тенденцию общего сокращения к югу его толщины.

Внутренние поднятия Индийского океана слабо изучены ГСЗ. Здесь на девяти различных поднятиях выполнено 18 зондирований, по данным которых значения толщины III слоя распределены примерно с равной вероятностью в диапазоне $6-14$ км при средней величине 10 км.

Результаты ГСЗ позволяют в центральной части Индийского океана предварительно наметить крупный мегасвод поверхности M , в котором резко сокращена толщина III слоя. Возможно этот мегасвод контролирует тройное сочленение срединных хребтов.

В Северном Ледовитом океане определения толщины III слоя могут быть выполнены лишь в небольшом числе пунктов. Поверхность M залегает здесь на глубинах около 10 км только в котловинах Амундсена и Нансена, а на глубинах около 15 км — на небольшом приполюсном участке поднятия Ломоносова, на восточной части Канадской котловины, в котловинах Макарова и Толля. В окраинных морях, на внутриокеанических поднятиях Менделеева, Север и Ломоносова глубина залегания поверхности M превосходит 20 км. Здесь развита континентальная земная кора, по-видимому, подвергнутая частичной деструкции. Под хр. Гаккеля, по данным ГСЗ, глубины H_M меняются по простиранию от 9 до 15 км. По оценкам Н. Я. Кунина и С. В. Усенко, океаническая земная кора распространена лишь на 14% площади зеркала воды и 27% площади глубоководной впадины. Здесь минимальные значения толщины III слоя отмечаются в котловинах Толля и Нансена ($3-4$ км). В пределах Американо-Северного суббассейна, в восточной части Канадской котловины и в котловине Макарова толщина III слоя варьирует преимущественно от 5 до 10 км. Утолщения второго этажа литосферы (возможно, некоторой комбинации III океанического слоя и литосферного панциря) до $15-20$ км и более установлены в западной части Канадской котловины и на внутриокеанических поднятиях Ломоносова, Менделеева, Север. Равновеликие толщины данного этажа, окруженные нормальной континентальной земной

корой, наблюдается в Южно-Баренцевской, Южно-Карской и Свердловской впадинах. Здесь, однако, столь тонкий литосферный панцирь обусловлен мощными толщами осадочного чехла (15–20 км) при залегании поверхности M на глубине 35 км и более.

Для Тихого океана намечено разделение ложа на крупные надпорядковые области: Восточно-Тихоокеанское поднятие мантии и Западно-Тихоокеанскую депрессию мантии, разобщенные Центрально-Тихоокеанской флексурой. Первое характеризуется общим воздыманием H_M до отметок 8–12 км, при слабо дифференцированном рельефе мантии и согласном изменении отметок H_M и H_Φ . В Западно-Тихоокеанской депрессии мантии преобладают глубины H_M от 13 до 14 км при резкой дифференциации и обратной корреляции отметок H_M и H_Φ . В Центрально-Тихоокеанской флексуре установлено четкое общее погружение поверхности M с востока на запад на 2–3 км (т. е. на 20–30%) в полосе шириной 500–1500 м. Ложе Тихого океана характеризуется широким диапазоном (от 2 до 22 км) изменений толщины III слоя, модальные значения толщины III слоя для ложа океана в целом составляют 5 км. Здесь, однако, обнаружены четкие различия между указанными депрессией и поднятием. В восточном регионе модальные значения толщины III слоя составляют 4 км, в интервале значений от 3 до 5 км. В западной части ложа установлен большой интервал значений модальных величин толщины, отвечающих общеокеаническому, причем значения 6–7 км встречаются лишь в 1,5 раза реже модальной величины. В этой части ложа доля точек ГСЗ с толщиной III слоя 8–18 км достигает 20% от общего числа наблюдений.

Среди котловин Тихого океана, по осредненным величинам толщины III слоя, намечаются восточные и западные разновидности. В восточных котловинах толщина III слоя составляет 3–5 км при средней величине 4 км, а в западных котловинах – 4–7 км, при средней величине 5,5 км. Такое утолщение на 37% представляется очень существенным.

Океанические поднятия в Тихом океане, исключая срединные хребты, отличаются четким утолщением III слоя по сравнению с котловинами. В крупных субизометричных вулканогенных поднятиях западной части ложа (Шатского, Хесса, Манихики, Онтонг-Джава, Гавайское) установлено многократное увеличение толщины III слоя. Имеющиеся около 30 определений относительно равномерно распределены в диапазоне 7–28 км при средней величине толщины III слоя 15 км. Остальные поднятия в западной части ложа (Эаурипик-Туамоту, Маршаллово, Маркус – Некер, Лайн и др.) изучены единичными зондированиями. Здесь при модальных значениях 5 км более чем в половине наблюдений (60) определяется толщина III слоя в 6–13 км.

В пределах СОХ Тихого океана имеется более 30 определений толщины III слоя, диапазон изменений которой очень невелик

(1–6 км) при модальном значении 4 км и среднем – 3,5 км, что на 25–35% меньше соответствующих величин в котловинах.

Таким образом, обобщение приведенных данных позволяет наметить следующие закономерности строения III слоя океанов.

1. Повышение средних и модальных значений толщины III слоя происходит от минимальных значений в Атлантике к Индийскому и Тихому океанам. В пределах большей части Северного Ледовитого океана развита субконтинентальная и континентальная земная кора.

2. В единичных случаях установлено отсутствие III слоя на ложе Атлантического и Индийского океанов. По толщине III слоя намечаются три наиболее распространенных его типа: тонкий (5 км и менее), утолщенный (5,5–7,5 км), толстый (8–15 км). Области тонкого III слоя распространены в СОХ и многих абиссальных котловинах. Области утолщенного и толстого слоев – в западной части Тихого океана, в прилегающих районах Индо-Австралийской области, а также в других районах вблизи континентальных окраин, причем здесь для котловин океанов характерен утолщенный III слой, а для поднятий – толстый.

3. Микроматерики с деструктурируемой континентальной корой, намечаемые в Атлантическом, Индийском и Северном Ледовитом океанах, сопрягаются, как правило, с тонким III океаническим слоем.

4. Для многих районов СОХ и некоторых абиссалий океанов установлено широкое развитие супертонкого III океанического слоя (2–4 км), наряду с этим в СОХ Северного Ледовитого океана отмечено некоторое утолщение III слоя.

5. Области распространения III океанического слоя охватывают ныне обширные пространства ложа океанов (около 280 млн км²), что примерно в 1,4 раза больше, чем площадь литопанциря континентов. Однако общий объем III океанического слоя океанов составляет около 1,5 млрд км³, что в 5 раз меньше, чем объем литопанциря континентов.

РАЙОНИРОВАНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ ЛИТОСФЕРНОГО ПАНЦИРЯ КONTИНЕНТОВ ПО СКОРОСТНЫМ НЕОДНОРОДНОСТЯМ И ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ

Латеральные изменения толщины второго этажа литосферы, рассмотренные ранее, характеризуют лишь общие генеральные особенности его строения. При современных комплексных исследова-

дованиях имеются возможности для приближенной оценки изменчивости ее вещественного состава, которые основываются, прежде всего, на получении при сейсмических экспериментах сведений об изменении скорости продольных волн по вертикали, вблизи пунктов взрыва. При профильных исследованиях ГСЗ при создании плотных систем наблюдений удастся выяснить двумерные изменения скорости по разрезам вдоль профиля. Используя параметрическую информацию и результаты лабораторных экспериментов по определению скорости продольных волн в образцах горных пород различного состава при широком диапазоне температур и давлений, можно ориентировочно наметить вещественный состав недр, адекватных их скоростной характеристике. По значениям скорости определяют также плотность пород с помощью соотношений $\sigma = f(V)$. Распределения плотности согласуются с аномалиями силы тяжести.

Как известно, величина скорости зависит от давления и температуры, причем воздействие увеличения этих параметров для разных типов пород не одинаково. Однако во всех случаях скорость продольных волн в породах с увеличением давления возрастает, а с увеличением температуры — уменьшается. На величину скорости пород также оказывают влияние трещиноватость, особенности флюидонасыщения. Совокупное влияние этих факторов может быть оценено в конкретных ситуациях только очень приближенно.

Твердо установленным научным фактом является общее увеличение в литосферном панцире $V_p = f(H)$. Такая зависимость может рассматриваться как некоторый стандарт.

В наиболее изученном литопанцире Евразии, Северной Америки и Австралии значения V_p варьируют от 5,5 до 7,6 км/с, повсеместно обнаруживая преобладающую тенденцию возрастания с глубиной. Рассматриваемый диапазон для удобства рассмотрения разделяется автором на четыре скоростных комплекса: низкоскоростной (5,3–6,4 км/с); среднескоростной (6,5–6,8 км/с); высокоскоростной (6,9–7,3 км/с) и „коромантийная смесь” (7,4–7,6 км/с). Во всех случаях значения V_p равные 7,7 км/с и выше относятся к мантийным. Данные скоростные комплексы не отделены резкими границами раздела. Последние фиксируются в литопанцире главным образом на участках, где комплекс отсутствует, а также в зонах появления волноводов. Указанные комплексы не располагаются в виде слоёв, а формируют сложные трехмерные тела, ограниченные по латерали и в вертикальном разрезе, в общем случае границами сложной морфологии, которые, по сейсмическим данным, намечаются схематически и упрощенно на основании различных аппроксимаций.

При оценке вещественного состава литосферного панциря так-

же используются результаты интерпретации магнитных аномалий распределения магнитовозмущающих масс, многие из которых отождествляются с магматогенными телами различного состава. Методика комплексной интерпретации геофизических данных по оценке вещественного состава фундамента континентов неоднократно обстоятельно рассматривалась автором.

Однако необходимо подчеркнуть, что данные гравиметрии и магнитометрии эффективно используются прежде всего для оценки вещественного состава приповерхностных зон фундамента (верхних зон литопанциря). Размещаемые там аномалиеобразующие объекты экранируют или искажают влияние более глубинных вещественных неоднородностей на аномалии ΔT и Δg (см. рис. 2). Поэтому сведения о вещественных неоднородностях литосферного панциря в целом, в особенности его средней и нижней частей, определяются в основном по распределению здесь скорости продольных волн. Именно этот параметр в настоящее время используется как универсальный обобщенный показатель наиболее вероятного вещественного состава недр.

Между значениями V_p и вещественным составом недр нет детерминированных однозначных соответствий, но возможны вероятностные оценки или подбор нескольких альтернативных вариантов. Вопросам этих соответствий посвящена обширная справочная и другая специальная литература.

Кислым магматическим и первично-осадочным породам зеленосланцевой фации метаморфизма присущи скорости продольных волн в диапазоне 5,3–6,3 км/с (граниты – менее 6,0, гнейсы – менее 6,2 км/с). Интервалу скоростей от 6,2 до 6,5 км/с отвечают породы гранодиоритового и диоритового составов и различные сланцы. Скоростями от 6,5 до 7,0 км/с преимущественно характеризуются габброиды, гипербазиты и породы гранулитовой фации метаморфизма. При более высоких значениях скоростей обычно делается заключение о разновидностях гипербазитов или о появлении эколгитсодержащих пород.

С учетом вышеизложенного при истолковании данных о вещественном составе пород литопанциря по величинам V_p представляется уместным пользоваться только широкими собирательными понятиями, не прибегая к излишней конкретизации.

Приемлемая система несколько обобщенных терминов такого типа применяется исследователями школы ВСЕГЕИ, которые учитывают три наименования для обозначения градации земной коры по степени основности: салическая, салическо-мафическая и мафическая. Эти термины в целом характеризуют общее изменение состава литосферного панциря по латерали.

Для более строгого применения этих понятий используется совокупность критериев.

Первоочередное значение имеет среднепластовая скорость V_1 в литосферном панцире между границами Φ и M . Во всех случаях эта величина специально вычислялась по первичным данным или авторским моделям и во многих случаях оценивалась при исследованиях ГСЗ. Однако в специальной литературе длительное время остаются популярными представления о незначительной вариабельности V_1 и ее близости 6,0 км/с. Именно это значение используется как априорное при построении глубинных разрезов по ГСЗ-ОГТ. Однако результаты проведенных обобщений свидетельствуют, что V_1 в литосферном панцире весьма изменчива и варьирует от 5,8 до 7,2 км/с. В указанном диапазоне значения V_1 четко районированы, что говорит о безусловной детерминированности указанной изменчивости.

Вспомогательное значение имеют данные о V_f фундамента. Их применение может быть оправдано при интерполяционных и экстраполяционных оценках в областях, где определения V_1 малочисленны.

Во многих случаях для вспомогательных оценок типов литосферного панциря также может привлекаться информация о магнитных и гравитационных аномалиях и результаты их интерпретации. Намечаются следующие приближенные корреляции. Области салического литопанциря отличаются общим понижением аномалий ΔT , высоким уровнем отрицательных аномалий Буге. Для них в целом характерна прямая корреляция между знаками структур и аномалий ΔT и Δg . В областях мафического литопанциря между знаками аномалий ΔT и Δg и знаками структур доминируют обратные соотношения, т. е. выступам фундамента и антиклинориям отвечают минимумы ΔT и Δg , а прогибам фундамента — максимумы ΔT и Δg . В областях салическо-мафического литопанциря наблюдаются самые разные соотношения.

Схематическое изображение вариограмм V_f фундамента, одномерных и двумерных моделей трех главных разновидностей литосферного панциря представлено на рис. 39 и 40.

В областях салического литопанциря среднепластовые скорости продольных волн меньше 6,4 км/с. Здесь доминируют V_f^Φ равные 5,5–6,2 км/с, широко развиты гранитоиды, отмеченные четкими минимумами Δg и преобладают низкие уровни аномалий ΔT над обнажениями и зонами неглубокого залегания фундамента. В составе литопанциря доминируют скоростные комплексы I и II, при преобладании I. Салический литопанцирь сложен преимущественно слабометаморфизованными первично-осадочными и

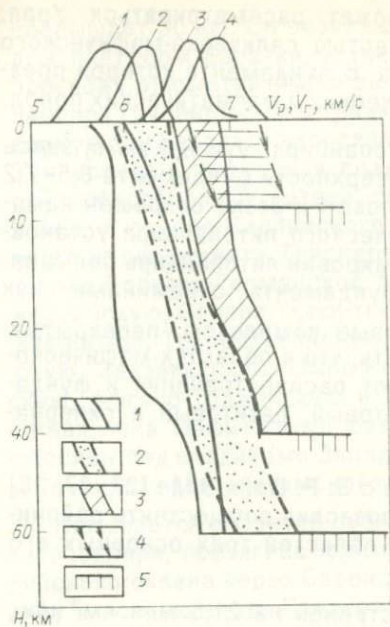


Рис. 39. Обобщенные одномерные скоростные модели и вариограммы граничных скоростей поверхности фундамента:

1-3 - тип фундамента: 1 - салический, 2 - салическо-мафический, 3 - мафический; 4 - III океанический слой; 5 - мантия

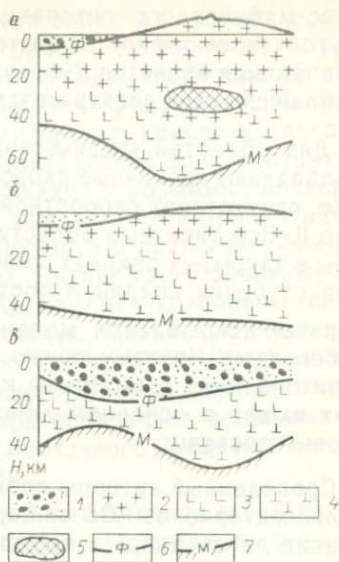


Рис. 40. Обобщенные двумерные скоростные модели основных типов литосферного панциря Евразии:

Тип панциря: а - салический; б - салическо-мафический; в - мафический. 1 - осадочный чехол; 2-4 - скоростные комплексы, характеризующиеся значениями V_D , км/с: 2-5,5-6,4, 3-6,5-6,8, 4-6,9-7,3; 5 - внутрикоровые волноводы; 6 - поверхность Φ ; 7 - поверхность M

кислыми вулканическими толщами при доминирующей роли среди магматогенных тел гранитоидных интрузивов. В качестве характерных зон салического литопанциря рассматривают Памир, Альпы герциниды Европы. Для данных районов среднепластовая скорость литопанциря составляет 6,15-6,3 км/с.

В областях салическо-мафического литопанциря $V_1 = 6,4-6,7$ км/с. Здесь доминируют $V_2^\Phi = 5,9-6,3$ км/с развиты I, II и III скоростные комплексы. В этих областях широко распространены магматические и метаморфические породы всего известного диапазона, однако роль основных и ультраосновных разностей пород резко подчиненная, они сконцентрированы в основном в узких шовных зонах.

В качестве типоморфной линейно-складчатой области салического

ческо-мафического литопанциря может рассматриваться Урал. Другой типоморфной закрытой областью салического-мафического литопанциря является Русская плита, в фундаменте которой представлен широкий спектр метаморфических и магматических пород.

Для областей мафического литопанциря $V_1 \geq 6,6$ км/с, здесь преобладают граничные скорости поверхности фундамента 6,5–7,2 км/с, отсутствует скоростной комплекс I и резко сокращен комплекс II. Все типичные области мафического литопанциря установлены в закрытых районах, ими сформирован литопанцирь большинства глубоких впадин. В составе фундамента скважинами, как правило, вскрываются меланократовые комплексы, перекрытые карбонатами. Поэтому можно полагать, что в областях мафического литопанциря гранитоиды не имеют распространения и фундамент имеет в основном меланократовый, базитовый и гипербазитовый составы.

Проведенный автором совместно с Э. Р. Шейх-Заде [22, 27, 28] анализ материалов ГСЗ по Евразии позволил осуществить районирование литопанциря с выделением областей трех основных его вещественных типов.

Салический литопанцирь распространен на 21,5 млн км² или 39% площади Евразии и характеризуется наибольшим диапазоном изменений мощностей – от 20 до 75 км. Он развит в высочайших горных поясах южной и восточной частей материка, в пределах Западно-Европейской молодой платформы и древних массивов юго-востока Азии и, таким образом, присущ доминирующей части областей альпийской и мезозойской складчатости, а также юго-западным и восточным окраинам материка. Здесь преобладают нейтральное соотношение рельефа поверхностей Φ и M , горные хребты часто размещаются над флексурами поверхности M .

Салическо-мафический литопанцирь развит на 22,5 млн км² или 41% территории Евразии и отличается минимальными вариациями мощностей от 40 до 55 км. Крупнейший ареал его распространения формирует огромный Центрально-Евразийский массив, протягивающийся от побережья Северного моря на западе до р. Лены на востоке, от северного побережья до параллелей 40–45° с. ш. Он характерен для большей части древних Лавразийских и Гондванских платформ (Восточно-Европейская, Сибирская, Аравийская, Индостанская) и для многих районов молодых плит (южная часть Западно-Сибирской, Туранская). Горные сооружения в областях с данным типом литопанциря имеют четкие „корни” в рельефе поверхности M (Урал, Саяны, Алтай, Енисейский кряж).

Мафический литопанцирь занимает 11,5 млн км² или 20% Евразии, его толщина варьирует в диапазоне 15–40 км, но чаще всего не

превышает 30 км. Он развит в крупных впадинах древних и молодых платформ Евразии, а также в отдельных пред- и межгорных прогибах. Изометричные и вытянутые массивы мафического литопанциря группируются в три широтно ориентированные зоны. В Северную зону входят Печорская, Обь-Тазовская, Енисей-Хатангская, Тунгусская и Вилюйская впадины. Центральная зона состоит из двух обособленных ветвей, сближающихся и возможно сочленяющихся в районе Каспийского моря. Она включает Прибалтийский участок линеамента Тейснера – Торнквиста с прилегающими районами Польско-Германской впадины, Днепровско-Донецкую, Прикаспийскую, Северо-Устьюртскую и Араломорскую впадины (северная ветвь), Трансильванскую, Фокшанскую, Мизийскую, Черноморскую, Закавказские, Южно-Каспийскую, Мургабско-Предкопетдагскую, Афгано-Таджикскую и Таримскую впадины (южная ветвь). Южная зона мафического литопанциря объединяет разрозненные массивы под впадинами Западного и Восточного Средиземноморья и Персидско-Месопотамского прогиба.

Намечается развитие субмеридионального пояса мафического литопанциря, протягивающегося от Северного Ледовитого до Индийского океана через Баренцевоморский регион, Печорскую впадину и осевую часть Предуральского прогиба в Прикаспийскую и Южно-Каспийскую впадины. Интересно, что по восточному обрамлению этой зоны формируется гипербазитовый пояс Урала. Аномальное развитие гипербазитов также установлено в обрамлении глыбы Лут и на Макранском побережье Аравийского моря. Здесь в еще не исследованных взрывной сейсмометрией районах прогнозируется южное продолжение субмеридионального пояса мафического литопанциря.

Мафический литопанцирь обычно перекрыт осадками мощностью 8–20 км, иногда до 30 км. В областях мафического литопанциря наблюдаются различные соотношения поверхностей Φ и M . Конформное поведение этих границ установлено для Тунгусской, западной части Вилюйской, Северо-Устьюртской и Мургабско-Предкопетдагской впадин. В этой группе структур, при погружении поверхности Φ до 12–18 км, толщина литопанциря составляет 30–40 км. В южной ветви мафического литопанциря преобладают антиформные соотношения, впадинам фундамента отвечают выступы поверхности M .

Анализ имеющихся данных показывает, что мафический литопанцирь широко представлен на суше Евразии, а также в акваториях Арктического сегмента Земли и Средиземноморья при существенно меньшем распространении на других материках. Мафический литопанцирь во впадинах на древних и молодых платформах перекрыт мощными, слабо дислоцированными осадочными толщами, датируемыми рифеем и фанерозоем. Это позволяет рас-

смагивать его в таких впадинах как наиболее древний, возможно соизмеримый по возрасту с литопанцирем кратонов.

Установленное широкое развитие мафического литопанциря и его разнообразный возраст имеют важное значение для формирования фундаментальных основ современной геодинамики, в частности, для выяснения истинных взаимосвязей континентов и океанов. Вполне очевидно, что широкое развитие мафического литопанциря не позволяет рассматривать тела гипербазитов как несомненные признаки былой океанической коры. Этот аспект и другие следствия существования разновозрастного мафического литопанциря необходимо учитывать при разработке геодинамических концепций.

К зонам распространения мафического литопанциря приурочены все крупнейшие нефтегазоносные бассейны Евразии. Возможные причины этой коррелируемости заслуживают специального рассмотрения.

РАЙОНИРОВАНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ III ОКЕАНИЧЕСКОГО СЛОЯ ПО СКОРОСТНЫМ НЕОДНОРОДНОСТЯМ И ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ

Изучение реальных параметров III океанического слоя, их латеральных изменений и взаимосвязей с морфологическим положением относительно оси срединных хребтов имеет важное, возможно решающее значение для выяснения корректности существующих и разработки тектонических концепций, объясняющих взаимосвязи и переходы континентальной и океанической компонент литосферы. Это утверждение основано на следующих соображениях.

1. III океанический слой слагает доминирующую часть океанической земной коры, которая занимает свыше половины площади Земли.

2. Основные постулаты тектоники плит предусматривают генерацию океанической литосферы в зонах спрединга, откуда в составе жестких литосферных плит III океанический слой перемещается в зоны субдукции. Так, Ле Пишон утверждает, что нет никакого сомнения в том, что мощность III слоя постепенно увеличивается с возрастом приблизительно от 3,5 до 5 км или более, тогда как скорость на его верхней границе существенно не изменяется ($6,7 \pm 0,26$). Без допущений об однородности и жесткости литосферных плит невозможна разработка количественных основ их кинематики.

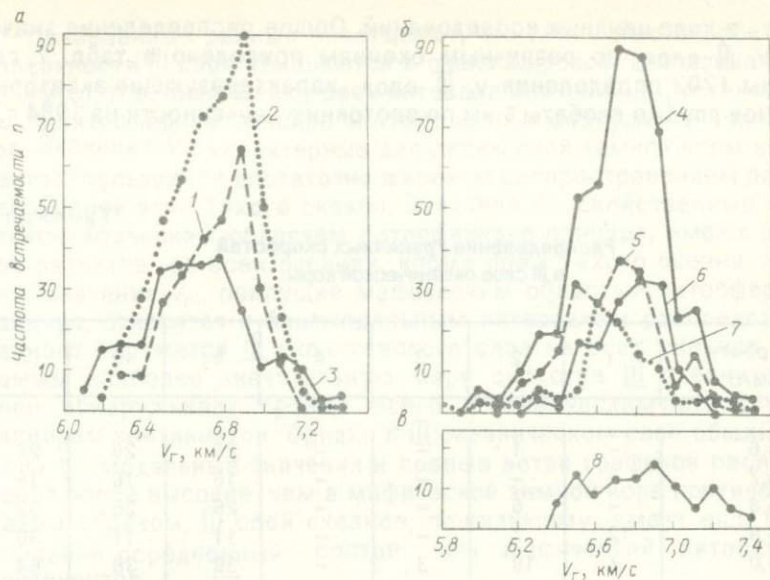


Рис. 41. Общие характеристики граничных скоростей III океанического слоя по ложу (а), абиссальным котловинам (б) и срединно-океаническим хребтам (в).

Графики: 1 – по публикациям 1983 г., Тихий океан (280 – число определений); 2 – по данным обобщений 1986 г., Тихий океан (477); 3 – Атлантический океан (273); 4 – все океаны (486); 5 – Атлантический океан (218); 6 – Тихий океан (152); 7 – Индийский океан (116); 8 – все океаны (106)

3. Альтернативные представления тектоники плит об океанизации континентальной литосферы или о древности и гетерогенности океанической литосферы не могут постулировать высокую степень однородности III океанического слоя. Это становится особенно очевидным после рассмотрения материалов о существенной неоднородности литосферного панциря континентов. Поэтому выяснение реальных особенностей строения III океанического слоя позволяет сделать выбор: либо признать правомочность представлений о его генерации в СОХ и раздвижении по океанам вплоть до поглощения в зонах субдукции или до обдущирования при иных схемах коллизий; либо установить неправомочность единой модели генерации III океанического слоя в зонах спрединга.

Распределение значений $V_{Г}$ III слоя не претерпевает принципиальных изменений по мере накопления информации при использовании достаточно больших совокупностей данных (рис. 41). Это позволяет относиться к достаточно представительным графикам распределения (см. рис. 41, б, в) и им подобным, как к достоверным научным фактам, которые необходимо учитывать и объ-

яснять в ходе научных исследований. Общее распределение значений V_r III слоя по различным океанам приведено в табл. 7, где учтены 1703 определения V_r III слоя, характеризующие акватории океанов глубже изобаты 1 км по состоянию изученности на 1984 г.

Таблица 7

Распределение граничных скоростей
в III слое океанической коры

Скорость, км/с	1	2	3	4	5	6	7
5,6	-	1	-	-	26	26	27
5,7	-	-	-	-	16	16	16
5,8	-	6	-	-	26	26	32
5,9	12	7	-	-	11	11	30
6,0	4	19	3	-	<u>38</u>	38	64
6,1	34	9	2	-	22	22	67
6,2	38	21	2	3	23	25	87
6,3	31	24	1	17	22	39	95
6,4	49	19	8	28	22	50	126
6,5	56	28	7	47	25	72	163
6,6	55	29	8	57	30	87	179
6,7	62	<u>36</u>	7	72	25	97	<u>202</u>
6,8	<u>65</u>	<u>25</u>	<u>14</u>	77	21	98	<u>202</u>
6,9	<u>30</u>	24	<u>5</u>	<u>92</u>	14	<u>106</u>	<u>165</u>
7,0	25	7	3	<u>51</u>	12	<u>63</u>	98
7,1	24	9	2	24	3	27	62
7,2	17	13	-	5	1	6	36
7,3	4	6	-	2	-	2	12
7,4	8	2	-	2	1	3	13
7,5	-	2	-	-	-	-	2
<i>n</i>	514	287	77	477	348	835	1703

Примечание. 1 – северная часть Атлантического океана; 2 – Индийский океан; 3 – Северный Ледовитый океан; 4–6 – Тихий океан (4 – ложе, 5 – переходная зона, 6 – всего); 7 – всего по всем океанам; *n* – общее число определений. Подчеркнуты модальные значения. Вертикальной линией отмечены близомодальные интервалы на уровне 2/3 модальных.

Приведенные данные показывают, что граничные скорости по поверхности III слоя изменяются в очень широком диапазоне (6,0–7,4 км/с), т. е. охватывают весь интервал значений V_p , установленных в литосферном панцире платформенных сооружений континентов. Значения V_r , характерные для салической земной коры континентов, пользуются достаточно широким распространением лишь в переходной зоне Тихого океана. Значения V_r , свойственные салическо-мафическим областям литосферного панциря, имеют широкое развитие во всех океанах, кроме ложа Тихого океана. Наконец, значения V_r , присущие мафическим областям литосферного панциря, относятся к близкодальным интервалам распределений данного параметра III океанического слоя на всех океанах. Тем самым наиболее значительную меру сходства III океанический слой обнаруживает прежде всего с мафическим литосферным панцирем континентов. Однако в III океаническом слое общий уровень V_r , модальные значения и правые ветви графиков распределения более высокие, чем в мафической земной коре континентов. Таким образом, III слой океанов, по-видимому, имеет еще более основной осредненный состав, чем мафический литопанцирь континентов.

Ложе Тихого океана отчетливо выделяется относительным повышением граничных скоростей III слоя. Модальные значения здесь составляют 6,9 км/с, в то время как в Атлантическом и Северном Ледовитом океанах – 6,8 км/с, а в Индийском – 6,7 км/с.

Общие особенности III слоя внутренних районов океанов наиболее отчетливо могут быть намечены при рассмотрении двух разновидностей самых типичных океанических структур: абиссальных котловин и срединных хребтов (см. рис. 41, б, в). Для океанических котловин модальные значения составляют 6,7–6,8 км/с, а для СОХ 6,9 км/с. Если в котловинах лишь 14% значений V_r III слоя характеризуются величинами 7,0–7,4 км/с, то в СОХ такие величины имеют 33% всех значений. Анализ материалов по каждому океану также показал, что различия между величинами V_r III океанического слоя в СОХ и абиссальных котловинах носят статистически достоверный характер и значения V_r III слоя в СОХ значительно большие, чем в котловинах океанов.

В Атлантическом океане наиболее полный анализ данных проведен по северной части. Граничные скорости продольных волн изменяются на ложе Северной Атлантики в широких пределах от 6,1 до 7,4 км/с. Преобладающими значениями являются 6,4–6,8 км/с, модальное значение составляет 6,8 км/с. К интервалу от 6,4 до 6,8 км/с относится 55% всех определений граничных скоростей по ложу океана. Наиболее часто встречаемые значения 6,4–6,8 км/с, образующие плоскую вершину графика распределения, условно приняты Н. Я. Куниным и С. В. Усенко за нормальные для данного региона, значения менее 6,4 км/с рассматриваются как пониженные, а значения более 6,9 км/с – как повышенные.

Срединно-Атлантический хребет характеризуется изменением V_{Γ}^{III} в пределах 6,4–7,4 км/с. Гистограмма имеет близкий к равномерному тип распределения. Схематически обобщая имеющуюся информацию по осевой части СОХ Атлантического океана, необходимо отметить две главные особенности строения Ш слоя: 1) резкую дифференциацию и латеральную изменчивость; 2) преобладающие участки с повышенными значениями граничных скоростей.

Переходные зоны имеют широкий диапазон изменения V_{Γ}^{III} , несколько отличный в западной и восточной частях при равновеликих модальных значениях 6,1 км/с. Широкий спектр изменения V_{Γ}^{III} и характер распределения свидетельствуют, что фундамент переходных зон имеет различный состав и представлен породами разного состава – от салических до мафических.

Для поднятий Атлантического океана особенности Ш слоя весьма разнообразны. На многих поднятиях, носящих четкие признаки континентальных останцев, граничная скорость по поверхности Ш слоя низкая. Глубже установлено разделение Ш слоя на два подслоя (А и Б) или появление коромантийной смеси с $V_{\rho} = 7,5\text{--}7,7$ км/с под низкоскоростным подслоем А. Из 501 зондирования ГСЗ на 24 (менее 5 %) отмечено наличие данного комплекса. Наиболее значительные участки развития коромантийской смеси расположены вблизи континентальных окраин, сложенных каледонскими образованиями (каледониды Аппалачей, Великобритании, Гренландии и Норвегии).

Широкое развитие коромантийной смеси установлено в районе Бермудской возвышенности. Располагаясь вблизи центральной части Северо-Американской котловины, эта возвышенность отличается своеобразной земной корой. В сводовой части Бермудской возвышенности коромантийная смесь располагается непосредственно под II слоем океанической коры, характеризуемым здесь $V_{\rho} = 4,4$ км/с и мощностью 1–3 км. На южном склоне возвышенности между II слоем и коромантийной смесью появляется нормальный океанический фундамент с $V_{\Gamma} = 6,7$ км/с. Для района Бермудских островов свойственны повышенные значения скорости III слоя, достигающие 7,2–7,4 км/с, и повышенные мощности осадков. На схеме районирования III океанического слоя Атлантики намечены разновидности областей неоднородностей граничных скоростей и вероятного вещественного состава (рис. 42). Особенности изученности океана не позволяют выделить участки аномально низких и высоких скоростей на большей части океанического ложа, хотя единичные такие определения здесь имеются. Поэтому большая часть абиссальных равнин по преобладающим определениям V_{Γ} схематизированно отнесена автором к области нормализованного океанического III слоя, более подробно не расчленяемой. В различных участках океана, в основном в зонах очевидных проявлений деструктивных процессов, выделены районы III слоя с пони-

женными значениями V_T . Часть из них, вероятно, принадлежит зонам былых континентальных окраин, однако возможны и другие варианты природы этих неоднородностей III слоя.

Привлекают внимание зоны аномально повышенных значений V_T^{III} , намечающиеся во многих районах вблизи подножия континентального склона и в отдельных участках глубоководий. Для отдельных аномальных зон комплексная интерпретация геофизических данных определенно свидетельствует об их связи с внедрениями масс с аномально повышенной плотностью и магнитной восприимчивостью. Это обстоятельство, а также линейная вытянутость высокоскоростных неоднородностей позволяет рассматривать их как гипербазитовые приразломные пояса. По данным сейсмостратиграфических исследований в Северо-Американском секторе, указанные тела перекрыты осадочными толщами юры и, возможно, триаса. Поэтому можно полагать, что интрузивы имеют триас-палеозойский возраст. Вероятно, аналогичные гипербазитовые тела к северу от экватора маркируют контуры доюрского океанического Северо-Атлантического бассейна.

По Индийскому океану анализ граничных скоростей по поверхности III слоя базируется на материалах ГСЗ, опубликованных к началу 1985 г. Изученность Индийского океана сейсмическими методами очень неравномерна. Наиболее плотной сетью наблюдений покрыты Аравийское море, северная часть Южно-Австралийской котловины, плато Агульяс. На остальной части площади выполнены разрозненные наблюдения ГСЗ, в основном по 4–10 наблюдений в каждой котловине и поднятии.

Сводная гистограмма граничных скоростей по поверхности III слоя характеризует плосковерхое полимодальное распределение, что свидетельствует о неоднородности скоростного состава слоя. Модальное значение $V_T = 6,6$ км/с. С целью изучения возможной природы детерминированных компонент исследуемой совокупности были рассмотрены порознь распределения значений V_T по СОХ, глубоководным котловинам, асейсмичным хребтам (см. рис. 41) и другим группам океанических структур. Это изучение показало, что районы континентального подножия отличаются низкими значениями V_T (5,7–6,5 км/с); некоторое увеличение общего уровня (до 6,0–6,9) характерно для окраинных морей.

Самые высокие V_T III слоя присущи срединным хребтам. Из 12 определений 9 имеют значения 7,1–7,3 км/с, а остальные три определения с нормальными для океанов значениями V_T III слоя 6,5–6,7 км/с размещены в специфической области между поднятиями Брокен и Кергелен и не могут рассматриваться как типовые. Возможно они характерны только для Центрально-Индийского нечетко выраженного срединного хребта. Ни для одной морфоструктуры Индийского океана или группы однородных морфоструктур не получено одномодального гауссова распределения. Поэтому

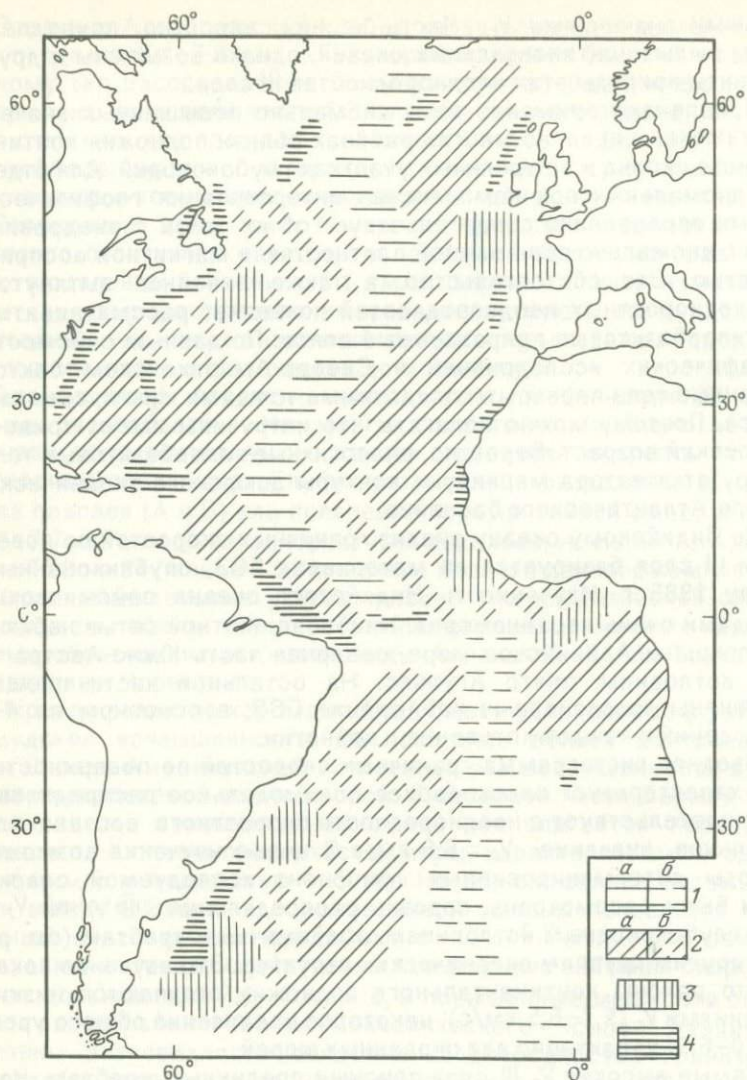


Рис. 42. Схема скоростных и вещественных неоднородностей III океанического слоя в Атлантическом океане.

Области 1 – срединно-океанического хребта с дифференцированными значениями (для знаков 1–2 – а – установленные; б – предполагаемые); 2 – нормальных значений; 3 – значений менее 6,5 км/с, отвечающих салическо-мафическому типу фундамента; 4 – значений более 7,0 км/с, отвечающих вероятным внедрениям гипербазитов

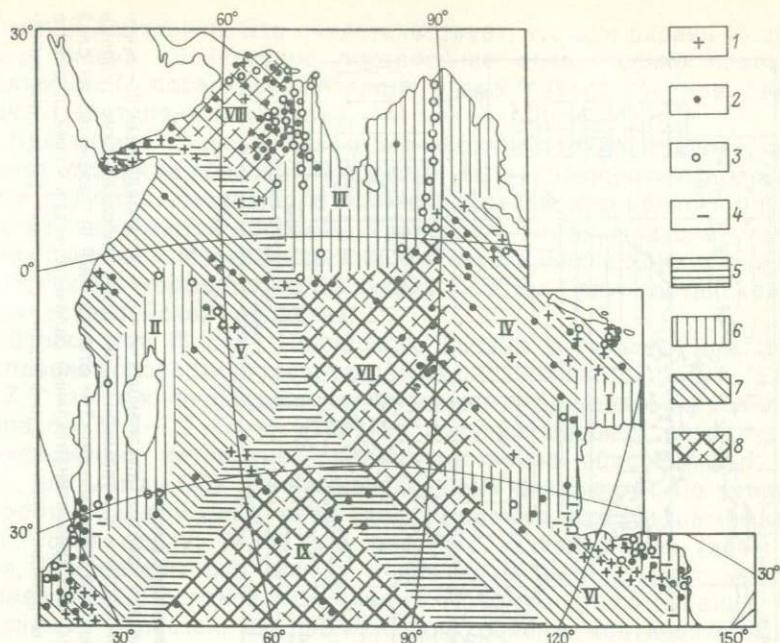


Рис. 43. Схема районирования III океанического слоя Индийского океана: 1–3 – значения граничных скоростей III слоя в пунктах зондирования: 1 – 6,9 км/с и более, 2 – 6,4–6,8 км/с, 3 – 6,0–6,4 км/с; 4 – точки отсутствия III слоя; 5 – область высокоскоростного габбро-гипербазитового III слоя; 6 – приконтинентальные области салическо-мафического III слоя; 7, 8 – области значений V_T : 7 – нормальных и повышенных; 8 – нормальных; I–IX – см. в тексте

очевидно, что особенности морфологии дна слабо коррелируются с V_T III слоя.

Анализ изменения V_T по площади Индийского океана позволил наметить четыре типа относительно однородного III слоя, который распространен в специфических областях.

Первый тип III слоя размещается у континентальных окраин, осложненных подводными плато и островами (рис. 43). Здесь V_T характеризуется интервалом 5,7–6,7 км/с с наиболее вероятными значениями 6,0–6,3 км/с. Этот тип III слоя имеет примерно такие же значения V_T , как фундамент прилегающих континентов, и может быть признан приконтинентальным салическо-мафическим. Изменение V_T III слоя происходит здесь постепенно с увеличением значений V_T по мере удаления от побережья. Такие особенности наглядно намечаются в восточной части Аравийского моря.

Аналогичные латеральные изменения установлены в хорошо изученных областях к юго-востоку от побережья ЮАР, к югу от

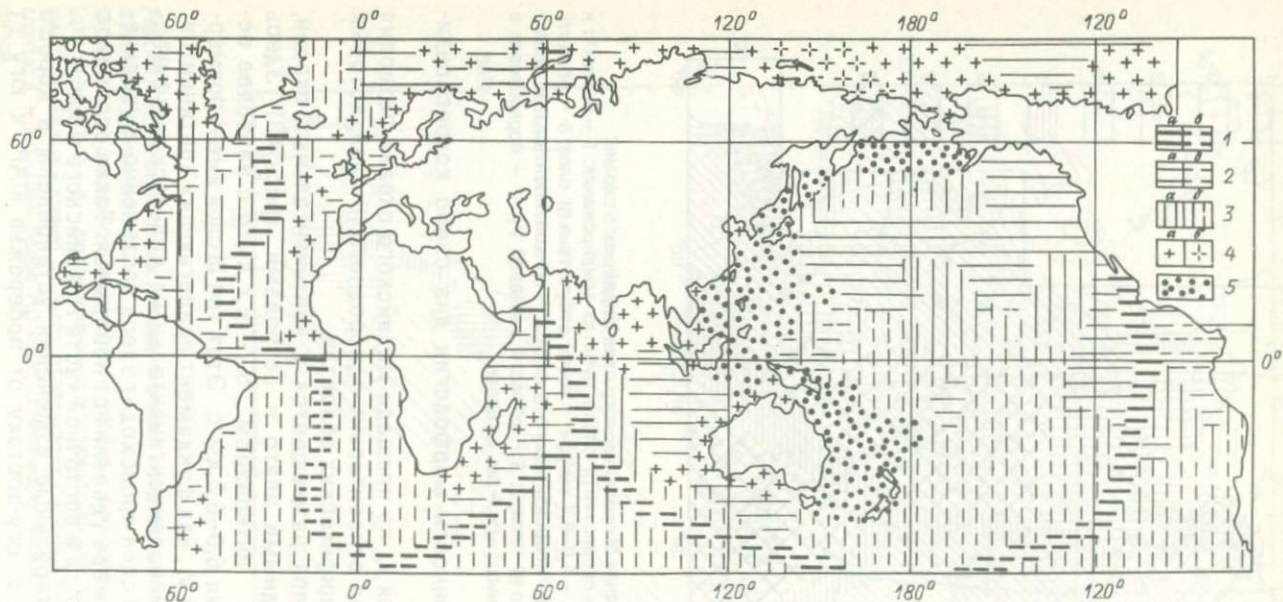


Рис. 44. Схема латеральных скоростных неоднородностей III океанического слоя:

1 – высокоскоростной ультрамафический III слой срединно-океанических хребтов (для знаков 1–4 – а – установленный, б – предполагаемый); 2 – широкодисперсный преимущественно высокоскоростной ультрамафический слой, тихоокеанские типовые массивы, атлантические гипербазитовые приразломные пояса, ядерные зоны впадин; 3 – стандартный III океанический слой (мафический) с преобладающими значениями V_{Γ} от 6,5 до 6,9 км/с; 4 – приконтинентальный салическо-мафический III слой с преобладающими значениями V_{Γ} от 6,1 до 6,5 км/с; 5 – аномальный широкодисперсный и дифференцированный фундамент западной переходной области Тихого океана

Западной Австралии. Это свидетельствует, что для окраин Индийского океана свойственно постепенное сравнительно плавное увеличение U_T поверхности второго этажа литосферы при переходе от континентов к океану.

Приконтинентальный салическо-мафический тип III слоя охватывает обширные области, не определяемые границами отдельных морфоструктур. Например, в Приюжноафриканскую область II (см. рис. 43) включаются бассейны Транскей и Натал, плато Агульяс, Мозамбикский и Мадагаскарский хребты и прилегающие впадины. Аналогичные морфоструктуры входят в состав Прииндостанской III и Приавстралийской I областей.

Второй тип III слоя Индийского океана отличается широкой дисперсией скорости (варьирующей на сводной гистограмме от 6,0 до 7,4 км/с) и преобладанием значений повышенного уровня в диапазоне 6,9–7,2 км/с. Этот тип получил широкое развитие в периферийных котловинах, преимущественно обособленных от СОХ, или между СОХ и континентальными массивами. По уровню скоростей данный тип III слоя следует оценить как ультрамафитовый. К областям IV, V, VI (см. рис. 43), занятым этим типом III слоя, приурочены все случаи вскрытия самых древних юрско-нижнемеловых осадков скважинами глубоководного бурения. Из указанных областей на прилегающие районы континентальных окраин и континентов распространялись раннемезозойские и палеозойские морские трансгрессии. Поэтому рассматриваемые области можно считать областями относительно древнего III океанического слоя.

Третий тип III слоя Индийского океана характеризуется „компактностью” распределения и приуроченностью практически всех значений к стандартному океаническому интервалу 6,5–6,9 км/с при модальных значениях 6,6–6,8 км/с. Этот тип III слоя наиболее близок к океаническому „стандарту”. Такие свойства III слоя присущи в основном внутренним котловинам, сопряженным с СОХ и удаленным от материков (области VII, VIII, IX на рис. 43). По скоростному уровню данный тип отвечает мафическому составу и может рассматриваться как сравнительно молодое океаническое образование.

В отдельных случаях границы областей второго и третьего типа намечены неоднозначно в зонах, где определения V_T III слоя единичны и составляют 6,8–6,9 км/с (см. рис. 43). Возможно, что узкая полоса молодого океанического III слоя намечается и к западу от Индийско-Аравийского СОХ (рис. 44). Однако участки такой неоднозначности оценок не очень обширны и принципиально не изменяют районирования изученной части Индийского океана по скоростям III слоя.

Четвертый тип III слоя намечен по девяти определениям V_T , сделанным в пределах западных ветвей СОХ. Здесь получены

значения 7,1–7,3 км/с. Аналогичные пять значений зафиксированы в Аденском заливе, где хребет намечен ориентировочно. По составу III слой здесь очевидно соответствует ультрамафитам.

Таким образом, в Индийском океане особенности районирования III слоя по значениям V_r оказываются существенно иными, чем в Атлантическом. На окраинах океана вещественные изменения во втором этаже литосферы на границе с континентом происходят постепенно, здесь не отмечаются линейные ультрамафитовые пояса. Напротив, III слой ультрамафитового состава обнаруживается в областях относительно древней океанической коры. Непосредственное присутствие выступов основания, сложенных гипербазитами, наблюдается в отдельных случаях (хр. Инвестигейтор и др.). Для Индийского океана не установлены зоны налегания осадков непосредственно на коромантийную смесь бермудского типа. Обширные области однородных V_r III слоя намечаются как во внутренних областях океана, так и в его периферийных районах, формирующих общий крупномассивный облик III слоя. Для Атлантики, наоборот, свойственна пестрая изменчивость V_r III слоя, частое чередование мелких участков с разными значениями V_r , создающих общий мозаичный рисунок III слоя.

В Северном Ледовитом океане граничные скорости III слоя изучены в глубоководной части 23 зондированиями ГСЗ. Модальное и среднее значения составляют 6,6 км/с. Данные по 77 определениям характеризуют преимущественно результаты исследований окраинных шельфовых бассейнов, где широко развита мафическая земная кора (см. табл. 7). Все глубоководные котловины имеют мафический тип коры, причем во всех хребтах и котловинах отмечено повышение значений V_r III слоя по мере приближения к полюсу. Любопытно, что в хр. Гаккеля на его периферийных участках, вблизи Азии и Гренландии установлены значения V_r III слоя от 6,0 до 6,2 км/с, что не свойственно ни одному из участков изученных СОХ во всех океанах. Лишь в центральной зоне хр. Гаккеля отмечено значение 6,6 км/с.

На большей широкой приконтинентальной части Северного Ледовитого океана, как и в Индийском океане, широко развита земная кора салического-мафического состава.

В Тихом океане наиболее подробно изучались латеральные изменения V_r III слоя на ложе океана [25]. Анализ графиков распределения граничных скоростей III океанического слоя показывает, что преобладающими являются значения 6,8–6,9 км/с. На кривых отдельно для совокупностей котловин и для поднятий выявляются дополнительные максимумы с модальными значениями 6,5–6,6 км/с. Таким образом, хотя отчетливо преобладают значения граничных скоростей более 6,6 км/с, можно предположить наличие отдельных блоков или глыб океанического слоя с величинами граничных скоростей от 6,5 до 6,6 км/с.

Распределение V_T и латеральные изменения их значений довольно своеобразны в различных структурах. Отметим следующие примечательные особенности.

1. Северо-Восточная котловина в целом характеризуется компактным симметричным распределением с доминирующими значениями 6,8–6,9 км/с, что свидетельствует о высокой степени однородности вещественного состава III слоя в пределах ее огромного пространства.

2. Десятки измерений V_T III слоя по срединным хребтам указывают на повышение средних и доминирующих значений V_T , около 1/3 которых имеют значения 7,0 км/с и более. Учитывая, что III океанический слой в срединных хребтах находится в условиях сравнительно меньших давлений и больших температур, чем в котловинах, что при идентичном составе приводило бы к понижению V_T в СОХ, представляется очевидным отличие вещественного состава III слоя в срединных хребтах по сравнению со смежными котловинами.

3. В пределах Гавайского поднятия, расположенного западнее Центрально-Тихоокеанской флексуры верхней мантии, отмечено распределение, близкое к равномерному в диапазоне значения 6,4–7,1 км/с. При этом установлено отчетливое уменьшение значений V_T при перемещении с востока на запад. В полосе между 153 и 158° з. д., непосредственно примыкающей к указанной флексуре, V_T составляют 6,8–7,2 км/с при преобладании значений 7,0 км/с. В более западных районах наблюдается пестрая изменчивость V_T от 6,3 до 7,1 км/с при некотором преобладании значений 6,7 км/с и менее (полоса между 158 и 172° з. д.). В полосе 173–178° з. д. установлено в семи случаях $V_T = 6,3$ –6,7 км/с и одно значение $V_T = 7,1$ км/с.

4. Поднятия Шатского, Хесса, Императорские горы, а также Манихики, Онтонг-Джава характеризуются преобладающими значениями V_T III слоя 6,8 км/с. По данным Ю. П. Непрочнова и других, в нижней части III слоя на поднятии Шатского намечается толща с $V_p = 7,4$ –7,5 км/с. Общий мафический состав III слоя здесь не вызывает сомнений.

Отметим следующие крупные латеральные неоднородности изменения V_T вдоль поверхности III слоя, принимая условно за нормальные значения 6,7–6,9 км/с.

1. Высокие значения V_T (7,0 км/с и более) к востоку от Центрально-Тихоокеанской флексуры развиты только в зоне срединного хребта и восточных впадинах. Между флексурой и СОХ размещается область доминирующих нормальных значений. Тем самым в области Восточно-Тихоокеанского поднятия верхней мантии состав III слоя океанической коры изменяется существенно асимметрично по отношению к осевой зоне: восточнее размещены области дифференцированных значений при примерно равнозначном участии повышенных, нормальных и пониженных ($\leq 6,6$ км/с и менее), а западнее — области однородных нормальных значений V_T .

2. К западу от Центрально-Тихоокеанской флексуры устанавливается широтная асимметрия в поведении V_r . Севернее экватора расположены регионы с пестрым изменением V_r , среди которых широко представлены значения 7,0 км/с и выше. Южнее экватора преобладают нормальные значения V_r , при подчиненной доле пониженных значений и полном отсутствии $V_r \geq 7,0$ км/с. В состав этой области следует включать всю Центральную котловину.

В целом наблюдается совпадение границы между областями различного характера распределения значений граничной скорости и мощности океанического слоя с выделенной ранее Центрально-Тихоокеанской флексурой в рельефе поверхности мантии.

В отличие от Индийского в Тихом океане зональность III слоя не коррелирует с положением СОХ. В непосредственном соседстве с СОХ фиксируются области как стандартного мафического, так и ультрамафического III океанического слоя. На ложе Тихого океана в отличие от всех остальных океанов не обнаружены какие-либо значительные участки со скоростями III слоя, отвечающими салическо-мафическому составу.

По результатам обобщений (см. рис. 44) III океанический слой представляет собой сложное латерально неоднородное геологическое тело, состоящее из системы массивов и блоков. Поэтому приемы интерпретации геофизических данных и геотектонические концепции при их дальнейшей разработке должны не ограничиваться средними значениями мощности и скоростных параметров, а учитывать значительные латеральные неоднородности III океанического слоя.

Рассмотрим несколько аспектов полученных результатов, представляющихся наиболее важными.

1. При сопоставлении данных КМПВ и ГСЗ с результатами бурения породы зеленосланцевой фации метаморфизма обладают значениями 5,7–6,0 км/с и несколько ниже, метаморфические породы более высоких фаций метаморфизма и карбонатные толщи — преимущественно значениями 5,8–6,3 км/с, а основные и ультраосновные комплексы — 6,3 км/с и более. По результатам проведенных обобщений на ложе Тихого океана свыше 80% значений V_r по поверхности III океанического слоя (фундамента) принадлежат к диапазону 6,6–7,2 км/с, а остальные — 6,3–6,5 км/с. Следовательно, породы III слоя ложа Тихого океана можно сопоставлять лишь с основными и ультраосновными разностями пород фундамента кратонов и молодых плит континентов.

Отметим, что значения граничной скорости характеризуют достаточно крупные объемы горных пород с линейными размерами в десятки километров и более и мощностью, соизмеримой с длиной сейсмической волны, которая при частотах 5–15 Гц составляет 0,4–1,3 км.

Наблюдающиеся при драгированиях кислые разности пород

могут принадлежать тонкому слою или включениям небольших размеров в III слое, которые не оказывают влияния на результаты сейсмических наблюдений.

В составе III слоя не получили развития не только сиалические, но и карбонатные породы, которые широко представлены в фундаменте фанерозойских складчатых сооружений и в осадочном чехле древних платформ, в результате чего мощность и состав III слоя не дают оснований считать его сходным с какими-либо зонами архейско-фанерозойской консолидации континентов типа древних или молодых платформ.

2. Латеральные неоднородности III океанического слоя других океанов существенно отличаются от Тихого двумя принципиальными особенностями: а) наличием на ложе и окраинах океанов сиалическо-мафических массивов, доля которых последовательно возрастает от Атлантики к Индийскому и Северному Ледовитому океану; б) ограниченным развитием высокоскоростных (ультрамафитовых) комплексов, которые представлены обширными массивами по периферии Индийского океана, а в Атлантике, по-видимому, концентрируются в узких приразломных поясах вблизи континентальных подножий.

3. При оценке вещественного состава пород III океанического слоя необходимо учитывать его водонасыщенность и сравнительно низкие уровни температуры и давления. В такой природной обстановке интервалу наиболее характерных значений скорости продольных волн от 6,5 до 7,0 км/с удовлетворяет достаточно широкий набор магматических и метаморфических пород основного и ультраосновного состава. Среди магматических пород в составе III слоя, очевидно, преобладают породы, средний состав которых отвечает гиперстеновому диориту или более основным разновидностям. Наиболее вероятным представляется амфиболитовый или габбро-норитовый состав океанического фундамента.

Для оценки природы и состава III океанического слоя Г. Хессом выдвинута гипотеза, поддерживаемая и развиваемая в рамках концепции новой глобальной тектоники, согласно которой III океанический слой — это часть вновь сформированной океанической литосферы, подвергнутая серпентинизации в присутствии океанической воды. Поэтому считают, что в составе океанического слоя доминируют серпентинизированные гипербазиты.

О. Г. Сорохтин посвятил природе III океанического слоя специальный раздел своей монографии, где идеи новой глобальной тектоники увязаны с одномерной моделью земной коры. О. Г. Сорохтин на основании некоторых выкладок утверждает, что поскольку условия гидратации мантийных пород в рифтовых зонах различных океанов примерно одинаковы, так как одинаковы составы исходного вещества и его физические свойства, то и мощность этого слоя должна быть достаточно выдержанной и одинаковой во

всех океанах. Мощность III слоя в стороне от рифтовых зон во всех океанах на редкость постоянна и примерно равна 4,7–5,0 км, а скорость сейсмических волн в нем колеблется возле значений V_r от 6,7 до 6,8 км/с. Легко видеть, что этот вывод, полученный количественно по канонам новой глобальной тектоники, не соответствует приведенным выше данным о строении океанического фундамента ложа океанов.

Уровень значений скоростей продольных волн, свойственных III океаническому слою, значительно выше диапазона значений типичных для серпентинизированных гипербазитов (4,5–5,3 км/с). Поэтому трудно допустить, что в составе океанического фундамента преобладают серпентинизированные гипербазиты. Полученные данные, по мнению автора, напротив, свидетельствуют о подчиненном развитии серпентинитов в составе III слоя ложа океанов.

4. Согласно гипотезе океанизации или базификации, океаническая кора сформирована на месте первичной континентальной коры путем размыва и выноса излишних оксидов кремнезема за пределы ареалов океанизации и магматического замещения кислых пород коры основными и ультраосновными. Такой механизм не исключает наличия латеральных неоднородностей океанического фундамента. Однако низкий уровень температур и давлений (исключающий фазовые переходы в пределах земной коры) и полное отсутствие крупных массивов гранитоидов на ложе океана, по-видимому, создают непреодолимые трудности при объяснении природы III слоя такой огромной планетарной структуры, как ложе Тихого океана.

В то же время, в пределах других океанов, где широко развиты массивы салическо-мафической коры, нет особых препятствий для реализации моделей океанизации, в которую могут быть вовлечены, прежде всего при прочих равных условиях, области мафической и салическо-мафической земной коры континентов.

5. Механизм формирования III океанического слоя интенсивно обсуждается при разработке современных тектонических концепций. В концепции новой глобальной тектоники из главных жестких литосферных плит, для ансамбля которых количественно разработана кинематика движений, плиты ложа Тихого и других океанов являются наиболее однородными и сформированными процессами спрединга в осевой зоне срединно-океанического хребта за последние 150–200 млн лет. При таком механизме образования параметры литосферы должны быть симметричны относительно СОХ. Из приведенных выше материалов видно, что симметрия распределения величин V_r и мощности III океанического слоя относительно СОХ не наоблюдается даже в зоне относительно однородного Восточно-Тихоокеанского поднятия верхней мантии, в осевой части которого размещается СОХ.

6. Согласно представлениям К. Ле Пишона, О. Г. Сорохтина и других, рельеф хребтов определяется их постепенным охлаждением в течение геологического времени. Однако при таком охлаждении значения граничных скоростей V_r океанического слоя должны быть больше значений, характерных для „горячих” осевых частей СОХ, так как состав III слоя не должен претерпевать изменений. По имеющимся сейсмическим данным, хотя V_r и определяется с известной погрешностью, установлена тенденция *снижения* (а не увеличения, как предписывается спредингом!) V_r III океанического слоя от срединных хребтов к прилегающим котловинам, что совершенно не согласуется с моделями новой глобальной тектоники. Повышенные значения V_r III океанического слоя в зонах СОХ лучше согласуются с представлениями о господстве здесь наложенных процессов сжатия и повышенного метаморфизма, чем с представлениями новой глобальной тектоники о развитии в СОХ растяжения и раздробленности, следствием которых обычно является заметное понижение V_r . Равновероятным представляется изменение химического состава, а именно увеличение основности пород III слоя в осевых частях СОХ, или комбинация обеих названных причин.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРОБЛЕМЫ ЕЕ РАЙОНИРОВАНИЯ

Структурный облик, выделение пликативных и дизъюнктивных дислокаций, расчленение литопанциря на различные горизонтальные и вертикальные составные части являлись объектами пристального интереса геологов и геофизиков, так как в этих особенностях глубинного строения искали прежде всего ответ на вопросы о контроле размещения полезных ископаемых, о генезисе наблюдаемых на поверхности разломов и складчатых зон. Уже на самом первом этапе развития ГСЗ выделялась не только подошва земной коры — поверхность M , но и производилось расчленение континентального литопанциря на два слоя — гранитный и базальтовый. Исследования соотношений этих слоев между собой и с осадочной толщей, с рельефом поверхности M были главным содержанием геологической интерпретации данных глубинных исследований вплоть до второй половины 70-х гг.

Современный этап глубинных исследований базируется на качественно новых результатах ГСЗ, полученных прежде всего с помощью систем наблюдений ОГТ. Как показывает сопоставление новых данных ОГТ и результатов ГСЗ-КМПВ. по старым материалам вполне достоверно оценивались рельеф и граничные скорости поверхностей Φ и M , срединпластовые скорости между ними. Именно эти параметры были использованы ранее в этой главе.

Новая информация о структуре литосферного панциря, получаемая на профилях ГСЗ-ОГТ, оказывается принципиально иной по сравнению со старыми данными ГСЗ-КМПВ. Результаты ГСЗ-ОГТ обнаружили весьма сложную структуру земной коры, аппроксимация которой толстыми слоями, по-видимому, невозможна. Однако профилями ГСЗ-ОГТ к середине 80-х гг. сравнительно хорошо изучены лишь основные регионы США, южной части Канады, многих стран Западной Европы. Такие работы начаты в Центральной Австралии, на территории СССР (Украина, Белоруссия и Казахстан). Протяженность профилей ГСЗ-ОГТ на середину 80-х гг. примерно в 25 раз меньше суммарной длины профилей ГСЗ-КМПВ. Поэтому современный период является периодом изменения взглядов на структуру земной коры континентов, периодом пересмотра старых представлений и формирования новых рабочих гипотез. Рассмотрим главные аспекты этой проблемы.

Вертикальное расчленение литосферного панциря обычно производится с помощью его разделения по системе границ. Поскольку границы внутри литопанциря нельзя наблюдать непосредственно во всяком случае на большом протяжении, эти границы выделяются и трассируются по геофизическим данным. Классифицировать границы в литопанцире можно по разным признакам. При сейсмометрическом освещении прежде всего различают отражающие и преломляющие границы, границы со скачкообразным изменением свойств или со скачком градиентов свойств и др. В рассматриваемом здесь аспекте расчленения литопанциря при выделении границ необходимо четко различать следующие их разновидности.

1. Глобальные опорные практически непрерывно трассируемые границы, непосредственно наблюдаемые при фазовой корреляции по отраженным или преломленным волнам. В литосферном панцире, кроме его поверхности и подошвы, не выделяются иные глобальные опорные границы.

2. Региональные опорные границы, которые прослеживаются только в отдельных регионах и выделены главным образом по близкритическим отраженным волнам. Примером таких границ служит поверхность Рил, зафиксированная в нижней части литопанциря в Южной Канаде, во многих районах юга СССР.

3. Условные, аппроксимационные границы, намечаемые по дискретным элементам информации. Если первые две разновидности границ являются реальными, то условные границы — лишь удобными в определенном смысле. Наглядные примеры таких границ — поверхности верхних кромок магнитовозмущающих масс, аппроксимационные поверхности соляных куполов или гранитных интрузий в каком-либо регионе. В сейсмометрии такие границы картируются по дискретной информации как некоторые линии равных скоростей, как поверхности „точек” обмена и др.

4. Экстраполяционные границы, намеченные по каким-либо упрощенным зависимостям. Именно таким образом оцениваются в литопанцире изотермы, поверхности точек Кюри и т. п. Достоверность определений глубин залегания этих границ крайне невелика.

Теоретические оценки и значительный экспериментальный материал показывают, что современные сейсмические методы при изучении реальных сред картируют главным образом элементы субгоризонтальных или слабо наклоненных плоских границ акустических неоднородностей. Системы наблюдений при позиционной сейсмометрии действуют как очень чувствительные фильтры, настроенные именно на плоские и субгоризонтальные границы.

Наиболее полно исследовал эту проблему И. В. Литвиненко — один из пионеров применения ГСЗ для изучения структуры литосферного панциря Балтийского щита. По его мнению, сейсмические методы при изучении сложных сред обладают избирательностью, обусловленной углами наклона различно ориентированных границ. Независимо от глубины залегания проще изучаются пологозалегающие границы. С увеличением глубин и углов падения границ прослеживание их затрудняется. Таким образом, даже ЛОВ, обладающий большими возможностями, неизбежно подчеркивает в разрезах коры на больших глубинах главным образом пологие элементы сейсмических границ.

При исследованиях земной коры ОГТ в разрезе литопанциря намечают, грубо схематизируя, несколько разновидностей волновых картин.

1. Области прозрачной или полупрозрачной записи, в которых практически нет никаких отражающих элементов. Иногда предполагают, что такие области могут соответствовать зонам сложных дислокаций, что, по-видимому, лишено серьезных оснований, так как при любых дислокациях в дифференцированных по акустической жесткости толщах были бы получены отражения от плоских или субгоризонтальных участков сейсмических границ. Поэтому участки и толщи с прозрачной записью связаны, прежде всего, с гомогенными по акустической жесткости массивами интрузивной и иной природы.

2. Отдельные ассоциации отражающих площадок, вытягивающиеся вдоль пологих или наклонных линий. Подобные образования обычно связываются либо с пластами, резко отличными по физическим свойствам от вмещающих пород, либо с зонами тектонических нарушений, падающих под углами до 25–35°.

3. Совокупности отражений „окаймления“, окружающие некоторую прозрачную или полупрозрачную зону. Их природа в отдельных случаях сравнительно уверенно отождествляется как область приконтактных воздействий интрузий.

4. Совокупности прерывистых многочисленных субпараллель-

ных отражений временной мощностью до 5 с, которые в верхней половине литопанциря в ряде случаев вполне доказательно связываются с первично осадочными или эффузивно-осадочными толщами, вовлеченными в дислокации умеренной интенсивности.

Схожие совокупности пологих отражений в низах литопанциря обычно устанавливают связь с роями даек или толщей переслаивания коромантийной „смеси”.

5. Группы отражений столбообразного типа, вытягивающиеся вблизи некоторых субвертикальных линий „елочкой” или „этажеркой”. Природа этих отражений изучена хуже всего, однако приуроченность их к некоторым приконтактным или приразломным зонам весьма вероятна.

Новый облик геоструктуры литопанциря, который определяется при исследованиях ОГТ-ГСЗ, не является неожиданным. Трудности расчленения земной коры границей Конрада на два толстых однородных слоя, которое было общепринятым первые 25–30 лет развития ГСЗ, нарастали давно. Еще в 1975 г. в предисловии к монографии И. С. и Б. С. Вольвовских [5] автор подчеркивал неоправданность выделения границы Конрада, гранитного и базальтового слоев земной коры.

Решающее значение для крушения представлений о толстослоистом литосферном панцире имели два результата массовых экспериментов. Первым из них явилась регистрация волн от ядерных и других мощных промышленных взрывов. При этом в первых вступлениях, как правило, волны от поверхности фундамента сменялись волнами от поверхности мантии и какие-либо границы от слоев в литопанцире не отмечались. Вторым решающим результатом стали временные разрезы отраженных волн с субвертикальным падением сейсмических лучей, которые были получены в самых различных районах: на щитах и синеклизах кратонов, в фанерозойских складчатых областях и молодых плитах. Эти данные определенно свидетельствуют о том, что сейсмические границы в литопанцире не прослеживаются непрерывно. В большинстве случаев отсутствуют критерии идентификации волн (и границ) после разрывов в корреляции. Следовательно, традиционное выделение толстых субгоризонтальных слоев утратило смысл.

Попытки намечать базальтовый слой по отдельным участкам регистрации преломляющих границ с V_f свыше 6,5 км/с, однако, продолжаются. Изучение природы данного явления показало, что в подавляющем большинстве случаев речь идет о поверхности фундамента, перекрытого высокоскоростными (6,0–6,5 км/с) осадочными толщами палеозойско-рифейского возраста, содержащими пачки доломитов и ангидритов.

В единичных случаях, когда преломляющие границы с такими значениями намечаются внутри литопанциря, их не удается непрерывно протрассировать даже на отдельных профилях на первые сотни километров.

Следует отметить, что в обобщающих работах, основанных на использовании старых разрезов ГСЗ, опубликованных в 80-х гг., продолжает широко использоваться представление о разделении литопанциря континентов на „гранитный” и „базальтовый” слои. Особенно распространен такой подход в так называемых комплексных исследованиях, когда с помощью приближенных оценок по материалам других геофизических методов или по различным геологическим соображениям составляются карты рельефа „базальтового” слоя и мощностей обоих слоев, оцениваются различные коэффициенты „базальтонасыщения” или „сиализации”. Примерами подобных исследований являются работы [3, 9, 16, 34] и многочисленные статьи.

В обзоре Г. В. Краснопевцевой [17] отмечается, что в настоящее время наибольшее признание среди геологов и геофизиков получила трехслойная модель. Эта модель была сформулирована впервые П. Гизе в 1971 г., несколько модифицирована И. П. Косминской и Н. И. Павленковой [42] и активно пропагандируется последней в 80-х гг. Выделяемые в модели слои отличаются по скоростям и градиентам скоростей. Верхний слой или скоростной этаж характеризуется широким диапазоном скоростей от 5,5 до 6,4 км/с и большими величинами вертикального градиента в пределах 0,03–0,05 1/с. Авторы полагали [42], что верхний слой имеет преимущественно вертикально-слоистое строение, при котором отдельные комплексы уходят на большие глубины под углами 60–90°.

Промежуточный этаж (слой) намечен по скоростному диапазону 6,4–6,7 км/с. Его специфическими особенностями, по мнению авторов, являются незначительные вертикальные градиенты (0,0–0,005 1/с), приуроченность к нему волноводов и повышенная горизонтальная расслоенность, отображаемая большим числом субгоризонтальных отражающих границ. Предполагалось, что состав этого слоя аналогичен вышележащему при некотором повышении основности. Однако его свойства под влиянием повышения температуры определялись большей пластичностью, способностью к горизонтальным перемещениям, что „стирало” вертикально-слоистые неоднородности.

Нижний скоростной этаж представлен породами со скоростями сейсмических волн 6,8–7,7 км/с, т. е. в среднем более 7,0 км/с. Слагающее его вещество существенно отличается по составу от пород верхних этажей. По аналогии с породами, известными на дневной поверхности, это могут быть основные и ультраосновные разности [42]. Для структуры данного слоя принималась незначительная горизонтальная неоднородность, почти полное отсутствие зон инверсии скоростей. Авторы подчеркивали, что по составу два верхних слоя отвечают бывшему гранитному, а нижний – бывшему базальтовому, мощности которых оцениваются усредненно равно-

великими. Необходимо отметить, что указанная модель остается эвристической, так как точных данных об использованных при построении модели материалах обычно не приводится.

Г. В. Краснопевцева [17] предприняла попытку составить трехслойную статистически обоснованную модель литосферного панциря на основании совокупности данных ГСЗ, полученных по территории СССР. Автор отмечает, что далеко не для всех регионов удалось составить трехслойную модель. Для отдельных участков Западной Сибири и горных областей Средней Азии по результатам малодетальных исследований построена двухслойная модель... Детальные сейсмические исследования показывают, насколько сложна в самом деле реальная среда и по структуре, и по скоростной расслоенности. Очень сложные разрезы получены на Кольском полуострове, на Украине, Урале. В этих случаях традиционную трехслойную модель также составить не удается.

Автор для построения трехслойной модели избрала такой путь: верхний слой литопанциря выделялся по ограничению сверху поверхностью Φ , а снизу — по наиболее четкой внутрикоровой границе вблизи скоростного уровня 6,3 км/с. При таком подходе скорости в первом слое варьировали от 5,0 до 6,3 км/с. Нижний слой литопанциря принимался между поверхностью M и границей Конрада, а при ее отсутствии ограничивался сверху скоростными уровнями 6,5–6,6 км/с. Промежуточный средний слой определялся по остаточному принципу, после исключения верхнего и нижнего слоев. Этот слой характеризовался значениями скоростей 6,4–6,5 км/с.

Общие различия указанных трехслойных моделей довольно значительны (рис. 45). Они касаются, прежде всего, оценки положения волноводов. В основу построения рассмотренных трехслойных моделей положен идентичный материал ГСЗ по территории СССР и использован близкий подход. Однако в связи с попыткой использования статистических оценок выводы Г. В. Краснопевцевой представляются относительно более предпочтительными.

Хотя из числа слоистых моделей литопанциря за трехслойными моделями безусловно сохраняется лидерство по популярности, систематически предпринимаются попытки уточнения слоистой структуры литопанциря на основе разработки различных многослойных моделей.

Четырехслойная одномерная модель литопанциря (рис. 46) разработана группой авторов по результатам многолетних комплексных геолого-геофизических исследований на северо-востоке Балтийского щита [44]. Согласно этой модели первый слой имеет мощность около 6 км, отличается наибольшей латеральной неоднородностью, ослаблен многочисленными нарушениями, характеризуется эффективной ползучестью. Он сопоставляется авторами с гранитно-метаморфическим слоем.

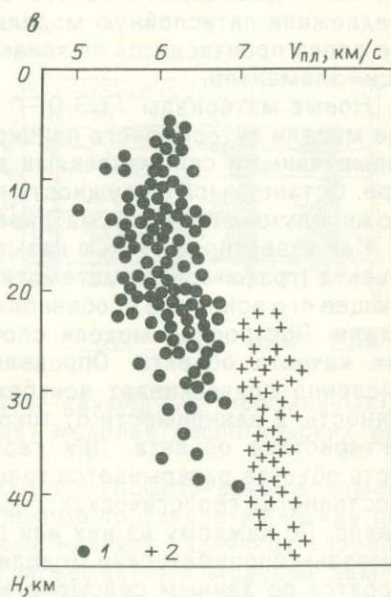
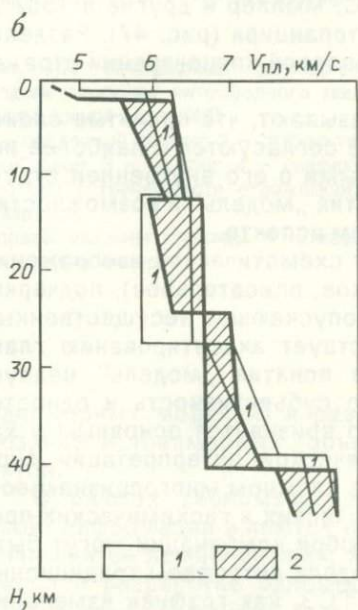
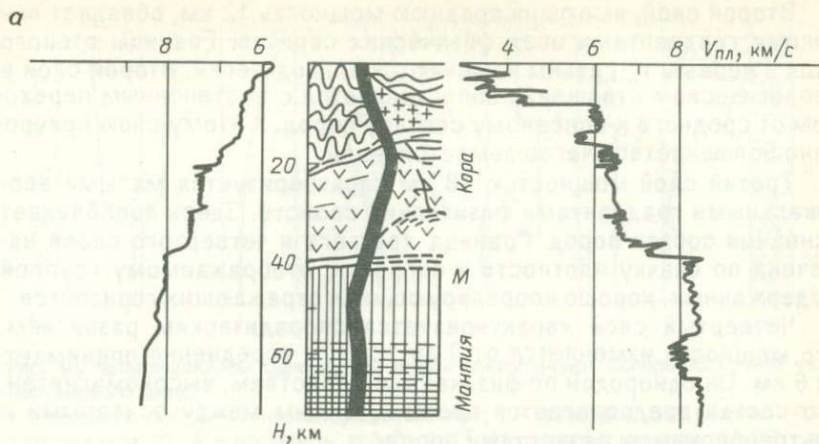


Рис. 45. Основные разновидности трехслойных моделей земной коры:

а – модели И.П. Косминской; **б** – сопоставление модели И.П. Косминской и Н.И. Павленковой (1) со статистической моделью Г.В. Краснопецевой (2); **в** – распределение в литопанцире СССР и сопредельных районах прослоев с пониженной (1) и повышенной (2) скоростью сейсмических волн. По Г.В. Краснопецевой

Второй слой, имеющий среднюю мощность 12 км, обладает высокими градиентами всех физических свойств. Границы второго слоя с первым и третьим намечаются эпизодически. Второй слой в геологическом отношении сопоставляется с постепенным переходом от среднего к основному составу пород. К этому слою приурочено большинство очагов землетрясений.

Третий слой мощностью 18 км характеризуется малыми вертикальными градиентами физических свойств. Здесь преобладает основной состав пород. Граница третьего и четвертого слоев намечена по скачку плотности и скорости, отображаемому группой выдержанных, хорошо коррелирующихся отражающих горизонтов.

Четвертый слой характеризуется спорадическим развитием, его мощность изменяется от 0 до 12 км и усредненно принимается 6 км. Он однороден по физическим свойствам, высокомагнитен, его состав предполагается промежуточным между основными и ультраосновными разностями пород.

На основании исследований ОГТ по системе профилей в северной части Швейцарии и на юге ФРГ С. Мюллер и другие в 1987 г. предложили пятислойную модель литопанциря (рис. 47). Разделение слоев производится по зонам массовой концентрации отражающих элементов.

Новые материалы ГСЗ-ОГТ показывают, что принятые слоистые модели литосферного панциря не согласуются с наиболее информативными сейсмическими данными о его внутренней структуре. Остановимся на сущности понятия „модель” и возможностях его использования в рассматриваемом аспекте.

Как известно, моделью называют схематическое изображение объекта (графическое, математическое, описательное), подчеркивающее его основные особенности и опускающее несущественные детали. Построение модели способствует акцентированию главных качеств объекта. Определение понятия „модель” недвусмысленно подчеркивает неизбежную субъективность и односторонность, в зависимости от того, что признается основным в характеристике объекта. При геонамической интерпретации сущность объекта раскрывается только в сложном многопризнаковом пространстве геологических, геофизических и геохимических признаков. По каждому из них или по любой комбинации могут быть намечены специфические модели. Модели литосферы традиционно строятся по данным сейсмологии и ГСЗ, как графики изменения скорости упругих волн и других параметров с глубиной. Такие модели (одномерные) хорошо известны [42]. Поступательное развитие науки использует любой ценный результат как истину первого приближения и отправную точку для дальнейшего углубления представлений. Поэтому в течение последних десятилетий основные усилия направлены на изучение латеральных неоднородностей строения земной коры и верхней мантии (т. е. отклонений от

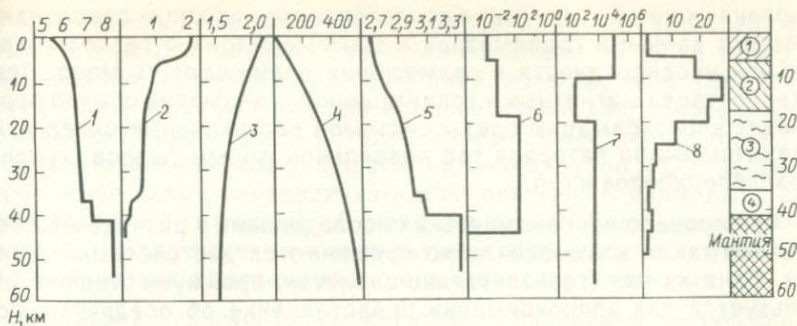


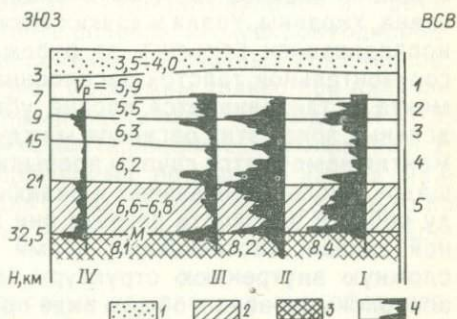
Рис. 46. Четырехслойная одномерная модель литопанциря северо-восточной части Балтийского щита:

1 – скорость, км/с; 2 – теплогенерация, мВт/м³; 3 – теплопроводность, Вт/м · К; 4 – температура, °С; 5 – плотность, кг/м³ · 10⁻³; 6 – намагниченность, А/м; 7 – электросопротивление, Ом · м; 8 – распределение очагов землетрясения по глубине, %; цифры в кружках – слои литопанциря

Рис. 47. Пятислойная двумерная модель строения литосферного панциря в южной части ФРГ:

1 – осадочный покров; 2 – "базальтовый" слой; 3 – мантия; 4 – графики частоты встречаемости отражающих площадок.

Справа указаны границы и номера слоев литопанциря



одномерных моделей) и разработку двумерных (профильных), а позднее и трехмерных (объемных) моделей геологических объектов.

В рамках геонимической (геолого-геофизическо-геохимической) информации имеются неизбежные противоречия между различными ее компонентами, которые находят различное разрешение при разработке одномерных и двумерных моделей земной коры и верхней мантии. Выполняя наблюдения в обнаженных районах и изучая керн скважин, геолог видит, что фундамент представляет собой сложно устроенную субстанцию (где доминируют интенсивные дислокации), резко отличную от вышележащих слоистых сред осадочного чехла. Поэтому в геологических представлениях принимают как аксиому положение о сложной дислоцированности и преобразованности пород в составе земной коры под влиянием тектонических, метаморфических, магматических и других

эндогенных процессов. Такие представления хорошо корреспондируются с данными гравиметрии и магнитометрии о резкой латеральной неоднородности в размещении возмущающих масс. При интерпретации магнитных и гравитационных аномалий обычно производят аппроксимацию среды системой вертикальных слоев или ограниченных по латерали тел правильной формы (шаров, кубов, параллелепипедов и т. п.).

При проведении сейсмических исследований в разведочной геофизике также взаимосвязанно применяются две системы моделей. Одна из них (горизонтально-слоистая) преимущественно используется для аппроксимации представлений об осадочном покрове, другая (вертикально-слоистая) — о фундаменте, т. е. верхней части земной коры, подстилающей осадочный чехол. При интерпретации результатов КМПВ поверхность фундамента изображают как поверхность вертикально-слоистых сред, вдоль которой изменяются граничные скорости и параметры рефракции.

При целенаправленных работах МОВ по изучению внутреннего строения верхней части литопанциря в различных районах Казахстана, Украины, Урала и других регионов, а также при специальных исследованиях ГСЗ-ОГТ за рубежом и в СССР отсутствие субгоризонтальной толстой расслоенности ниже поверхности фундамента устанавливается вполне убедительно. Как правило, в отдельных зонах этих регионов между поверхностями фундамента и мантии намечаются группы прерывистых слабых отражающих площадок, субгоризонтальных и падающих под разными углами. Между собой в плоскости разреза они разделены участками прозрачной записи, хаотическими осями синфазности, что отображает сложную внутреннюю структуру земной коры и не может быть аппроксимировано в общем виде при разработке модели толстыми квазиоднородными слоями.

Вышеуказанные компоненты геонамической информации в согласии друг с другом характеризуют земную кору ниже поверхности фундамента как некоторую негоризонтально-слоистую, сложно устроенную среду, состоящую из трехмерных тел.

По мнению автора, крушение гранитно-базальтовой модели земной коры является свидетельством несовершенства не данной конкретной модели, а означает несовершенство *всего класса субгоризонтальных толстослоистых моделей литосферного панциря вообще*. Поэтому не имеет значения на сколько слоев мы станем его расчленять, важно, что его *не следует разделять на слою*. Проблема состоит не в замене одних предельно упрощенных моделей другими, а в создании принципиально иных моделей, близких к реальным, не противоречащих всей или основной геонамической информации.

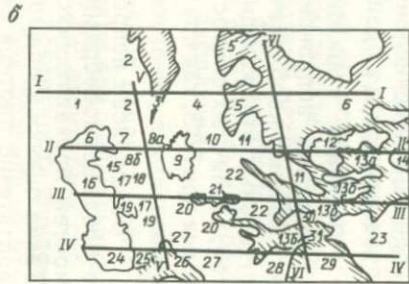
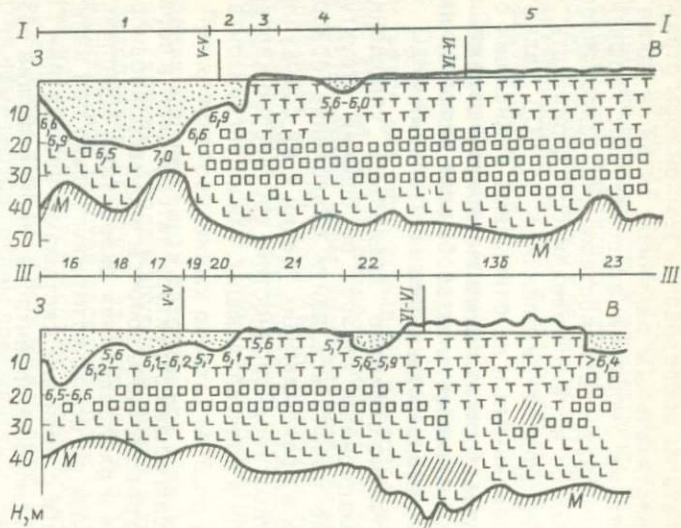
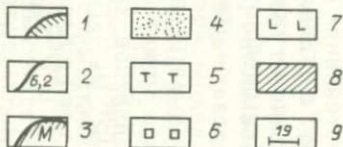
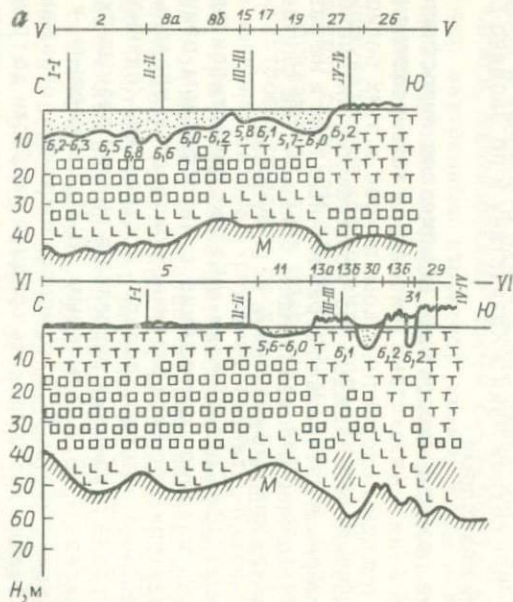
На основании результатов исследований земной коры отраженными волнами с близвертикальным падением лучей, а также по материалам интерпретации аномалий естественных геофизических полей и наблюдений над особенностями дислоцированности фундамента необходимо со всей определенностью признать, что горизонтально-слоистые модели литопанциря по ГСЗ являются чрезмерно схематизированными и не описывают важнейших особенностей его структуры. Однако новые материалы отраженных волн еще малочисленны и элементы их обобщения являются лишь первым шагом, а сделанные выводы — предварительными.

Отклоняя горизонтально-слоистые предельно упрощенные модели как аппроксимационный аппарат обобщений структуры литосферы, необходимо попытаться найти объяснение природы отдельных отражающих и преломляющих границ и их совокупностей, различных скоростных неоднородностей, достоверно картируемых при ГСЗ, как круто- и пологопадающих, так и субгоризонтальных.

Обращаясь к вопросам общей структуры литопанциря, в первую очередь целесообразно рассмотреть вопросы его макронеоднородностей, проявляющихся в распределении скоростных комплексов. Такие оценки в обширных регионах возможны только при наличии достаточно плотной сети с полными системами наблюдений ГСЗ, включающей профили различной ориентации, пересекающие разнообразные структуры. В настоящее время, по мнению автора, наиболее благоприятные условия для таких оценок имеются только по двум регионам: по Средней Азии и Казахстану и по Западно-Европейской молодой платформе.

Региональные разрезы скоростных комплексов литосферного панциря Средней Азии и Казахстана (рис. 48), а также схемы распространения и толщины скоростных комплексов в этих регионах (рис. 49) показывают, что каждый из комплексов литопанциря формирует трехмерные, латерально ограниченные тела и не развит повсеместно [27]. Однако в подавляющем большинстве случаев в разрезах намечается общее увеличение V_p с глубиной.

По материалам ГСЗ в Средней Азии и Казахстане относительно полно может быть оценено размещение в литосферном панцире комплексов, характеризующихся различной скоростью продольных волн. Их выделению способствовало построение (начиная с 50-х гг.) в Казахстане глубинных разрезов в линиях равных скоростей И. К. Пушкаревым, Б. А. Хрычевым, В. И. Шацкиным и др. Крупномасштабные работы ГСЗ с использованием отраженных волн позволили более строго оценить средние скорости до границы M_i и наметить дифференциацию земной коры по интервальным скоростям.



В разрезе литопанциря Туранской плиты наиболее широко распространен комплекс с $V_p = 6,5-6,8$ км/с (см. рис. 48), отличающийся выдержанной от 8 до 14 км, которая в целом увеличивается с запада на восток (см. рис. 49). В субширотной области Туранской плиты, охватывающей около 25% площади региона и примерно совпадающей с Балхашско-Среднекаспийским поднятием поверхности M , среднескоростной комплекс перекрыт и подстилается комплексами с V_p равной 5,8–6,4 км/с и 6,9–7,3 км/с, мощности которых с небольшими флуктуациями близки между собой.

В более северных и южных районах происходит уменьшение мощности низкоскоростного комплекса при утолщении либо среднескоростного (впадины Северного Устюрта), либо высокоскоростного (северо-восточная часть Южно-Каспийской и центральная – Амударьинской впадин) комплексов, следствием чего является увеличение значений V_1 до 6,6–6,7 км/с.

На юго- и северо-западной окраинах региона установлено выклинивание из разреза литопанциря пород со скоростями менее 6,4 км/с (в небольших зонах менее 7,0 км/с), что подтверждается ростом значений V_1 до 6,6–7,0 км/с, а также высокими граничными скоростями по поверхности фундамента в пределах Прикаспийской, Южно-Каспийской, Предкопетдаг-Мургабской впадин, Предуральского прогиба, Центрально-Аральской впадины и Южно-Таджикской депрессии. Все перечисленные структуры характеризуются литопанцирем мафического типа, который развит на 25% площади региона.

Рис. 48. Сейсмические разрезы литопанциря Средней Азии и Казахстана (а) и схема их расположения с указанием основных тектонических элементов региона (б):

1 – выходы фундамента на поверхность (на рис. 48, б); 2 – поверхность Φ со значениями граничных скоростей; 3 – поверхность M ; 4 – осадочный чехол; 5–7 – комплексы: 5 – низко-, 6 – средне-, 7 – высокоскоростные; 8 – внутрикоровые волноводы; 9 – тектонические элементы (цифры на схеме и линиях разрезов): 1 – Прикаспийская впадина, 2 – Предуральский прогиб, 3 – Мугоджары, 4 – Тургайский прогиб, 5 – Казахстанская складчатая область, 6 – Северокаспийская впадина (а – группа впадин с мафическим литопанцирем, б – Барсакельмесско-Арстановский геоблок), 9 – Араломорская впадина, 10 – Джусалинский свод, 11 – Чу-Сарысуйская впадина, 12 – Прибалхашская впадина, 13 – Тянь-Шань (а – Северный, б – Средний, в – Южный), 14 – Джунгарская впадина, 15 – Центрально-Устюртская система дислокаций, 16 – Среднекаспийская впадина, 17 – Южномангышлакско-Устюртская впадина, 18 – Карабогазский свод, 19 – Туаркыр-Капланкырская система дислокаций, 20 – Амударьинская впадина, 21 – Центрально-Кызылкумская система поднятий, 22 – Среднесырдарьинская впадина, 23 – Таримский массив, 24 – Южно-Каспийская впадина, 25 – Западно-Туркменская впадина, 26 – Копетдаг, 27 – Предкопетдаг-Мургабская впадина, 28 – Южно-Таджикская впадина, 29 – Памир, 30 – Ферганская впадина, 31 – Алайская впадина

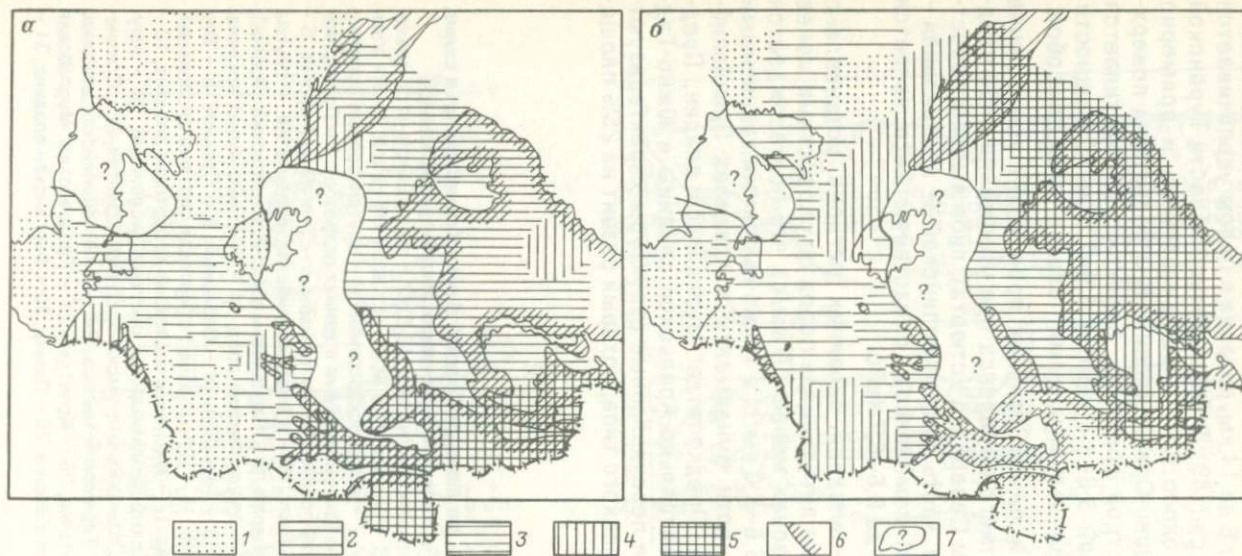


Рис. 49. Схемы распространения и мощности скоростных комплексов литопанциря в пределах Средней Азии и Казахстана: а - V_p от 5,5 до 6,4 км/с; б - V_p от 6,5 до 6,8 км/с; 1 - область отсутствия комплексов; 2-5 - мощности комплексов, км: 2-4-10, 3-10-15, 4-15-20, 5 - свыше 20; 6 - границы выходов фундамента на поверхность; 7 - зоны отсутствия достоверной информации о скоростных комплексах

Наибольшую часть разреза земной коры (40–50%) Казахстанской складчатой области и Мугоджар занимает среднескоростной комплекс.

Аналогичные материалы приведены по литосферному панцирю Западно-Европейской молодой платформы, альпийской складчатой области и Средиземноморью, свидетельствующие о развитии на их большей части только одного низкоскоростного комплекса с $V_p < 6,5$ км/с [27]. Среднескоростной комплекс ($V_p = 6,5–6,8$ км/с) отсутствует на 40–50% территории данных сооружений, а высокоскоростной – на 60–70% их территории.

Материалы по Евразии и Америке подтверждают, что общее увеличение в литопанцире скорости с глубиной от 5,5–6,0 до 6,9–7,5 км/с, являющееся глобальной тенденцией, не может автоматически переноситься на региональный уровень организации литопанциря. В различных регионах в вертикальном разрезе могут быть представлены или отсутствовать любые скоростные компоненты (комплексы) литопанцирного диапазона V_p (5,5–7,5 км/с). Многочисленные данные ГСЗ о выделении в конкретных разрезах волноводных и высокоскоростных комплексов, результаты бурения Кольской СГ-3 и другие данные показывают, что отступления от общего „порядка” поступательного увеличения скорости с глубиной являются не эпизодическими квазислучайными событиями, а свидетельствуют о характерных особенностях структуры литопанциря.

Эти принципиальные и фундаментальные особенности литопанциря обуславливают многочисленные скоростные, плотностные, прочностные и другие инверсии (по вертикали) и сложные латеральные вещественные неоднородности. Именно такое общее устройство литопанциря отражает его способность к активной тектонической подвижности при малых изменениях напряжений в Земле и при проявлениях разнородных эндогенных воздействий.

Идеализированная слоистая модель литопанциря хорошо подходит для объяснения его стабильности, неизменности, завершенности. Напротив, активность и подвижность литопанциря увязываются и согласуются с его региональной сложной латерально неоднородной инверсионной структурой, сформированной трехмерными отдельностями.

Таким образом, рассмотрение строения литопанциря на региональном уровне приводит к заключению о его общей неслоистости, о нецелесообразности использования слоистых моделей для общей характеристики структуры литопанциря. Указанный вывод основан на обобщениях конкретного фактического материала. Поэтому целесообразно рассмотреть, каковы идейные основы представле-

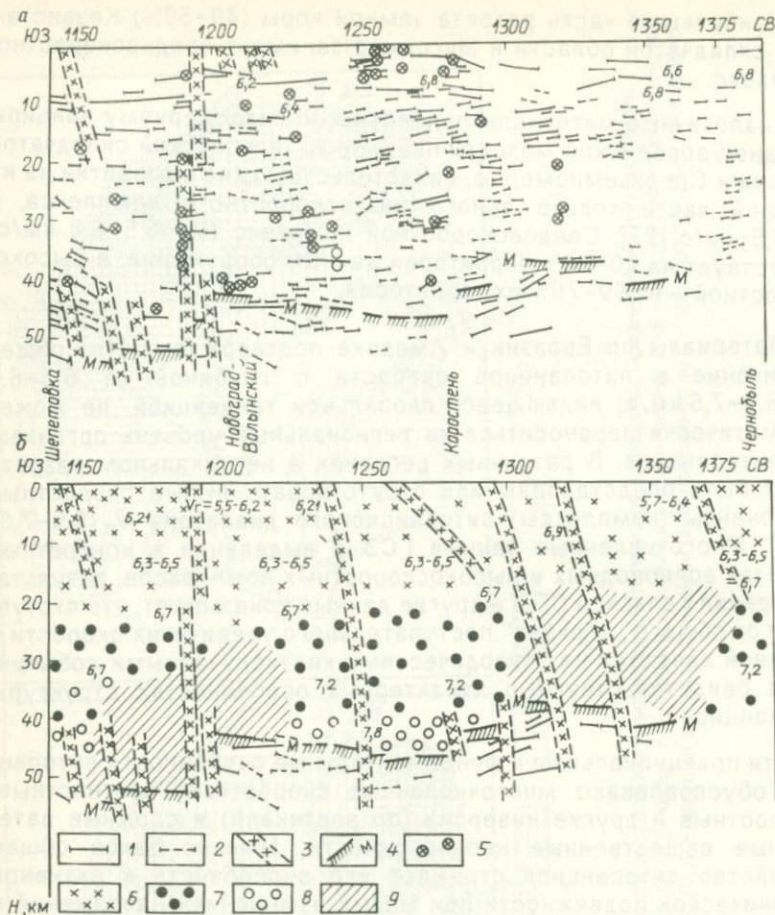


Рис. 50. Сейсмический разрез (а) и его геологическая интерпретация (б) по линии Шепетовка – Чернобыль. По Т.С. Лебедеву, с изменениями:

1 – сейсмические преломляющие горизонты; 2 – отражающие площадки; 3 – зоны разломов; 4 – граница М; 5 – точки дифракции; 6 – гранитоиды и мигматиты; 7 – породы гранулитовой фации; 8 – эклогитоподобная субфация; 9 – астенолиты базальтового состава; цифры на разрезе – значения V_T

ний о слоистости литопанциря, в основе которых находятся следующие соображения.

1. Все та же концепция геосфер, т. е. общий дедуктивный подход, корнями уходящий к плутонистам.

2. На более поздних этапах была сформирована концепция вертикальной петрофизической зональности в результате периоди-

ческих общеземных процессов изменения эндогенной температуры и давления. Под влиянием таких процессов предполагается образование прогрессивных или регрессивных рядов формаций, которые служат основой структурно-формационных комплексов, отождествляемых с компонентами слоев литосферного панциря. Заключение о том, что эволюция вещественного состава земной коры во времени выражается в ее слоистости [9], служит одной из концептуальных основ, по крайней мере, многих современных представлений о горизонтальной слоистости земной коры.

3. Сходной является концепция, наиболее полно разработанная группой украинских геофизиков (Т.С. Лебедев и др.), которой предусматривается обусловленность сейсмических границ в земной коре процессами регионального метаморфизма.

При конкретном анализе материалов ГСЗ по Украинскому щиту (рис. 50) авторы обсуждаемой концепции верхнюю часть щита представили исключительно магматической, подвергнутой амфиболитовой фации метаморфизма, а в нижней части литопанциря щита выделяют толщи гранулитовой фации метаморфизма и субфацию эколитоподобных пород.

Приведенные конкретные фактические данные (см. рис. 50), по мнению автора, не соответствуют представлениям о толстослойной структуре литопанциря.

4. Выдвинуто несколько идей более частного характера, в которых сделаны попытки объяснить отдельные (по мнению авторов идей, ключевые) аспекты горизонтально-слоистых моделей литопанциря. В работах В. Н. Николаевского, В. И. Шарова и других концентрируется внимание на существовании в средней части разреза литопанциря необычного слоя с инверсией упругих свойств, оказывающей определяющее влияние на формирование поля V_p иного процесса по сравнению с региональным прогрессивным метаморфизмом. Такой слой некоторые исследователи склонны объяснять серпентинизацией гипербазитов, а упомянутые авторы считают этажом наибольшей трещиноватости и обводненности.

Обсуждая эту группу воззрений, отметим, что реальные распределения волноводов в литопанцире (см. рис. 45) совершенно не согласуются с идеями о выделении инверсионного слоя, а общие особенности размещения совокупностей отражающих границ в различных зонах литопанциря не позволяют объяснять глубинные отражения какой-либо одной причиной из числа рассмотренных здесь. Вместе с тем частные толкования отдельных отражений или их групп конкретными особенностями распределения напряжений вполне возможны.

Прежде чем обратиться к конкретному анализу разрезов МОВ-ОГТ, характеризующих структуру литопанциря в различных тектонических сооружениях, отметим кратко основные, твердо установленные геологические ситуации образования отраженных волн

внутри литопанциря: 1) различный состав пластов осадочных пород (песчаники, глины, известняки, эвапориты), подвергнутых слабой или средней степени метаморфизма; 2) контакты магматических пород разного состава, особенно даек основных пород; 3) незалеченные разломы современные и обновленные, выраженные зонами высокой трещиноватости и милонитизации; 4) разломы, залеченные жильным и рудным веществом с акустическими свойствами, резко отличными от свойств вмещающих толщ; 5) контакты интрузий с вмещающими породами; 6) контакты пород разных фаций метаморфизма.

Необходимо отметить, что все указанные границы оптимально выделяются при углах наклона до $10-15^\circ$, ослаблены и подвергнуты небольшим искажениям при углах наклона $15-30^\circ$, и неуверенно картируются при больших углах наклона лишь при значительных перепадах акустической жесткости.

Структура литопанциря древних платформ наиболее обстоятельно изучена в ряде районов Украинского и Балтийского щитов, а также на Лаврентийском кратоне. При всех исследованиях ОГТ отмечается интерференционный характер отражений, изменчивость их динамической выраженности и полное отсутствие непрерывных протяженных (более $10-15$ км) отражающих границ. Наиболее целенаправленное исследование проведено Г. М. Дрогацкой в центральной части Украинского щита, где изучалась структура Сурского и Криворожского синклиналиев и Корсунь-Новомиргородского плутона.

Синклиналии сложены архейскими толщами, включающими продуктивную железисто-кремнистую формацию. Основные отражения приурочены к железистым горизонтам и межпластовым ультраосновным интрузивам. В синклиналиях процессы метаморфизма не нарушили первичной дифференциации осадочно-вулканогенной толщи и выдержанности по простиранию железистых пластов. По совокупностям отражающих горизонтов прослежено строение синклиналей на глубину $5-7$ км, они характеризуются углами падения до $40-50^\circ$.

С гранитоидными куполами связаны прозрачные зоны и дискретные „штриховые” волновые поля. Внутри интрузива отражающими площадками намечены разломы, к которым приурочена пегматитовая минерализация.

Аналогичная характеристика глубинных отражений фиксируется в северной части Украинского щита по профилю III (см. рис. 50). Здесь значительные отражающие границы в подошве гранитоидов обнаружены на глубинах порядка 20 км. Характерно, что под гранитоидами вплоть до основания литопанциря развиты высокоскоростные толщи.

В пределах Балтийского щита наиболее обстоятельно изучены возможности ОГТ и природа отражающих границ внутри литопан-

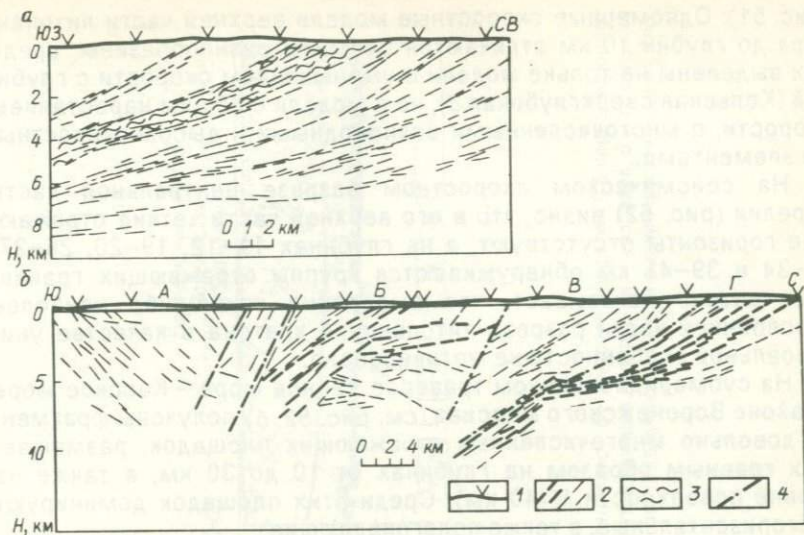


Рис. 51. Сейсмические разрезы через северное крыло Печенгской структуры, сложенное вулканогенно-осадочными образованиями (а), и через юго-восточную часть Печенгской структуры и соседние блоки коры (б):

1 – пункты взрыва на профиле; 2 – отражающие границы различной интенсивности на рис. 51, б; 3 – филлитовая толща (ждановская свита); 4 – разрывные нарушения. А – гранулитовый блок; Б – Аллареченский гнейсовый блок; В – Пороярвинская структура (тундровая серия сланцев, амфиболитов); Г – Печенгский вулканогенно-осадочный комплекс

цира в районе Печенгского синклиория, где сейсмические исследования на поверхности и в скважинах проводились более 20 лет И. В. Литвиненко и др. Здесь детальными работами установлено своеобразие сейсмических характеристик гнейсовых и осадочно-эффузивных комплексов, гранитоидных массивов. В осадочно-эффузивных комплексах отражающие границы приурочены к контактам вулканитов, осадков, туфов и интрузивов. Картируя эти границы по площади, удалось построить структурные поверхности Печенгской приразломной мульды. Отдельные границы тяготеют к пологим разрывам, стратиморфным приразломным телам диабазов и ультраосновных пород. Намечены отражающие площадки, отображающие подошву гранитоидных массивов и разрывные нарушения, а также петроскоростные неоднородности гнейсового комплекса.

Высокоскоростные интервалы характеризуются наиболее интенсивными совокупностями отражающих площадок, однако не отмечено ни одного случая непрерывного трассирования отражений. Все они имеют прерывистый фрагментарный характер

(рис. 51). Одномерные скоростные модели верхней части литопанциря до глубин 10 км отличаются большим разнообразием, среди них выделены не только модели с уменьшением скорости с глубиной (Кольская сверхглубокая 3), но и модели с общим нарастанием скорости, с многочисленными волноводными и высокоскоростными элементами.

На сейсмическом скоростном разрезе центральной части Карелии (рис. 52) видно, что в его верхней части четкие отражающие горизонты отсутствуют, а на глубинах 11–12, 19–20, 26–27, 32–34 и 39–41 км обнаруживаются группы отражающих границ. Этот разрез показывает, что выделение какой-либо наиболее расслоенной части разреза литопанциря кратона в качестве универсальной особенности не мотивировано.

На субмеридиональном траверсе Черное море – Карское море в районе Воронежского массива (см. рис. 52, б) получены фрагменты довольно многочисленных отражающих площадок, размещаемых главным образом на глубинах от 10 до 30 км, а также на уровне поверхности $M(40\text{ км})$. Среди этих площадок доминируют субгоризонтальные, а также пологопадающие.

Глубинные исследования отраженными волнами по программе КОКОРП на Северо-Американском кратоне проведены в нескольких районах в штатах Мичиган, Канзас и др. Повсеместно фиксируются фрагментарные субгоризонтальные или пологопадающие отражающие площадки в пределах литопанциря, при преобладающей роли в нем прозрачных зон и полном отсутствии непрерывных отражающих границ.

Известным исключением являются результаты ГСЗ-ОГТ в юго-западной части Оклахомы, вблизи границы с Техасом. В этом районе глубже подошвы палеозойских отложений, залегающей на 1,3 с, обнаружены слоистые толщи. По-видимому, здесь на северной окраине впадины Мексиканского залива выделен рифейский бассейн с мощностью осадочно-вулканогенных толщ 7–10 км, подошва которых располагается на глубине 10–13 км.

В шт. Миннесота профилями ГСЗ-ОГТ изучена тектоническая зона Великих озер, ограниченная блоками архейских гранитоидов на севере и основных гнейсов на юге (рис. 53). Глубинные сейсмические разрезы свидетельствуют, что фрагменты отражающих границ обильны в верхней части литопанциря (до 15 км), а с 15 до 45–48 км отмечаются только локально. Характерно преобладание субгоризонтальных отражений, особенно в областях развития гранитов и гнейсов.

В северной части шт. Нью-Йорк профилями КОКОРП исследовано глубинное строение протерозойского анортозитового купола в горах Адирондак. Здесь на глубинах 18–26 км выделен локальный интенсивный отражающий комплекс Тагавус. Природа этого комплекса продолжает привлекать внимание исследователей. Вначале

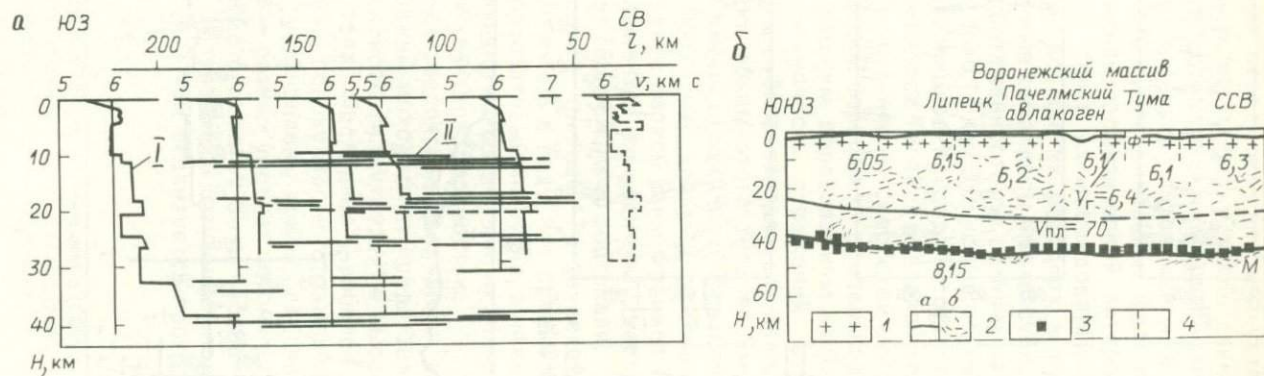


Рис. 52. Типичные сейсмические разрезы древних платформ:

а - сейсмический разрез земной коры по профилю Кемь - Тулос (по И.В. Литвиненко); б - участок профиля ГСЗ через Воронежский массив; I - графики V_p ; II - отражающие площадки, 1 - фундамент; 2 - отражающие границы (а - условная, б - отдельные фрагменты); 3 - глубины поверхности М по данным преломленных волн; 4 - вертикальные контакты различных гнейсовых блоков

предполагалось широкое распространение здесь трещиноватых обводненных пород, так как была установлена высокая электропроводимость комплекса. Однако данные S-волн (рис. 54) свидетельствуют против такой интерпретации.

Комплексы, внутри литопанциря, в которых определена высокая плотность субпараллельных фрагментов отражений, получили в англоязычной геофизической литературе наименование „отражательных”. Опыт их исследований еще невелик, однако они обнаружены во многих регионах в разных частях литопанциря. Обычно данные комплексы имеют субизометричную в плане конфигурацию, протяженность по разным направлениям до 50–100 км, толщину от 5 до 10 км. Это новые объекты геофизических исследований в литопанцире, природа которых еще не выяснена.

Для комплекса Тагавус диапазон вероятных V_p оценен от 6,5 до 7,5 км/с. Такие значения скоростей могут быть присущи различным магматическим породам от основных до ультраосновных, а также метаморфическим образованиям амфиболитовой и гранулитовой фаций. Совокупность отражений формирует при трехмерном изображении субгоризонтальный клин, утоняющийся к северо-западу. Общий объем этого тела весьма значителен и превышает 4000 км³. Каждый отражающий фрагмент прослежен не более чем на 5 км. Поскольку длины отраженных волн составляют здесь 300 м, а радиус первой зоны Френеля близок 1 км, размеры отражающих элементов, по-видимому, варьируют от 1 до 4 км по горизонтали и от 75 до 600 м по вертикали.

При оценке природы Тагавусской совокупности отражений необходимо иметь в виду, что сравнительно близко над ней обнажается анортозитовый интрузив, а нижняя часть Тагавусского тела и подстилающие толщи до глубин 30 км характеризуются аномально высокой электропроводностью.

Наиболее вероятные варианты интерпретации, по мнению автора, должны исходить из представлений о мафической магматогенной слоистости (интрузии) и высокой металлоносности Тагавусского тела. Последнее наиболее интересно в прикладном аспекте, ибо совокупности отражений, подобные Тагавусскому феномену, установлены при исследованиях ГСЗ-ОГТ в различных регионах при разных уровнях глубинности, и при более обстоятельном изучении они могут быть прослежены на уровни, доступные бурению. Выделение и изучение подобных объектов особенно важно в СССР, где реализуется программа сверхглубокого бурения.

Рис. 53. Разрезы КОКОРП по шт. Миннесота (США):

а – схема расположения профилей с элементами геологической ситуации; б, в – разрезы (б – меридиональные, в – широтные); 1 – протерозойские гранито-гнейсовые комплексы; 2 – архейские гнейсы

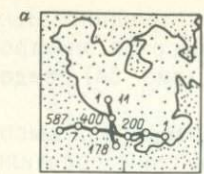
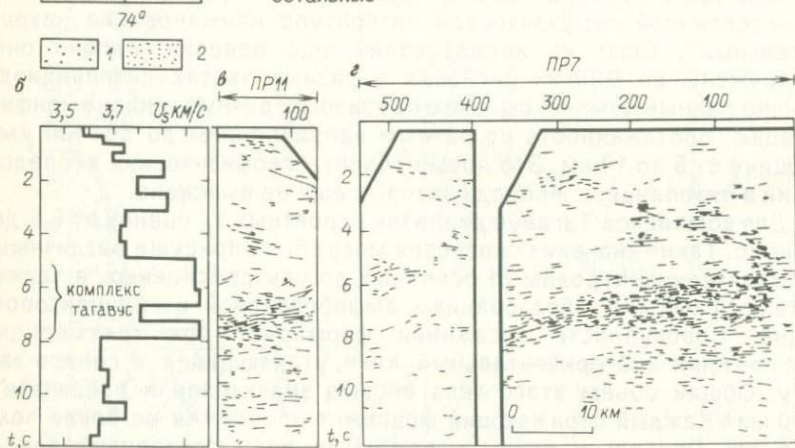


Рис. 54. Сейсмические разрезы КОКОРП через горы Адирондак (США):

а – схема расположения разрезов; б – график изменения V_S ; в, г – временные разрезы: в – по широтному профилю 7, г – по меридиональному профилю 11; 1, 2 – протерозойские породы: 1 – анортозиты, 2 – остальные



Обратимся теперь к особенностям структуры литопанциря фанерозойских складчатых сооружений по данным их изучения ГСЗ-ОГТ и другими модификациями с высокой плотностью информации. Отметим, что общий объем таких исследований быстро возрастает, но пока относительно невелик. Поэтому разделение совокупности данных на компоненты, связанные со складчатыми сооружениями разного возраста, представляется нецелесообразным.

Исследования МОВ и ОГТ на Урале длительное время проводились главным образом для изучения строения верхней части литопанциря до глубин 5–15 км, в ходе которых повсеместно зарегистрировано штриховое волновое поле. Детальное изучение по данным АК величин V_p показало, что тектонические нарушения сопровождаются неоднозначными изменениями физических свойств. В магматических и высокоскоростных осадочно-метаморфических породах они отмечаются преимущественно пониженными значениями V_p и V_s . В эвгеосинклинальных зонах многие отражающие фрагменты приурочены к контактам в толще эффузивно-осадочных пород, обычно подвергнутых значительным дислокациям.

На всех широтных профилях через Урал наиболее интенсивные и стабильные отраженные волны зарегистрированы от „границы” (мощностью в сотни метров) между синклинирием и Восточно-

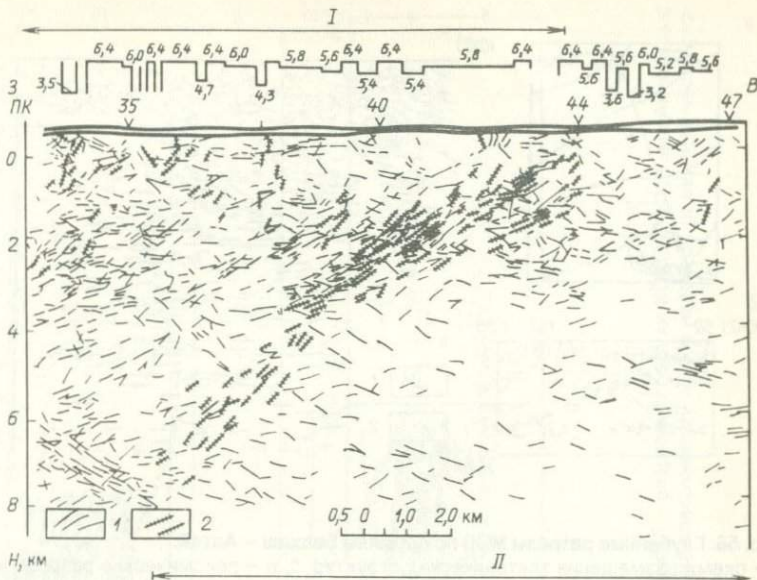


Рис. 55. График распределения V_p по поверхности Φ и разрез МОВ по Чекинскому профилю (Урал):

1, 2 – отражающие площадки, связываемые: 1 – с литологическими границами, 2 – с разрывными нарушениями; I – Магнитогорский синклиорий; II – Восточно-Уральское поднятие

Уральским поднятием. На Чекинском профиле (рис. 55) вдоль этой границы развиты тела серпентинитов. Система сильных отражающих границ от ПК 44 погружается на запад под углом 30° , затем западнее ПК 40 угол погружения возрастает до $40-50^\circ$. По-видимому, пакеты сближенных субпараллельных отражений картируют ложе прогиба. Как явствует из рис. 55, плотность отражающих фрагментов в мегасинклиории значительно выше, чем в Восточно-Уральском поднятии. В последнем отмечаются обширные прозрачные зоны, отвечающие известным здесь массивам гранитоидов.

В пределах Восточного Казахстана проведены значительные объемы глубинных исследований отраженными волнами, большая часть результатов которых еще не опубликована. По профилям МОВ вкрест простирания Чу-Илийского антиклинория наиболее регулярной компонентой волнового поля являются отраженные волны от плоскости Жалаир-Найманской шовной зоны. Отражающие площадки непосредственно приурочены к зоне разрывных нарушений и падают под углами $40-50^\circ$ к северу-востоку, с некоторым выполаживанием на глубине 10–12 км.

По профилю Балхаш–Алтай проведена сейсмометрия МОВ

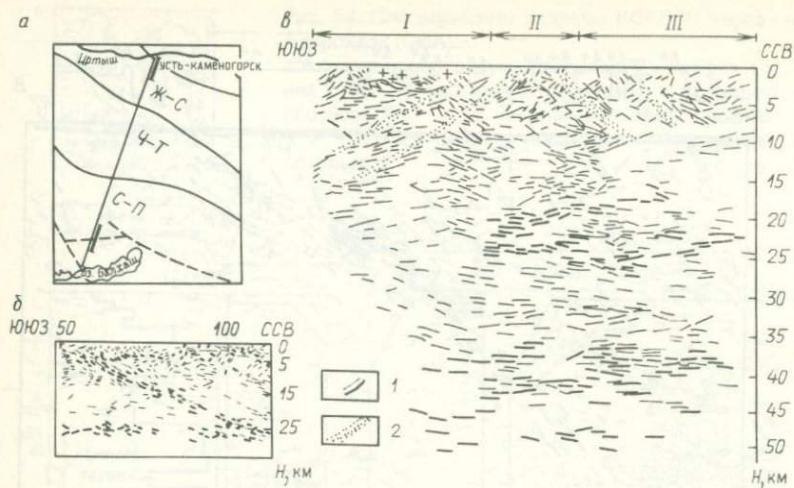


Рис. 56. Глубинные разрезы МОВ по профилю Балхаш – Алтай:

а – схема размещения тектонических структур; б, в – сейсмические разрезы южной (б) и северной (в) частей профиля; структуры: Ж-С – Жарма-Саурская складчатая система, Ч-Т – Чингиз-Тарбогатайская система, С-П – Северо-Прибалхашский мегасинклиниорий; I – Жарминский синклиниорий; II – Чарско-Манракская зона; III – Южно-Алтайская складчатая система; 1 – отражающие площадки; 2 – дизъюнктивные зоны

(рис. 56) с глубиной освещения разреза 25–30 км, а на отдельных участках до 45–50 км. Наиболее выразительными на сейсмическом разрезе, по заключению Т. А. Акишева и др., являются долгоживущие тектонические нарушения, фиксируемые по ансамблям вытянутых вдоль них субпараллельных отражающих площадок. Наклонные (35–55°) нарушения прослежены на всю глубину сейсмической записи до 30–45 км. Это однозначно свидетельствует об общей однотипной хрупкости по всему разрезу литопанциря и отсутствии здесь ползучих слабвязких „слоев”.

В северной части профиля в средней части разреза, напротив, выявлена совокупность интенсивных отражений, весьма схожая с комплексом Тагавус. Для всего разреза профиля характерно преобладание наклонно-слоистых пакетов отражений и разрозненных отражающих фрагментов в верхней части разреза до глубин 12–15 км. Наклонные пакеты лишь по единичным разломам „проникают” в нижнюю часть литопанциря, в которой в интервале от 12–15 км до поверхности мантии повсеместно преобладают субгоризонтальные и пологие отражения, распространенные разрозненно, диффузно или формирующие ансамбли и пакеты, разделенные зонами прозрачной и полупрозрачной записи.

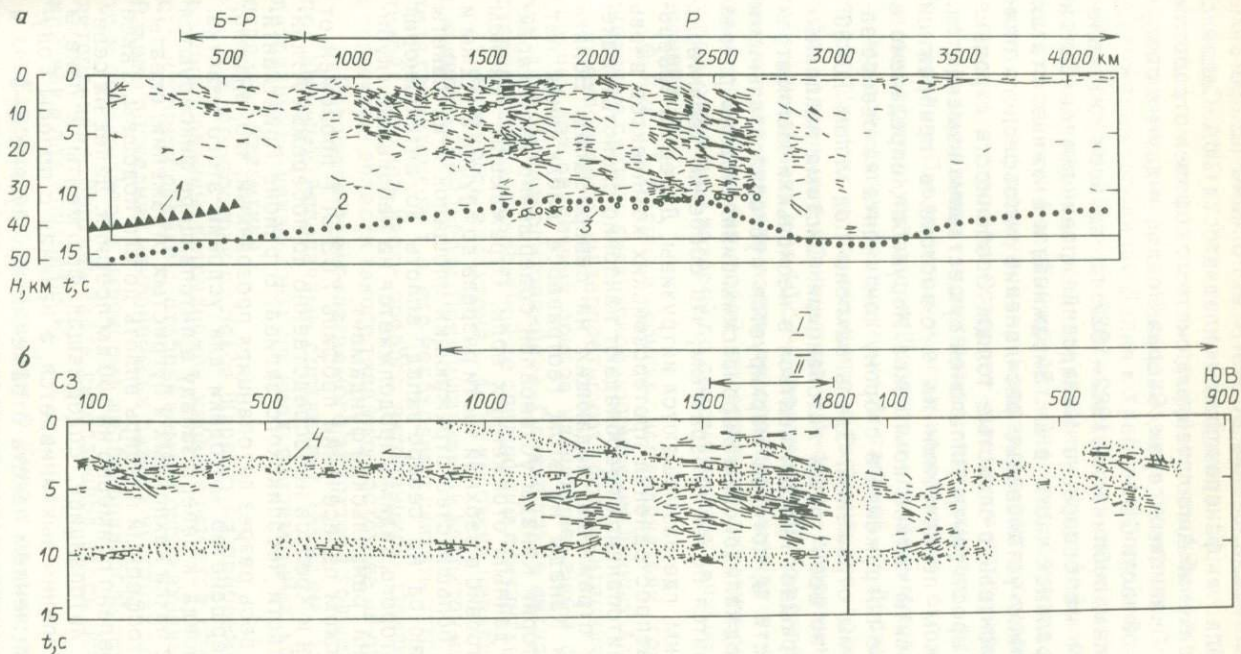


Рис. 57. Разрезы ГСЗ-ОГТ через Аппалачи:

а – разрез КОКОРП через шт. Вирджиния (Р – Ричмонд, Б-Р – Блу-Ридж); б – разрез по профилю КОКОРП в Южных Аппалачах; 1–3 – положение поверхности М по различным данным; 4 – положение поверхностей М, Ф и надвигов (в верхней части разреза); I – триасовый грабен Риддлевиль; II – прибрежная равнина

Значительные исследования ГСЗ-ОГТ выполнены по программе КОКОРП в областях фанерозойской складчатости США. Сделано несколько пересечений Аппалачей, ряд систем профилей отработан в Кордильерах, Скалистых горах, Сьерра-Неваде и других сооружениях в западной части США.

По материалам публикаций 1982–1987 гг. во всех пересечениях Аппалачей на севере, в Канадской провинции Квебек и шт. Мэн, в центральной части, в шт. Вирджиния и в южных штатах (рис. 57) отчетливо установлено расчленение литосферного панциря на негоризонтально-слоистые толщи. Особенности строения литопанциря по простиранию Аппалачей существенно изменяются. В Мэн-Квебекском пересечении на юго-востоке в прибрежной полосе, где развиты гнейсы комплекса Норульбег, определено в целом согласное погружение в сторону континента на северо-запад всей системы отражений. Здесь наклоны под углом 20–30° зафиксированы во всей толще литопанциря. Система наклонных отражений прекращает прослеживаться в нескольких километрах выше поверхности *M*, которая маркируется субгоризонтальными отражениями. Под каледонским Мерриэкским синклинорием разрез в целом становится более прозрачным, что особенно характерно для верхних 10 км, где размещаются интрузивы. Далее на северо-запад в зоне распространения протерозойских комплексов вновь во всей толще литопанциря преобладают наклонно-слоистые пакеты и ансамбли отражений, падающих на северо-запад. Вблизи границы США и Канады на этом геотраверсе наблюдений нет. Далее на территории Канады установлен совершенно иной характер разреза по данным отраженных волн. Отражающие границы закартированы только в верхней части разреза до глубин 8–12 км и преобладающее большинство отражающих площадок и их пакеты полого воздымаются на северо-запад, вплоть до антиклинория Нотр-Дам, до которого, видимо, продолжается на небольшой глубине докембрийский гренвильский фундамент.

На Вирджинском пересечении профиль ГСЗ-ОГТ проложен от провинции Долин и Хребтов непосредственно до побережья Атлантики в южной части Чесапикского залива. В районе Приатлантической равнины весь разрез литопанциря прозрачный, что, видимо, отражает несовершенство методики для условий этого участка. Начиная от Ричмонда, к северо-западу в литопанцире фиксируются многочисленные пачки наклонных и бугристых отражений, охватывающих весь литосферный панцирь вплоть до его подошвы. Такое строение установлено примерно на 100 км профиля. Далее на северо-запад толща литопанциря, содержащая фрагменты и пакеты отражений, постепенно выклинивается, а начиная с полосы Голубых гор, за исключением пакета отражений на глубине 8–9 км и отдельных диффузных отражающих площадок, наклоненных на юго-восток, весь литопанцирь становится прозрачным.

В южной части Аппалачей первый геотраверс ГСЗ-ОГТ был пройден в штатах Теннесси и Джорджия. Самым примечательным результатом данного профиля выделение под дислоцированными ниже-среднепалеозойскими комплексами складчатого сооружения провинции Долин и Хребтов на глубине 5–10 км группы субгоризонтальных пакетов отражающих элементов. Эта граница зафиксирована на указанном уровне и под рифейскими метаморфидами провинции Голубой хребет. Она трассируется дальше на юго-восток через шовную зону Бревард в антиклинорий Внутренний Пьедмонт, в строении которого участвуют интрузивы гранитоидов. Субгоризонтальная отражающая поверхность прослежена под Внутренним Пьедмонтом и ограничивающими его на юго-востоке метаморфическим поясом Шарлотт и сланцевым поясом Каролина.

На всем этом пересечении Аппалачей от Долин и Хребтов до пояса Шарлотт в литопанцире фрагментарно трассируются две субпараллельные границы: на 4,0–4,5 с – поверхность доскладчатого фундамента и на 10 с – поверхность М. Под складчатыми Аппалачами вся средняя часть литопанциря между этими поверхностями представляет собой прозрачную, акустически гомогенную среду, структура которой по сейсмическим данным не может быть оценена.

Ф. Кук, Д. Браун и другие исследователи группы КОКОРП, склонные считать гигантское сооружение Южных Аппалачей системой аллохтонов, интерпретируют фрагментарную отражающую границу как осадочный покров на нижележащем окраинно-континентальном палеолитопанцире. Однако такая интерпретация представляется маловероятной по следующим причинам.

1. Мощность аллохтона в 4–10 км очень невелика для области шириной в 250–350 км. Предполагаемый аллохтон включает многие тела гранитоидов, т. е. его необходимо считать отторженцем (пластиной) верхней части зрелого литопанциря. Однако автохтонные остаточные области такого типа юго-восточнее не обнаруживаются.

2. Без учета предполагаемого аллохтона толщина литопанциря под Южными Аппалачами составляет 16–22 км. Такие мощности литопанциря неизвестны на всех современных континентальных окраинах Атлантики.

3. К юго-востоку от пояса Шарлотт на прибрежной равнине до района Саванны литопанцирь характеризуется совершенно иным структурным обликом, отображаемым отражающими площадками. Пакеты последних наклонены на разных участках то к юго-востоку, то к северо-западу, маркируя дислокации большей нижней части литопанциря. Верхняя часть литопанциря здесь остается прозрачной, как и под Аппалачами.

4. Вопреки представлениям Ф. Кука и других, поверхность М к юго-востоку от Аппалачей вовсе не испытывает общих воздыманий. На прибрежной равнине близ Саванны, напротив, она слабо

погружается, а в Вирджинии на прибрежной равнине даже углубляется до 50 км и более.

Ни в одном из районов востока США литопанцирь не может быть аппроксимирован горизонтально-слоистой моделью. В этой области намечаются две разновидности структурного облика литопанциря. Первая отличается дислоцированностью всей толщи литопанциря, в которой прослеживаются пакеты наклонных отражений. Она характерна для крайней юго-восточной части Аппалачей, начиная от сланцевого пояса Каролина и Приатлантической равнины.

Вторая разновидность установлена главным образом под складчатым сооружением Южных Аппалачей, под провинциями Долин и Хребтов и Голубого хребта в шт. Вирджиния. Здесь литопанцирю свойственна высокая общая прозрачность, на фоне которой на глубине 6–10 км трассируется группа субгоризонтальных отражающих фрагментов временной мощностью 0,5–1,0 с.

В западных районах США и на тихоокеанской окраине Канады выполнена серия профилей, пересекающих складчатые сооружения различного возраста (геотраверсы по параллелям $48,5^\circ$ и 40° с. ш., Северной, Центральной и Южной Калифорнии, районов Рио-Гранде, Уинд-Ривер, Сокорро и др.). При всех пересечениях не зафиксированы участки, где литопанцирь может быть аппроксимирован горизонтально-слоистыми моделями. Во всех случаях в литопанцире запада США широко развиты ансамбли наклонных отражений. В Калифорнии к западу от Большого Бассейна преобладают пакеты отражений, наклоненные на запад в сторону моря, а севернее, в Орегонском и Ванкуверском сечениях – падающие на восток в сторону континента. В пределах Большого Бассейна и восточнее на большей части разреза литопанциря выделяются многочисленные и разнообразные ансамбли отражений, которые отмечаются во всех зонах литопанциря, в его верхней, средней и нижней частях. Повсеместно распространены наклонные ансамбли отражений, которые отчетливо доминируют над субгоризонтальными (рис. 58).

Группой БИРПС в акваториях вокруг Британских островов в 80-х гг. проведено свыше 8000 км глубинных зондирований отраженными волнами, в результате которых обстоятельно освещено глубинное строение каледонид, герцинид и континентальной окраины между Бискайским заливом и Шотландско-Исландским порогом. Полученные материалы доказывают нецелесообразность аппроксимации литопанциря этого региона горизонтально-слоистыми моделями. Ни в одном случае в литопанцире не выделены опорные границы или регионально прослеженные горизонтальные слои.

Исследования КОКОРП, БИРПС, а также аналогичных групп в ФРГ и Франции показали, что в областях фанерозойской складча-

тости структура литопанциря характеризуется отчетливым преобладанием наклонных ансамблей отражающих фрагментов при подчиненной роли субгоризонтальных ансамблей. Эти особенности литопанциря фанерозойских складчатых областей не свойственны кратонам, в которых, особенно за пределами верхней части литопанциря, доминируют ансамблированные и диффузные субгоризонтальные отражающие фрагменты.

Материалы отраженных волн с субвертикальным падением лучей свидетельствуют о чрезвычайно значительной латеральной изменчивости структуры литосферного панциря в различных регионах фанерозойской складчатости. Поэтому имеющиеся к середине 80-х гг. данные возможно не являются достаточно репрезентативными. Попытаемся однако наметить главные особенности структуры литопанциря областей фанерозойских складчатых сооружений.

1. В составе литопанциря областей фанерозойских складчатых сооружений широко распространены отражательные (рефлективные) и прозрачные зоны, что отвечает соответственно дифференцированным и однородным по акустической жесткости телам, имея в виду километровые (соизмеримые с дисками Френеля) величины исследуемых отдельностей. Попытки некоторых исследователей разделить литопанцирь на две части и именовать верхнюю часть литопанциря прозрачной (*transparent upper crust*), а нижнюю часть отражательной (*reflective lower crust*) являются такой же неоправданной схематизацией, как и все иные горизонтально-слоистые модели. В основе подобных заключений лежат попытки экстраполяции частных результатов, возведение их в общие закономернос-

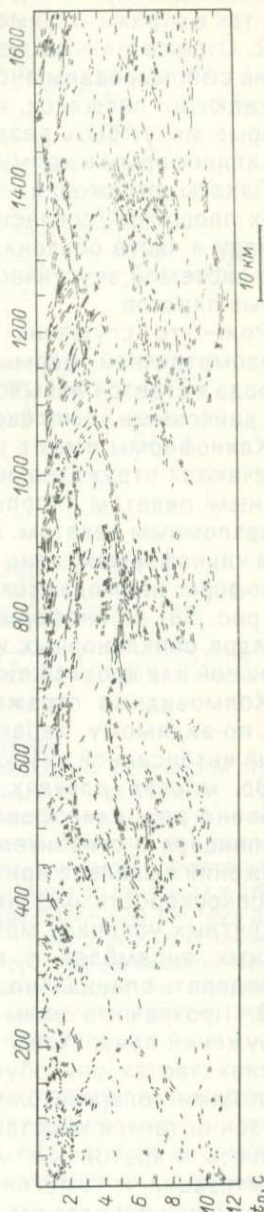


Рис. 58. Типичный разрез ГСЗ-ОГТ западной части США (шт. Юта)

ти. Как в верхних, так и в нижних частях литопанциря фанерозойских складчатых сооружений широко представлены как прозрачные, так и отражательные зоны.

2. Отражательные массивы фанерозойских складчатых сооружений сформированы ансамблями наклонных и субгоризонтальных отражающих площадок, при отчетливом преобладании наклонных, которые могут быть разделены на четыре разновидности: пакеты, рои, клиноформы и холмы.

Пакеты отражений – это линейно вытянутые группы отражающих площадок (согласных или кулисных). Они имеют различную природу и часто объясняются либо дизъюнктивами, либо дайками, либо системой акустически дифференцированных осадочно-эффузивных пластов.

Рои – это сгущения отражающих площадок неопределенной субизометричной формы, от линзовидной до амебовидной. Их природа остается невыясненной. Чаще всего их условно связывают с дайковыми комплексами.

Клиноформы имеют разнообразную морфологию. Чаще других намечаются отражательные тела, ограниченные снизу субгоризонтальным пакетом (порою границей M) и срезанные наклонным приразломным пакетом. Внутренняя система отражающих элементов в клиноформах резко отлична от внешней. Прекрасные примеры клиноформ наблюдаются на разрезах ГСЗ-ОГТ в Неваде, в Юте (см. рис. 58). Клиноформы, по-видимому, могут рассматриваться как ядра синклинорных или антиклинорных блоков, ограниченные подошвой или кровлей литопанциря и наклонными дизъюнктивами.

Холмовидные отражательные ансамбли относительно редки. Они, по-видимому, характеризуют антиклинорные блоки, подвергнутые интенсивной дизъюнктивно-магматической переработке.

Во многих случаях определено, что ансамбли отражений, особенно рои, клиноформы и холмовидные, приурочены к зонам литопанциря с относительно повышенной скоростью. Для пакетов отражений выявлена приуроченность как к низкоскоростным, так и к высокоскоростным зонам литопанциря. Эти заключения, однако, в конкретных условиях могут измениться, поэтому природу отражательных ансамблей в каждом конкретном случае необходимо исследовать специально.

3. Прозрачные зоны в оластях фанерозойских складчатых сооружений приурочены к разным интервалам литопанциря. В его верхних частях они обусловлены интрузивами или вертикально-слоистыми толщами близкого состава. Природа нижних прозрачных зон остается неустановленной. Наиболее вероятно их приуроченность к кратонным массивам, подвергнутым дополнительной гранитизации и гомогенизации. Общее повышение прозрачности литопанциря определено для областей с высокой гранитонасыщенностью и низкими среднепластовыми скоростями.

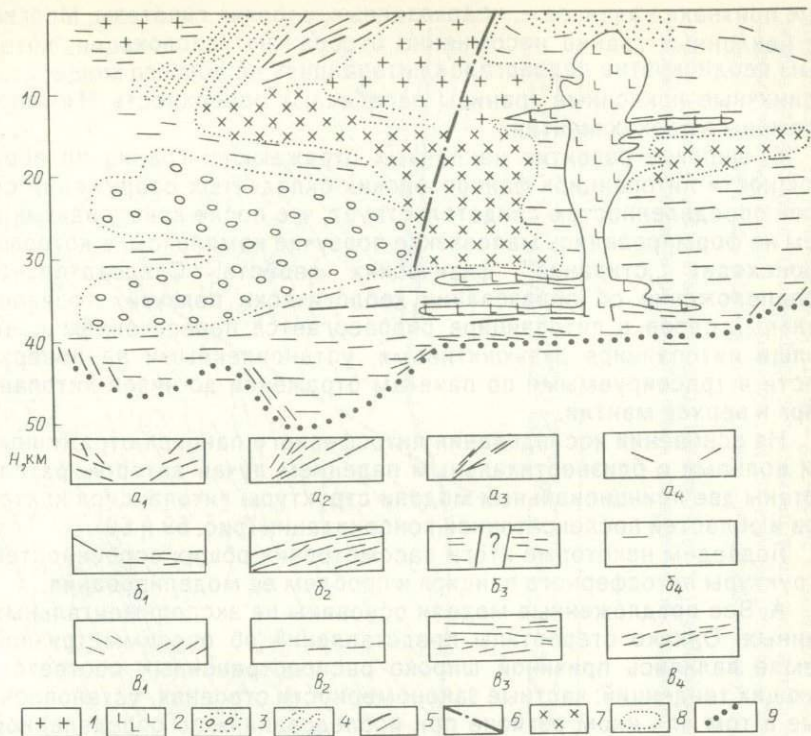


Рис. 59. Двумерная модель структуры литопанциря кратонов:

a–*v* – элементы модели: *a* – модели отображения отражающими площадками строения верхней части разрезов (*a*₁ – интрузия, *a*₂ – синклиналь, *a*₃ – разломы, *a*₄ – прозрачные блоки); *b* – сейсмические комплексы средней части литопанциря (*b*₁ – полупрозрачные блоки с единичными отражениями, *b*₂ – пакеты отражений, *b*₃ – разломы или массивы, *b*₄ – прозрачные зоны); *v* – сейсмические комплексы в нижней части (*v*₁ и *v*₂ – прозрачные блоки над поверхностью *M*, выделяемые по кулисным и субпараллельным системам отражающих площадок, *v*₃ – переходная зона, система даек, *v*₄ – разломы и уступы в рельефе поверхности *M*). 1 – гранитоиды; 2 – основные и ультраосновные породы; 3 – магматические или метаморфогенные массивы неясного состава; 4 – вертикально-складчатые разгнейсованные зоны; 5 – сильные и слабые отражающие площадки; 6 – разломы; 7 – гранодиориты и серые гнейсы; 8 – примерные границы крупных массивов; 9 – поверхность *M*

4. Главной особенностью структуры литопанциря фанерозойских складчатых сооружений является определяющее значение наклонных пакетов отражающих площадок или других ансамблей отражений с наклонными ограничениями, рассеченных единичными пакетами субгоризонтальных отражений. Попытки рассматривать наклонные границы в литопанцире данных структур, как непреременные

ные признаки надвигов – недоказанные рабочие гипотезы. Многие из наклонных границ несомненно отображают дислокации, которым неоднократно подвергался литопанцирь на всю его мощность. Единичные наклонные границы пересекают поверхность *М* и прослежены в верхах мантии.

5. Широкое развитие наклонных отражающих границ по всей мощности литопанциря фанерозойских складчатых сооружений со всей определенностью свидетельствует, что после консолидации в нем не формировались маловязкие ползучие комплексы, в которых происходит „стирание” физических свойств. Следовательно, предположение об образовании геологически ползучих горизонтальных слоев в литопанцире опровергается пересечением всей толщи литопанциря дизъюнктивами, установленными на поверхности и трассируемыми по пакетам отражений до низов литопанциря и верхов мантии.

На основании исследования литосферного панциря отраженными волнами с близвертикальным падением лучей автором разработаны две принципиальных модели структуры литопанциря кратонов и областей послекратонной консолидации (рис. 59 и 60).

Подведем некоторые итоги рассмотрения общих особенностей структуры литосферного панциря и проблем ее моделирования.

А. Все предложенные модели основаны на экспериментальных данных. Однако стереотипы представлений об осесимметричной Земле являлись причиной широко распространенных соответствующих тенденций: частные закономерности строения, установленные в том или ином регионе при исследованиях по определенной методике наблюдений и интерпретаций, оценивались как эталон общих закономерностей, общих моделей. Важное значение имела неоднородная изученность, в связи с чем материалы наиболее полно исследованных регионов (Европа, Северная Америка), чаще всего рассматривались как основа общемировых моделей.

Развитие глубинных сейсмометрических исследований и построение сейсмических моделей Земли происходило параллельными, как бы двумя независимыми путями.

1. В сейсмологии использовались представления об общемировом усредненном годографе (и одномерной скоростной модели), полученном на основании усреднения всех частных зависимостей $t = f(R)$. Отклонения от этого годографа рассматривались как „аномалии”, которые применялись для выяснения региональных особенностей глубинного строения.

2. В ГСЗ проводилось построение разрезов на основании конкретных оценок $V = t(H)$ в ряде пунктов. Затем путем сопоставления полученных разрезов неформальным эвристическим путем конструировались некоторые модели.

В принципе первый путь является более строгим, более объективным, но в нем усреднение осуществлялось вначале без

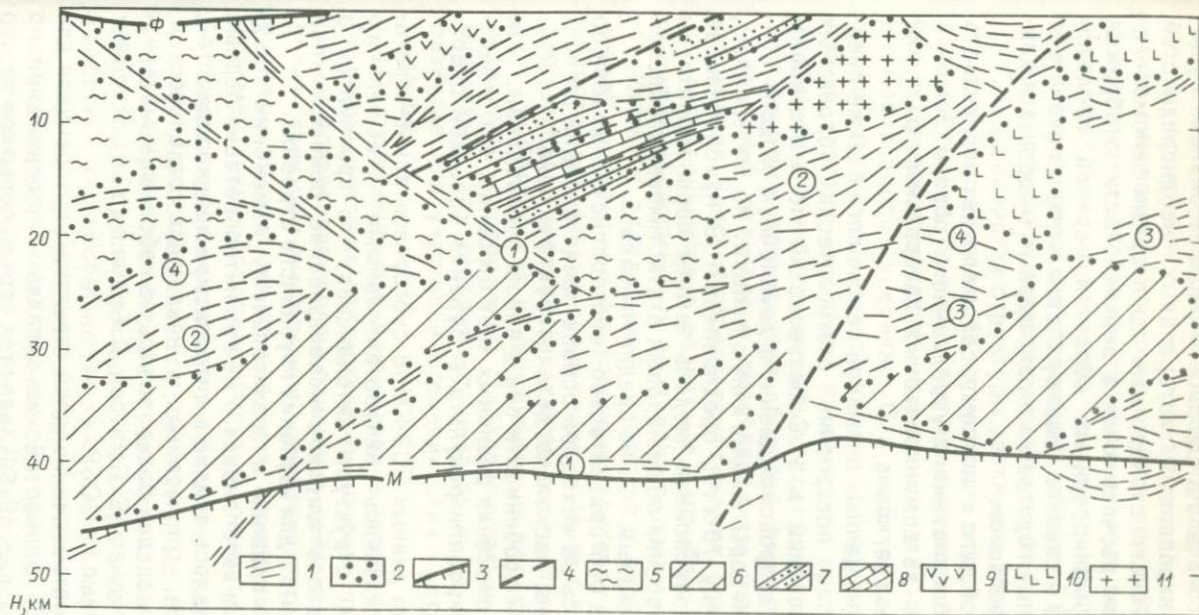


Рис. 60. Двумерная модель структуры литопанциря областей послекратонной консолидации, объединяющая отражающие ансамбли (цифры в кружках): пакеты (1), рои (2), клиноформы (3), холмовидные отражательные отдельности (4) и прозрачные гомогенные зоны:

1 — отражающие фрагменты; 2 — границы относительно однородных зон; 3 — поверхности М и Ф; 4 — разломы; 5, 6 — гомогенные зоны; 7, 8 — полупрозрачные среднескоростные, интерпретируемые как метаморфиды, 6 — прозрачные высокоскоростные; 7, 8 — полупрозрачные низко- и среднескоростные зоны, предположительно осадочные дислоцированные толщи; 7 — терригенные, 8 — карбонатные; 9 — средние и кислые эффузивные породы; 10 — базиты и гипербазиты; 11 — гранитоиды

группирования, что означало априорное отрицание реально существующих детерминированных латеральных неоднородностей литосферы. Лишь в 70-х гг. стандартные одномерные сейсмологические модели Земли расчлняются в верхней части, отображая наличие двух детерминированных областей верхней оболочки Земли – континентов и океанов. Наряду с этим начали появляться отдельные стандартные годографы и одномерные модели для континентов и крупных регионов.

Таким путем, от общего к частному, сейсмология продвигалась от статистически обоснованного усредненного образа Земли к признанию реальных детерминированных латеральных различий строения ее отдельных регионов.

При интерпретации данных взрывной сейсмологии также предпринимались попытки построения статистически корректных моделей. Н. А. Беллевский и И. С. Вольвовский по материалам 60-х гг. обосновали аппроксимационную двуслойную модель континентальной земной коры. Аналогичную попытку по материалам, накопившимся к концу 70-х гг., предприняла Г. В. Краснопевцева [17], построившая трехслойную модель земной коры территории СССР. Попытки построения общемировых статистических моделей для континентов по данным ГСЗ не предпринимались.

Все построенные субгоризонтально-толстослоистые модели по существу замыкались на исходной основе представлений об осесимметричной Земле, несколько детализируя функцию $V = f(H)$. В этой своей главной особенности они в целом справедливы, хотя мало пригодны для описания реальных черт строения, что, в частности, продемонстрировали результаты бурения Кольской сверхглубокой скважины 3.

Базирующиеся на данных ГСЗ-КМПВ субгоризонтально-толстослоистые модели оказались „нечувствительными” к выявлению общих особенностей структуры литопанциря, что проявилось в 80-х гг., когда началось широкое использование сейсмометрии МОВ в модификации ОГТ для изучения глубинного строения.

Материалы ОГТ привели к значительному изменению представлений о строении литопанциря. Уже при интерпретации первых профилей подчеркивалось обилие в литопанцире неоднородностей, массивов, разрывов, трехмерных и наклонных отдельностей. Однако построения моделей базировались на небольшом материале по отдельным регионам (С. Смитсон, Л. Браун и др.) и совершенно не учитывали данные по СССР.

Предпринятые построения моделей структуры литопанциря для кратонов и областей фанерозойских складчатых сооружений по данным ГСЗ-ОГТ (см. рис. 59, 60) являются первой попыткой такого рода.

Б. Построенные модели характеризуют принципиальные различия структурного облика литопанциря кратонов и фанерозойских

складчатых сооружений. Общая субгоризонтальная упорядоченность неоднородностей и отражающих площадок большей нижней части литопанциря кратонов служит основой их инфраструктуры, по-видимому, отображая принципиальные различия особенностей формирования литопанциря на ранних этапах развития Земли. Высокая макродислоцированность областей фанерозойских складчатых сооружений является доминантной чертой их моделей.

Общие свойства структуры различных областей литопанциря — ее фрагментированность, отсутствие внутри литопанциря непрерывных границ. Вместе с тем преимуществом субгоризонтальная ориентировка отражающих фрагментов в литопанцире кратонов определена вполне уверенно. Она характерна примерно для 80 % длины изученных разрезов нижних 3/4 толщины литопанциря кратонов, поэтому структуру литопанциря кратонов можно считать преимущественно горизонтально-фрагментированной.

Структура литопанциря областей фанерозойских складчатых сооружений отличается преобладанием наклонных фрагментов отражений. Здесь, в первом приближении, отражающие фрагменты чаще объединяются в различные ансамбли, чем в кратонах, где отражающие фрагменты расположены преимущественно диффузно.

Имеется определенное сходство в особенностях структуры между верхней частью литопанциря кратонов и всем литопанцирем областей складчатых сооружений. Вместе с тем в целом литопанцирь запада Аппалачей, нижняя часть литопанциря некоторых районов Казахстана обнаруживают не характерную в общем для складчатых сооружений субгоризонтальную упорядоченность. Возможно, это отображает некоторые „кратонные” тенденции развития или участие в строении этих регионов „кратонных” массивов.

Построенные модели несомненно являются предварительными, базирующимися на статистически недостаточном объеме данных ГЗС с близвертикальным падением сейсмических лучей. Общий облик структуры литопанциря, характеризуемый моделями, можно оценить, по мнению автора, как агрегативно-дизъюнктивный с фрагментарной прослеживаемостью границ отдельностей.

Слагающие литопанцирь тела магматических и метаморфических пород рассматриваются как некоторые сложные по геометрической форме трехмерные отдельности, близкие по скоростям сейсмических волн. Они могут быть по вещественному составу и геологическим особенностям как гомогенными, так и гетерогенными. Именно эту сложность автор стремился подчеркнуть термином „агрегативность”. На моделях (см. рис. 59 и 60) намечены лишь двухмерные сечения этих сложных тел. Их объемное картирование требует создания плотных равномерных по площади сетей наблюдений. Другая важная особенность моделей литосферного панциря — их дизъюнктивность — по сейсмическим материалам получае

некоторую смещенную оценку, но правильно характеризует общую генеральную хрупкость литопанциря, как его главное механическое свойство при реакциях на быстрые воздействия. За долгую геологическую историю поля напряжений в Земле неоднократно изменялись, что привело к формированию в хрупком литопанцире разрывов разнообразной ориентировки и падения. В сейсмическом волновом поле наиболее выразительно фиксируются разломы, залеченные инородным веществом, и активные разломы (вновь образованные и активизировавшиеся) современного этапа развития. Эта избирательность и некоторые другие причины создают определенную смещенность оценок распространенности дизъюнктивов в литопанцире при изучении его сейсмометрией.

Литопанцирь континентов – сложно организованная первично-гетерогенная среда, осложненная многократно наложенными процессами гидротермальной, деформационной и магматической переработки. Он состоит целиком из трехмерных агрегативных тел, ограниченных неправильными поверхностями и рассеченных разломами и дайками.

В. Намеченное ранее разделение литопанциря по вещественно-скоростным характеристикам на три разновидности обнаруживает определенную корреляцию со структурными моделями.

Все кратоны характеризуются салически-мафическим составом и агрегативно-дизъюнктивным строением литопанциря с преимущественным горизонтальным размещением фрагментированных отдельностей.

Складчатые области с присущей им макроструктурной дислоцированностью и наклонно-ансамблированными фрагментированными отдельностями сложены салически-мафическим и салическим составом литопанциря. Изучение различий структуры этих разновидностей литопанциря остается задачей будущих исследований.

Регионы с мафическим составом литопанциря крайне слабо исследованы ГСЗ-ОГТ. Относительно тонкий литопанцирь данных регионов по имеющимся данным отличается сравнительно высокой степенью однородности. В нем зарегистрированы лишь единичные отражающие площадки. Близкий к такому литопанцирю по скоростной характеристике III слой океанов, внутреннее строение которого освещено слабо, является еще более гомогенным по внутренней структуре. Единичные отражения в этом слое связаны с субгоризонтальными и полого-наклонными границами, как правило, небольшой протяженности.

В итоге рассмотрения особенностей строения II этажа литосферы может быть намечен следующий ряд типовых моделей.

I. Области примитивного строения: Ia – тонкий высокоскоростной (ультрамафический) III слой СОХ; Ib – типичный мафический III океанический слой абиссальных котловин. Эти примитивные

разновидности II этажа литосферы охватывают около половины поверхности Земли, но составляют лишь несколько более 15% его объема.

II. Области относительно усложненного строения: IIa – утолщенный мафический III слой океанических поднятий; IIб – салическо-мафический III слой переходных зон от океанов к континенту. Имеющиеся разрозненные данные свидетельствуют о достаточно сложной внутренней структуре этих разновидностей, которая исследована пока крайне недостаточно.

III. Сложноустроенные континентальные области: IIIa – мафический литопанцирь континентов с относительно простой внутренней организацией; IIIб – салическо-мафический литопанцирь кратонов с агрегативно-дизъюнктивной структурой и преобладающей горизонтальной фрагментацией отдельностей; IIIв – салическо-мафический литопанцирь областей фанерозойских складчатых сооружений с преобладающей наклонной фрагментацией отдельностей; IIIг – салический литопанцирь фанерозойских складчатых сооружений с преобладающей наклонной фрагментацией.

Таким образом, открываются возможности, опираясь на накопленную информацию, проводить районирование II этажа литосферы с использованием ряда типов его провинций. Исследование их корреляции с размещением нефтегазоперспективных бассейнов осадочных пород и месторождений полезных ископаемых является одним из направлений поисков новых закономерностей связи полезных ископаемых с особенностями глубинного строения земных недр.

Глава V

ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Мантия Земли простирается до глубин 2900 км и охватывает большую часть объема и массы планеты. Наши представления о ее строении преимущественно нестроги и предположительны, они базируются в основном на сейсмологической информации о скорости распространения продольных и поперечных волн, об особенностях их затухания, о размещении в мантии очагов землетрясений и др. Породы верхней части мантии, как принято считать, выносятся на поверхность в виде ксенолитов в трубках взрыва, при вулканических процессах и вместе с интрузирующей магмой, которая нередко (в первую очередь в океанах), по-видимому, продвигается вверх непосредственно из мантии.

Определенные представления о мантии намечены на основании лабораторных исследований образцов различных пород при высоких температурах и давлениях. При всей важности таких оценок не следует, однако, забывать, что распределение температур и давлений в мантии нам известно сугубо предположительно, главным образом, экстраполяционно.

Общепринято полагать, что мантия сложена смесями алюмосиликатов. В ее верхней части преобладают ультраосновные породы, объединяемые в группы перидотитов и пироксенитов.

К литосфере относится лишь небольшая верхняя часть верхней мантии выше уровня астеносферы, т. е. ослабленного слоя, предположительно частично расплавленного, обладающего пониженной вязкостью по сравнению с выше- и нижележащими верхнемантийными толщами.

Понятие об астеносфере оказалось очень удобным для конструирования различных геонимических концепций. Для многих из них (изостазия, магнетизм, конвективные течения, тектоника плит) выделение сферического маловязкого слоя является своего рода палочкой-выручалочкой, позволяющей создать некоторый логически замкнутый круг положений. Однако, по мере расширения экспериментальных оценок, выделение астеносферы как сферического слоя становится все менее популярным. На первой стадии изучения проблемы в основном оценивали положение астеносферы по волноводам, зонам пониженной скорости *P*- и *S*-волн. Однако наблюдения во многих районах и прежде всего на кратонах не позволяют выделить волноводы вообще или до глубин 600–900 км. Сходные явления установлены и в океанах.

Электромагнитные исследования позволили наметить в мантии зоны относительно повышенной проводимости. Это привело к формированию понятий о некоей „электрической” астеносфере. Наконец, интерес к проблеме породил и различные „расчетно-теоретические” оценки положения астеносферы. Из их числа наиболее активно пропагандируются оценки „геотермической” и расчетной „плитотектонической” астеносферы. При геотермических оценках проводят экстраполяционные определения температур в мантии на основании измерений теплового потока при некотором модельном допущении о распределении всех участвующих в расчетах параметров с глубиной. Таким путем выявляют зоны вероятного солидуса на мантийных глубинах, рельеф которых рассматривают как поверхность астеносферы.

При оценках тектоники плит поверхность астеносферы принимается заданной и неглубокой в СОХ, а затем, исходя из скорости спрединга и намеченных функций остывания в геологическом времени литосферных плит, производятся ориентировочные определения погружения поверхности астеносферы по мере удаления от осей СОХ.

Указанные подходы приводят к существенно различным выводам о положении и рельефе астеносферы. Не углубляясь в некоторые аспекты проблемы выделения астеносферы, отметим, что в настоящее время общеприняты или наиболее обоснованы представления о неповсеместном развитии или сложном рельефе и переменной толщине этого „слоя”. Очень распространены представления об отдельных выступах астеносферы, астенотрипах, астенотрипах, „горячих точках”. Поэтому положения подошвы литосферы в настоящее время нельзя считать достоверно установленными. В рамках настоящей работы будем рассматривать преимущественно строение мантии на 100–200 км глубже ее поверхности, полагая, что здесь сконцентрирован основной объем литосферной мантии, того реально существующего тела, которое еще точно не очерчено в подошве. Этот III базальный этаж литосферы занимает не менее 70–80% ее объема и массы.

ОСНОВНЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ И РАЙОНИРОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТИ МАНТИИ

Поверхность M_c момента ее выделения привлекает пристальное внимание исследователей. Изучению глубин ее залегания, определению морфологии ее поверхности, физической и геологической природе данной границы посвящено большое количество работ. Вплоть до начала 70-х гг. при построении схем рельефа поверхности M использовались в основном результаты единичных сейсмических профилей и корреляционные или аналитические зависимости, связывающие глубины поверхности M_c аномалиями силы тяжести и отметками рельефа. Однако обобщения накопленных данных показали, что эти корреляции, приближенно описывающие общие тенденции, являются чрезмерно схематизированными и во многих районах не подтверждаются.

Поэтому в последние годы предпринимаются попытки изучения морфологии поверхности M главным образом по результатам сейсмических наблюдений, общая плотность информации которых быстро возрастает.

При исследованиях ГСЗ регистрируются две основные группы волн — отраженные и преломленные от поверхности M . Преломленные волны (головные, слаборефрагированные) от поверхности M прослеживаются повсеместно, как правило, в первых вступлениях, начиная с удалений от пунктов возбуждения на 4–5 H_M . Эти волны несут опорную информацию по выделению границы M , так как позволяют оценить граничную скорость и фиксируются уверенно на континентах и океанах. Граничная скорость продольных волн по поверхности M составляет преимущественно $8,1 \pm 0,3$ км/с, а поперечных — $4,8–0,2$ км/с. Именно эти параметры являются определяющими для отнесения сейсмических границ к поверхности M .

Отраженные волны, используемые для выделения поверхности M , разделяются на две группы. Близкритические и закритические отраженные волны (или отраженные волны при наклонном падении сейсмического луча) обычно регистрируются при наблюдении по методике ГСЗ-КМПВ во вторых вступлениях, в интервале удалений от пункта взрыва $1-7 H_M$. Протяженность их регистрации в основном составляет не более 50–100 км. При работах в океанах эти волны обычно не регистрируются. Закритические отраженные волны часто более интенсивные, чем преломленные.

Другая группа отраженных волн с близвертикальным падением лучей выделяется от поверхности M , главным образом, под пунктами взрыва, а при специальных зондированиях ОГТ эти волны удастся протрассировать до удалений, соизмеримых с H_M на суше и $2H_M$ в океанах. Обычно отраженные волны этой группы более высокочастотны, чем близкритические, поэтому непрерывное фазовое трассирование отраженных волн от пунктов взрыва в закритическую область осуществить не удастся. При исследованиях ГСЗ-ОГТ последних лет поверхность M прослеживается по волнам с субвертикальным падением луча примерно на 70–90% протяженности профилей. При этом характер их наблюдения неоднотипен. Преобладают ситуации, когда отражения от поверхности M отделяют прозрачную верхнюю мантию от насыщенной (в большей или меньшей мере) отражающими площадками земной коры. Имеются многочисленные случаи, когда вышележащие отражающие площадки падают под углами наклона до $10-35^\circ$ и ограничены снизу субгоризонтальной поверхностью M . В отдельных случаях поверхность M рассекается пакетами отражений, падающими под углом $30-45^\circ$, прослеживаемыми в мантии и в низах земной коры.

Физическая сущность поверхности M , в первом приближении, ясна. По этой поверхности происходит резкое изменение физических свойств. По наиболее изученному параметру V_p наблюдается переход от 6,6–7,3 км/с выше поверхности M до 7,7–9,0 км/с ниже этой поверхности. На поверхности M обычно резко изменяется градиент V_p . обстоятельное изучение данной проблемы было предпринято Н. И. Давыдовой, И. П. Косминской, Г. В. Краснопецовой, Ю. В. Тулиной, Г. А. Ярошевской по материалам ГСЗ-КМПВ в 70-х гг. ими показана детерминированная латеральная изменчивость сейсмических свойств границы M в нескольких относительно однородно изученных регионах и обоснованы представления о вариабельности моделей перехода от коры к мантии. В самом общем виде в настоящее время можно наметить следующие модели перехода: 1) резкая граница I рода; 2) зона перехода со значительным вертикальным градиентом скорости толщиной более 2λ ; 3) то же, толщиной $1-2\lambda$; 4) то же, толщиной менее 1λ ; 5) переход осложнен волноводом в подошве земной коры; 6) переход через пачку тонких низко- и высокоскоростных плоско-парал-

лельных субгоризонтальных границ; 7) подошва наклонно-слоистых толщ. Эти ситуации при исследованиях ГСЗ-КМПВ и ГСЗ-ОГТ встречаются наиболее часто.

При изучении рельефа поверхности M широкое применение находят профильные сейсмологические наблюдения в сейсмоактивных районах, а также площадные сейсмологические исследования с использованием стационарной и временной сети сейсмостанций. При этом в качестве источника колебаний обычно используют не только землетрясения, но и промышленные взрывы различного назначения. Например, в Средней Азии И.Л. Нерсесовым, Е.М. Бутовской и другими таким образом проведены оценки глубин залегания поверхности M примерно в 1000 пунктах, а также по нескольким десяткам протяженных профилей. Вопросы представительности и точности различных методов оценки H_M недавно рассмотрены в работе [27].

К настоящему времени по многим районам накоплен обширный фактический сейсмический материал, позволяющий построить схемы поверхности M масштаба 1:15 000 000 и крупнее с сечением 5 км по северному полушарию, Австралии, Антарктиде. Общий объем информации, например, по районам Евразии соизмерим с плотностью данных о рельефе поверхности Φ в начале 70-х гг. Как показывают более поздние и более детальные исследования, выполненные в тот период построения карт рельефа поверхности Φ в масштабе 1:5 000 000 в основных чертах оказались справедливыми. Это позволяет думать, что достигнутая к настоящему времени плотность сейсмической информации по рельефу H_M вполне достаточна для корректных суждений об основных чертах морфологии поверхности мантии, представления о которых могут использоваться как научные истины долговременной ценности.

При рассмотрении схемы морфоструктур рельефа поверхности M (рис. 61) прежде всего обращают на себя внимание крупные поднятия поверхности мантии под океанами и погружения под континентами. Эта хорошо известная генеральная особенность рельефа мантии, „антиформная” современному рельефу поверхности твердой Земли и подошве седиментосферы стала привычной для специалистов, однако еще не получила достаточного объяснения.

Намечаются два главных планетарных экстремума глубин поверхности M : 8–15 км и 30–50 км, которые четко приурочены к двум главным типам морфоструктур поверхности M – подокеаническим выступам и подконтинентальным прогибам. Подчиненную роль играют области, в которых преобладают глубины поверхности M , равные 15–30 км.

В рельефе поверхности M картируются глобальные выступы Тихоокеанский (I) и Атлантический (II), в которых общий уровень

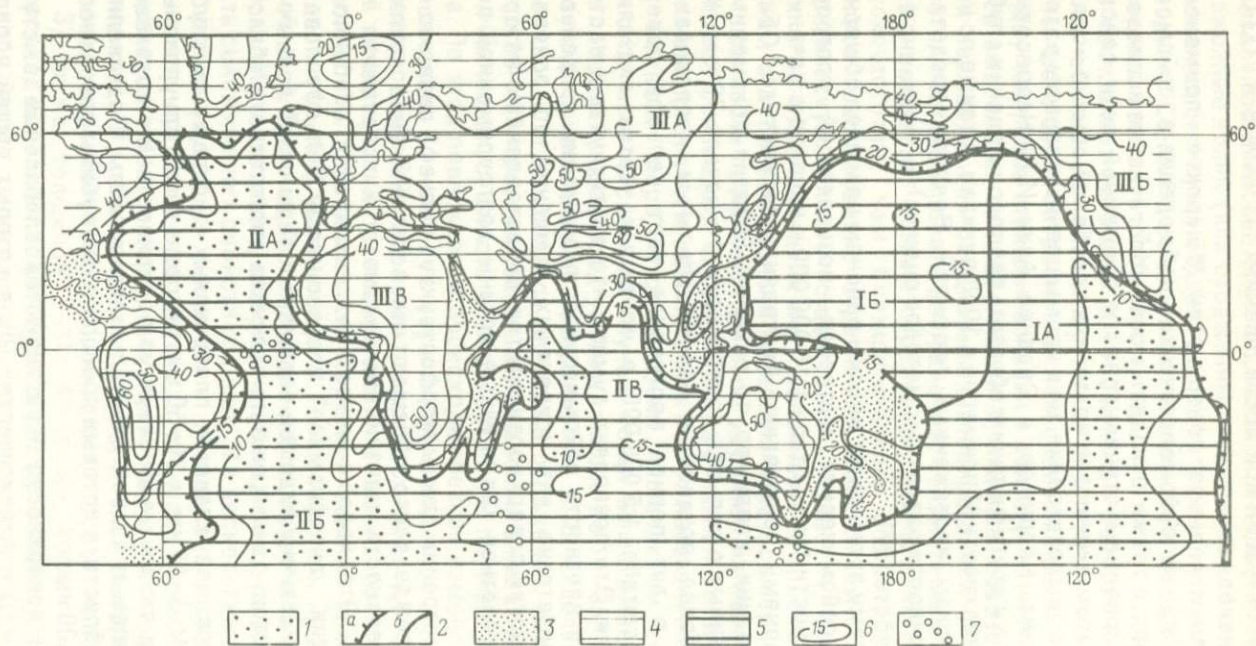


Рис. 61. Схема основных морфоструктур поверхности мантии:

1 – зоны максимальных воздыманий поверхности мантии с глубинами менее 10 км; 2 – крупнейшие мантийные геофлексуры (а – первого рода, б – второго рода); 3 – седловины и ступени – нейтральные морфоструктуры; 4 – крупнейшие подматериковые прогибы поверхности мантии; 5 – крупнейшие подокеанические поднятия мантии; 6 – изоглубины поверхности M , в км; 7 – перемычки, намеченные ориентировочно; I–III – см. в тексте

глубин на обширных площадях составляет 8–10 км, т. е. отвечает глубинам, освоенным на суше сверхглубоким бурением.

Тихоокеанский выступ мантии является крупнейшей морфоструктурой ее поверхности. При анализе особенностей его строения обращает внимание закономерное повышение H_M в пределах зоны шириной 500–1500 км, протягивающейся из северо-восточного угла ложа Тихого океана к Гавайским островам и далее на юг и юго-восток, восточнее поднятия Лайн и через район островов Туамоту – Общества к углу Новозеландской переходной области. В этой зоне установлено увеличение с востока на запад глубин залегания поверхности M на 2–3 км, что примерно отвечает 25% от среднего уровня. Здесь автором выделена Центрально-Тихоокеанская флексура в поверхности M , разделяющая глобальный выступ на две структуры I порядка: 1) Восточно-Тихоокеанское поднятие мантии (IA), в осевой зоне которого размещается COX; 2) Западно-Тихоокеанскую ступень поверхности мантии (IB).

Восточно-Тихоокеанское поднятие мантии вытягивается серповидно и нестрого симметрично относительно оси COX. Глубины поверхности M в этой области в среднем составляют 10 км, варьируя от 8 до 11 км. Рельеф поверхности мантии здесь слабодифференцирован, а изменения отметок H_M и H_Φ происходят согласно. Это свидетельствует, что формирование современного рельефа поверхности M осуществлялось после образования III океанического слоя, сравнительно недавно.

Западно-Тихоокеанская ступень поверхности мантии (которая при рассмотрении рельефа H_M в пределах ложа океана именовалась депрессией) представляет собой обширную изометричную в плане морфоструктуру со сложным дифференцированным рельефом поверхности M . Преобладающий фоновый уровень H_M здесь составляет 12–14 км, с погружениями под отдельными поднятиями до 18–26 км. В пределах Западно-Тихоокеанской ступени наблюдается обратная корреляция между отметками H_M и H_Φ .

Намеченные в Тихом океане две разновидности взаимосвязи рельефа поверхностей M и Φ в общем отмечаются и в Атлантическом выступе мантии. Всем областям срединных хребтов и прилегающих абисселей свойственна субпараллельность рельефа поверхностей M и Φ , что свидетельствует об относительной молодости в этих зонах морфоструктур поверхности мантии. Прогибы поверхности M наблюдаются под асейсмическими хребтами, под Исландией и другими островами Атлантики в зоне COX.

В Атлантический глобальный выступ мантии включаются ее поднятия, закартированные на акваториях Атлантического и Индийского океанов, между которыми не установлена какая-либо выразительная перемычка. Такое районирование является несколько условным, однако оно представляется более справедливым в геологических аспектах, чем традиционное географическое разделение океанов.

Атлантический выступ мантии ориентировочно можно разделить на три морфоструктуры I порядка: 1) Северо-Атлантический овал (IIА); 2) Южно-Атлантическое поднятие (IIБ); 3) Индоокеанская ступень (IIВ). Северо-Атлантический овал исследован наиболее значительно. Для него характерна относительная простота морфологии поверхности *М*. Минимальные ее глубины (7–8 км) отмечаются в осевой части СОХ, в обе стороны от которой происходит постепенное плавное погружение поверхности мантии, осложненное небольшими ундуляциями. В Северо-Атлантическом овале протяженность осей составляет 10–5 тыс. км. Здесь, по-видимому, поверхность мантии регионально наиболее приподнята.

Южно-Атлантическое поднятие мантии исследовано недостаточно, особенно в южной части. Оно имеет серповидный контур, огибающий Африку с юга. С севера Южно-Атлантическое поднятие узкой экваториальной интенсивно раздробленной перемычкой отделено от Северо-Атлантического овала. Обособление Южно-Атлантического поднятия от Индоокеанского намечается ориентировочно по Мадагаскарско-Кергеленской перемычке. На большей части Южно-Атлантического поднятия H_M имеют значения 9–11 км.

Индоокеанская ступень поверхности мантии охватывает большую северо-восточную часть Индийского океана. Глубины залегания поверхности *М* здесь превышают 10 км, достигая 15–20 км под отдельными поднятиями (Брокен, Чагос). Эта область по сложной дислоцированности рельефа мантии сходна с Западно-Тихоокеанской ступенью. Определенные отличия Индоокеанской ступени обусловлены влиянием наложенного новообразования – георифтогенального хребта, на отдельных участках осевой части которого поверхность мантии поднята до глубин 8 км, а возможно и меньше. Такие воздымания мантии, однако, совершенно не характерны для большей части Индийского океана.

Указанные области глобальных океанических воздыманий мантии охватывают преобладающую часть Южного полушария, в приполярной части которого в качестве морфоструктуры рельефа мантии II порядка установлен Антарктический прогиб. В его пределах H_M достигает 30–45 км.

Рельеф поверхности мантии Северного полушария изучен более детально [19]. В пределах Северного полушария мантия залегает значительно глубже, что является одной из важных особенностей планетарной асимметрии литосферы. Тихоокеанский и Атлантический выступы мантии занимают лишь соответственно 20% и 9% Северного полушария, а свыше 65% его составляют континентальные прогибы поверхности *М*.

Крупнейшей областью значительных общих погружений поверхности мантии является планетарный Лавразийско-Африканский глобальный прогиб (III). Он объединяет циркумполярный Лавразийский мегапояс погружений мантии (IIIА, IIБ) и Африканский

континентальный прогиб (ШВ), который по всей своей широкой северной части сопрягается с Лавразийским мегапоясом через Аравийский, Тунисско-Адриатический и Гибралтарский региональные прогибы.

В Лавразийско-Африканском прогибе поверхности M наибольшие погружения установлены в Центральной Азии, где H_M достигают 70 км и более. В некоторых внутренних районах Евразии глубины погружений поверхности M равняются 55–75 км. Для Северной Америки (рис. 62) наибольшие погружения мантии (до 50–58 км) установлены на Великих Равнинах и в зонах их сочленения с Кордильерами, а также на небольших площадях под Сьерра-Невадой и в Центральных Аппалачах. В целом для Северной Америки тенденция воздымания поверхности M от центра континента к окраинам не проявляется.

Рельеф поверхности мантии в Африке оценен приближенно, главным образом по данным гравиметрии [3]. По этим оценкам в Восточной Африке глубины погружения мантии составляют 30–35 км, а в Центральной и Западной – 35–40 км. По ограниченными данным ГСЗ рельеф поверхности мантии в Африке существенно более дифференцирован. Минимальные погружения мантии в рифтах Кении и Эфиопии составляют 18–26 км, а максимальные – отмечены в Намибии, где в кратоне Калахари достигают 47–60 км.

Лавразийско-Африканский глобальный прогиб представляет собой крупнейшую область погружений мантии и утолщенного литосферного панциря, единство которой, нарушаемое на уровне поверхности твердой Земли, вполне определенно прослеживается в рельефе мантии. Как показывают новые данные ГСЗ, под акваториями Северного Ледовитого океана и Средиземного моря, соответственно на 80 и 89% их площади, величины H_M превышают 20–30 км, т. е. являются типичными для подконтинентальных погружений поверхности мантии. Арктический и Средиземноморский бассейны включают лишь небольшие поднятия поверхности M с отметками до –15–20 км, которые должны рассматриваться как локальные осложнения.

В. В. Белоусов описал Аляскинско-Чукотский мост между Евразией и Северной Америкой, которому отвечает прогиб поверхности мантии. Аналогичные „мосты“ утолщенного литосферного панциря и прогибы поверхности мантии протягиваются между Евразией и Северной Америкой от Шотландии через Исландию, Баренцевоморский шельф, архипелаг Шпицберген, плато Ярмек к Северной Гренландии. От Азии к Гренландии и Канадскому Арктическому архипелагу прослеживается прогиб поверхности M под подводными поднятиями Ломоносова, Менделеева и Север. Таким образом, по нескольким субширотным и субмеридиональным линиям от Евразии к Америке непрерывно простираются четыре зоны значительных погружений поверхности M , нигде не воздымаю-

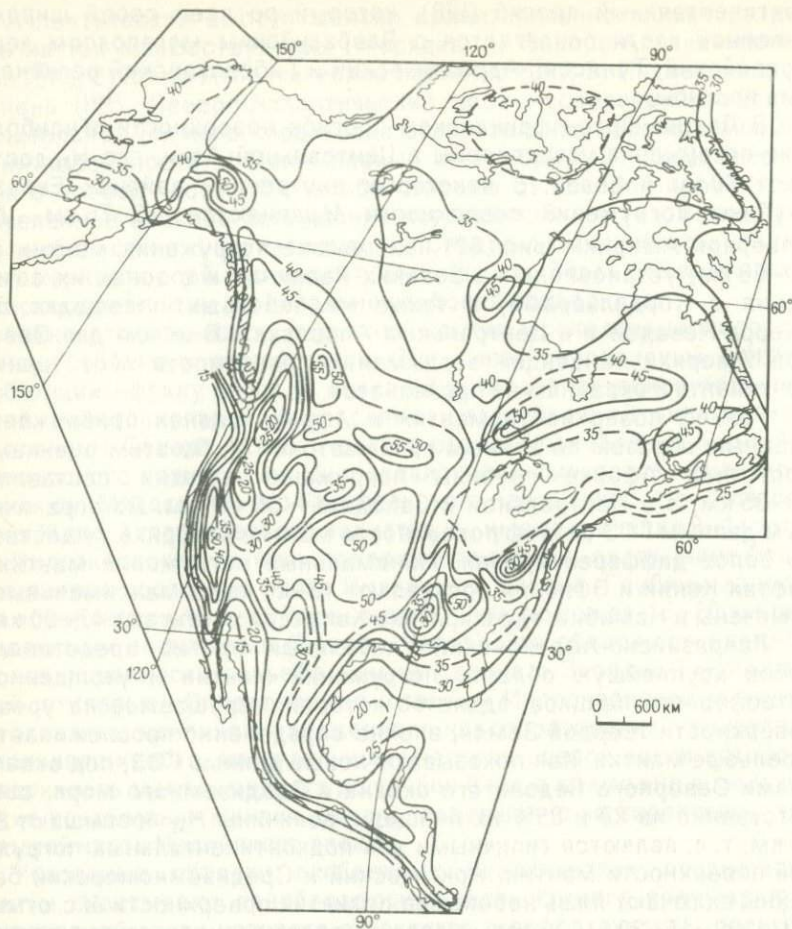


Рис. 62. Схема изоглубин (в км) поверхности *M* Северной Америки. По Н.Я. Кунину, С.В. Усенко, Т.П. Пироговой

щейся выше 20 км. Вдоль этих линий протягиваются мосты утолщенного литопанциря. Следовательно, в настоящее время отсутствуют какие-либо возможности для сопряженных процессов спрединга и субдукции любой ориентировки по моделям тектоники плит в пределах Лавразийско-Африканского глобального мантийного прогиба, охватывающего большую часть Северного полушария.

Границы континентов и океанов повсеместно отображаются флексурами поверхности мантии с перепадами глубин на небольших расстояниях в 20–30 км (геофлексуры I рода), в зонах которых

мантия океанов сопрягается с литосферным панцирем континентов, т. е. происходят субвертикальные контакты пород различной плотности. В таких зонах возникают значительные горизонтальные компоненты напряжений со стороны океанов в направлении континентов. Вдоль флексур огромной протяженности контактируют различные по механическим свойствам толщи. Следовательно, в поле геонапряжений здесь со всей очевидностью должны возникать разломы большей протяженности и глубины заложения, в равной мере в зонах тихоокеанских и атлантических окраин.

Во внутренних областях континентов и океанов также фиксируются протяженные геофлексуры (I рода), с перепадами глубин поверхности M до 10–15 км на континентах или 2–3 км в океанах. В отличие от флексур I рода во флексурах II рода поверхность Φ в разных районах испытывает либо встречное воздымание, либо согласное погружение с поверхностью мантии. Указанные флексуры, разделяя области с различным строением литосферы, являются наиболее благоприятными зонами для формирования длительно существующих полос повышенной трещиноватости и проницаемости.

Большая протяженность геофлексур, их глобальная распространенность свидетельствуют о их важной роли в развитии литосферы. По мнению автора, трассированию мантийных геофлексур уделяется недостаточное внимание.

Помимо рассмотренных глобальных мантийных надпорядковых морфоструктур в рельефе поверхности M выделяется два континентальных прогиба (Южно-Американский и Австралийский) и четыре промежуточные переходные области: Мексиканско-Карибская, Мадагаскарская, Берингоморско-Индонезийская и Новозеландская.

Южно-Американский и Австралийский прогибы мантии разделяют на земной сфере Тихоокеанский и Атлантический глобальные выступы мантии. Если рельеф мантии Земли рассматривать как состоящий из южной океанической поднятой полусферы и северной погруженной континентальной полусферы, то Южно-Американский и Австралийский прогибы мантии являются как бы представителями северных сооружений среди южных. Характерно, что к югу от экватора они простираются лишь до 45° ю. ш. В пределах этих прогибов, как и под всеми иными континентами, поверхность мантии погружена до 55–70 км, следовательно, обособленная позиция рассматриваемых материков не оказала какого-либо особого влияния на масштабы погружений мантии.

Во всех четырех промежуточных областях поверхность M размещается на глубине 15–30 км и отличается особенно сложным рельефом.

РАЙОНИРОВАНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПО СКОРОСТНЫМ НЕОДНОРОДНОСТЯМ И ВЕЩЕСТВЕННОМУ СОСТАВУ

Усиленный интерес к изучению состава верхней мантии привел к выявлению новых путей его определения. Углубленное исследование мантийных ксенолитов в кимберлитах и базальтах позволило многим исследователям (Н. Л. Добрецов, Ю. А. Кузнецов, В. А. Кутюлин и др.) считать, что широко распространенное представление об однородном пиролитовом (лерцолитовом) составе верхней мантии является неоправданной схематизацией. Оно основано на относительно лучшей сохранности лерцолитов в процессе их выноса. Эксперименты по плавлению перидотитов в условиях, приближенных к реальным, в присутствии воды и углекислоты, свидетельствуют, что в мантийных выплавках может содержаться практически весь диапазон магматических пород. В составе мантии широко развиты перидотиты, пироксениты и эклогиты. Усредненный состав надastenосферной мантии, по мнению В. А. Кутюлина, отвечает оливиновому гранатовому вебстериту, из которого при частичном плавлении постепенно продуцируются магматические расплавы различного состава. На промежуточных стадиях данного процесса формируются гранатовые и шпинелевые лерцолиты, которые преобладают в ксенолитах на континентах. Клинопироксен выплавляется в первую очередь вместе с большей частью легкоплавких компонент (оксиды кремния, алюминия, щелочи, кальций). Относительно тугоплавкий остаток „зрелой” мантии обогащен магнием (рестит) и близок дуниту или гарцбургиту. В неглубоко залегающей мантии океанов ее верхняя часть в основном сложена плагиоклазовым лерцолитом.

Результаты геофизических исследований верхней мантии также указывают на ее неоднородное строение. При геофизических исследованиях в первую очередь оцениваются скорость продольных и поперечных волн. Наиболее широко при изучении строения верхней мантии используются следующие сейсмометрические подходы.

1. Исследования верхней мантии с помощью регистрации сейсмологических станциями упругих волн от землетрясений. При построении годографов в различных регионах установлены отличия экспериментальных данных от годографа Джеффриса — Буллена. Эти отклонения от усредненной модели „стандартной” Земли используются для определения особенностей строения отдельных регионов. На этой основе разработаны методы оценки латеральных вариаций разреза верхней мантии (А. П. Винник, С. Д. Коган и др.). Такая методика позволяет оценить сумму латеральных неоднородностей литосферы в очаговой зоне и вдоль всей траектории распространения луча вплоть до источника регистрации.

2. Важные результаты получены в ходе обработки записей землетрясений сетью стационарных и передвижных сейсмостанций. Сейсмические наблюдения вдоль линии, соединяющей Памиро-Гиндукушскую и Байкальскую эпицентральные зоны, позволили реализовать профильный вариант метода с созданием встречных и нагоняющих годографов и построить двумерный скоростной разрез (А. С. Алексеев, И. Л. Нерсесов и др.).

3. Анализ дисперсионных кривых поверхностных волн Релея и Лява дает ориентировочное представление о строении верхней мантии различных регионов. Интерпретация поверхностных волн предполагает аппроксимацию среды горизонтально-слоистой моделью, что приводит к усреднению скоростных неоднородностей по латерали. Сделаны первые шаги по созданию прообраза двумерных моделей.

4. Наиболее представительная информация о строении верхней мантии получена в ходе экспериментов по регистрации волн от специальных и промышленных взрывов. Эти эксперименты отличаются от „классических” методов сейсмологии точными оценками параметров очага, а по детальности систем наблюдений и методике обработки являются аналогом сейсмологии землетрясений. Указанная модификация взрывной сейсмологии позволила построить разрезы до глубин 500–900 км для некоторых тектонических структур.

5. С середины 60-х гг. в СССР применяется ГСЗ с прослеживанием на профилях волн по системе встречных и нагоняющих годографов до удалений в 500–1500 км и более, что позволяет одновременно изучать строение земной коры и верхней мантии. Возбуждение колебаний сверхмощными источниками и использование низкочастотной аппаратуры увеличили длины регистрируемых волн, что привело к существенному понижению РС.

Такие наблюдения, выполненные по профилям в СССР, Европе, Северной Америке и Австралии, а также на Тихом и Атлантическом океанах, являются опорной информацией об изменении скоростей в верхней мантии с глубиной, о выделении в ней астеносферы и подастеносферных границ.

Ниже уделим внимание строению литосферной части верхней мантии на глубинах примерно до 100 км. Основная информация о латеральных скоростных неоднородностях литосферной верхней мантии получена при исследованиях ГСЗ-КМПВ, по оценкам V_{Γ}^M .

Преломленные волны от поверхности M слаборефрагированы, и вертикальный градиент скорости ниже поверхности M , как правило, не превышает $0,002-0,008 \text{ с}^{-1}$. При таких величинах градиента увеличение скорости по сравнению с граничной на $0,1 \text{ км/с}$ (соизмеримое с точностью определения V_{Γ}^M) произойдет на 12–50 км глубже поверхности M .

Проведенное рассмотрение разрешающей способности головных волн с использованием волновых представлений о зонах Френеля [18, 27] показало, что граничные скорости характеризуют некоторую толщу мощностью dz , подстилающую преломляющую границу, которая оценивается по приближенному выражению:

$$dz = \sqrt{0,5\lambda H/\cos \alpha_k},$$

где $\lambda = V_r/f$ — длина волны в подстилающей среде (f — частота); H — глубина до границы; α_k — критический угол.

Как явствует из равенства, величина dz зависит в основном от частоты волн и глубины границы, поскольку изменениями параметров V_r и α_k в первом приближении можно пренебречь. Для частот близких 1 Гц величина dz может оцениваться как $3\sqrt{H}$, а для 8 Гц — $dz \approx \sqrt{H}$.

Проведенные расчеты показывают, что под литопанцирем континентов ($H=50$) при ГСЗ по V_r^M оценивается некоторый осредненный уровень V_p в приповерхностном слое мантии толщиной от 7 до 20 км. В условиях океанов V_r^M характеризует скорость в толще мантии от 3 до 10 км.

На территории Евразии изменения V_r^M могут быть изучены по 110 тыс. км профилей ГСЗ. Принимая 100 км профиля за единичное определение, был выполнен ориентировочный статистический анализ полученных данных. Общий диапазон изменений V_r^M в Евразии составляет 7,7–8,7 км/с, модальное и среднее значения равны 8,1 км/с. Учитывая точность определения (0,1 км/с), близомодальный интервал V_r^M принят от 8,0 до 8,2 км/с ($8,1 \pm 0,1$ км/с) за нормальные значения, более 8,2 км/с за повышенные, менее 8,0 км/с за пониженные.

Рассмотрим наиболее существенные особенности поля V_r^M Евразии, проведя вначале анализ по типам выделяемых здесь основных тектонических структур.

Восточно-Европейская платформа и особенно ее северо-восточные районы исследованы сравнительно слабо, поэтому характеристику поля V_r^M следует считать представительной лишь для древних щитов и восточной части Русской плиты. В преобладающей по площади западной части платформы установлено однородное поле V_r^M значений близких к $8,1 \pm 0,1$ км/с. Отчетливо прослеживается сосредоточение повышенных значений V_r^M (до 8,4 км/с) в восточной части Украинского щита и Волго-Уральском своде.

Наиболее равномерно из кратонов изучена верхняя мантия Восточной Сибири. Здесь глубинными сейсмическими исследованиями по сравнительно плотной сети наблюдений охарактеризованы все основные районы. Вдоль системы профилей ГСЗ общей протяженностью свыше 12 тыс. км практически не зафиксированы пониженные значения V_r^M , а свыше 40% определений, в основном

сосредоточенных в субширотной полосе между 62° и 67° с. ш., принадлежат значениям V_{Γ}^M от 8,3 до 8,6 км/с.

В районе Мирнинского кимберлитового поля, по данным В. Д. Суворова и В. Ф. Уарова, по различным профилям ГСЗ закартирована область аномально высоких значений V_{Γ}^M . По меридиональному профилю Олгуйдах — Мирный — Ленск была создана плотная сеть наблюдений с получением прямых, встречных и нагоняющих годографов длиной до 380 км при расстояниях между пунктами взрыва от 20 до 40 км. На профиле длиной 400 км установлены значения V_{Γ}^M до 8,8–8,9 км/с, при глубинах поверхности M от 40 до 44 км, т. е. предполагать появления мантийных скоростей выше поверхности с V_{Γ}^M около 8,8 км/с нет оснований.

Строение мантии кратонов Южной и Юго-Восточной Азии изучено сравнительно слабо. Имеющаяся ограниченная информация о граничных скоростях верхней мантии по профилям ГСЗ на Аравийской платформе и более представительные данные по сети профилей ГСЗ для Индостанской платформы свидетельствуют о преобладающем развитии в их пределах нормальных значений V_{Γ}^M . Нормальные значения V_{Γ}^M доминируют в пределах Таримского массива и кратонов Юго-Востока Азии. Повышенные значения единичны.

Таким образом, древние платформы Евразии отличаются преимущественным развитием нормальных и повышенных значений V_{Γ}^M . Ареалы распространения последних установлены лишь в лавразидах и приурочены к центральной широтной полосе Восточно-Сибирской платформы и восточной части Восточно-Европейской платформы. Под кратонами гондванид и пачифид в Азии наблюдаются только нормальные значения V_{Γ}^M .

Крупнейшая из молодых плит — Западно-Сибирская — характеризуется относительно равномерным распределением V_{Γ}^M в диапазоне 7,9–8,4 км/с и наличием двух максимумов (8,0 $_{\Gamma}$ и 8,2 км/с). Повышенные значения V_{Γ}^M отмечены в междуречье средних течений Оби и Енисея [20]. Сюда протягивается (вплоть до уралид) широтный высокоскоростной пояс верхней мантии из Восточной Сибири. Аномально высокие значения граничных скоростей вдоль поверхности M (до 8,7 км/с) в этом поясе зафиксированы только в районах Надымской впадины и Красноселькупского выступа фундамента. На большей части Западно-Сибирской плиты (севернее указанного пояса до арктического побережья и южнее пояса до сочленения с Казахстанской складчатой областью) доминируют зоны с достоверно установленными нормальными значениями V_{Γ}^M .

На Туранской плите и в Казахстанской складчатой области диапазон изменений V_{Γ}^M аналогичен вышеуказанному. Анализ материалов показал приуроченность высокоскоростных зон (8,3–8,6 км/с) к западной и южной частям плиты, Тургайскому прогибу, Тенизской впадине, к юго-восточной части хр. Каратау и сопряженным участкам Средне-Сырдарьинской депрессии.

При исследованиях верхней мантии сейсмоопасных зон территории СССР Ю. А. Бурмаковым, Л. П. Винником и другими в 1984 г. были изучены усредненные скорости V_p в верхней части верхней мантии (до 30 км глубже поверхности M) по данным мощных взрывов. Полученные результаты оказались весьма близкими оценкам, сделанным по V_r^M . Обнаружено, однако, несколько важных особенностей изменения скоростной характеристики верхов мантии. Высокие значений V_p (8,3–8,5 км/с) установлены в Центрально-Каракумском своде и Центральных Кызылкумах, пониженные значения – в Южном Прибалхашье и западных районах Илийской впадины.

Для областей палеозойской складчатости зарубежной Европы распределение V_r^M весьма однородно – свыше 93% определений принадлежит интервалу 8,0–8,2 км/с. Для этого региона отмечается субмеридиональная тенденция латеральных изменений V_r^M . Западнее субмеридиональной рифтовой системы, объединяющей Рейнский, Ронский и Лиманский грабены, до атлантического побережья Европы V_r^M равняется 8,0–8,1 км/с. Восточнее рифтовой системы до границ Восточно-Европейской платформы значения V_r^M преимущественно отвечают 8,1–8,2 км/с и лишь в зоне Тейснера – Торнквиста достигают 8,3–8,4 км/с.

Складчатая система Урала пересечена рядом профилей ГСЗ [27]. Имеющиеся материалы характеризуют выразительную зональность V_r^M в регионе. Если в пределах западного и восточного склонов Урала граничные скорости составляют 8,1–8,3 км/с, то в осевой части они уменьшаются до 7,9–8,1 км/с.

В целом молодые плиты и области палеозойской складчатости Западной Евразии по диапазону изменений, средним и модальным значениям граничных скоростей по поверхности M близки к древним платформам Евразии. Среди тектонических сооружений этой группы отчетливо выделяется область палеозойской складчатости Западной Европы с узким диапазоном и доминирующими нормальными величинами V_r^M . Эта особенность области мантии западно-европейских палеозойд не позволяет их рассматривать в качестве эталона континентальных структур.

Определенные аномальные участки в поле V_r^M Евразии свойственны специфическим районам рифтовых зон. Во всех рифтовых зонах Евразии (Осло – Рейн – Рона, Мертвоморско-Красноморская, Байкальская, Северо-Китайская) установлены только нормальные (обычные для прилегающих структур) или аномально пониженные значения V_r^M [30]. Крупная область преобладания низких скоростей по поверхности M (7,7–7,9 км/с) характерна для Байкальской рифтовой зоны. К юго-востоку от оз. Байкал низкоскоростная верхняя мантия по сейсмическим данным прослеживается в северных и центральных районах МНР и Восточном Саяне.

В областях мезозойской и альпийской складчатости Евразии граничные скорости по поверхности M наиболее детально изучены в Западной Европе и СССР. Для преобладающего большинства складчатых сооружений альпид свойственны нормальные значения V_{Γ}^M . Повышенные значения V_{Γ}^M зарегистрированы в центральной части Черноморской, Рионской впадин, пониженные — только на локальном участке под северной частью Южно-Каспийской впадины.

Практически повсеместно нормальные значения V_{Γ}^M определены вдоль редкой сети профилей ГСЗ на Дальнем Востоке и в северо-восточной части СССР. Лишь в переходной зоне от Азии к Тихому океану на юго-востоке п-ва Камчатка и в Японии по многочисленным материалам сейсмологических наблюдений и ГСЗ верхняя мантия в широкой полосе непосредственно к западу от сейсмофокальной зоны отмечается аномально низкоскоростным разрезом, начиная от поверхности M и до глубин 60–100 км.

Выполненный анализ показывает, что большинство крупных тектонических элементов не находит специфического отображения в поле граничных скоростей вдоль поверхности M . Многие достоверные особенности зональности поля V_{Γ}^M не согласуются с границами тектонических сооружений. Так широтная зональность поля V_{Γ}^M свойственна Западной и Восточной Сибири. Здесь поле высокоскоростной мантии полосой в 500–600 км протягивается от Урала до Верхоянского хребта. Широтная зональность V_{Γ}^M , также не коррелируемая с тектоническими сооружениями, установлена в Казахской складчатой области и на Туранской плите. Нормальные значения V_{Γ}^M доминируют в палеозоидах Центральной Европы и на большей части Восточно-Европейской платформы, в кратонах и разновозрастных складчатых сооружениях юга Азии. Некоторые специфические особенности поля V_{Γ}^M свойственны лишь зонам современного рифтогенеза и активной континентальной окраине Евразии. Вместе с тем, области неотектонической активизации Центральной Евразии, как правило, не отличаются в поле V_{Γ}^M от смежных стабильных в течение мезозоя и кайнозоя тектонических сооружений. Таким образом, районирование мантии нельзя прогнозировать по размещению тектонических сооружений, а следует изучать независимо, по результатам экспериментальных материалов.

При проведении районирования верхней мантии Западной Евразии были выделены крупные надпорядковые латеральные неоднородности [27]. При рассмотрении поля V_{Γ}^M Атлантики и прилегающих континентов такие мантийные неоднородности названы автором литосферными массивами. По значениям V_{Γ}^M в пределах всей Евразии намечаются четыре литосферных массива (Европейский, Центрально-Евразийский, Восточно-Азиатский, Южно-Азиатский) и несколько наложенных зон, приуроченных к рифтовым поясам и впадинам Средиземноморья, отличающимся специфиче-

Таблица 8

Распределение граничных скоростей по поверхности Мохоровичича в Евразии

Область	Площадь, млн км ²	Число определений	Значение V_{Γ}^M , км/с			Доля значений V_{Γ}^M , %		
			диапазон	модальное	среднее	пониженные	нормальные	повышенные
Евразия	52,65	1085	7,7–8,7	8,1	8,12	12,9	69,8	17,3
Литосферные массивы*:								
Европейский	7,2	285	7,9–8,3	8,1	8,11	1,4	94,7	3,9
Центрально-Евразийский	17,9	520	7,8–8,7	8,2	8,19	9,9	56,9	33,2
Восточно-Азиатский	9,3	51	7,8–8,1	8,1	8,04	15,6	84,4	–
Средиземноморский бассейн и современные рифты Евразии	3,75	148	7,7–8,5	7,8 и 8,0	7,94	51,4	46	2,6

*Без учета наложенных структур Средиземноморья и наиболее детально изученных рифтовых зон.

скими особенностями поля V_{Γ}^M . Европейский литосферный массив характеризуется доминирующей ролью (95%) нормальных V_{Γ}^M со средним значением 8,11 км/с по 285 определениям (табл. 8), западная граница которого прослеживается под акваторией Атлантического океана.

Центрально-Евразийский литосферный массив отличается относительно высокоскоростной, резко дифференцированной мантией. Его западная граница проходит примерно по линии Горький–Харьков–Одесса, а восточная–намечается по субмеридиональной линии, проходящей через нижнее течение Лены, далее по оз. Байкал и ориентировочно по 105° в. д. Южная граница Центрально-Евразийского литосферного массива прослеживается вдоль альпид Западной и Центральной Азии. В выделенных границах он охватывает восточную часть Восточно-Европейской платформы, большую часть Восточно-Сибирской платформы, Урал, Центрально-Казахстанскую складчатую область, Туранскую и Западно-Сибирскую молодые

плиты, значительную часть неотектонического орогенического пояса. Среднее значение V_{Γ}^M по 520 определениям составляет здесь 8,18 км/с.

В Восточно-Азиатском и Южно-Азиатском литосферных массивах преимущественно развиты нормальные значения V_{Γ}^M . Свыше 90% определений граничной скорости по поверхности M равняются 8,0–8,2 км/с и полностью отсутствуют высокие значения. Восточно-Азиатский массив включает древние платформы Восточного Китая, сопряженные с ними разновозрастные складчатые сооружения, а также северо-восточные провинции СССР. Южно-Азиатский массив объединяет древние платформы Аравии, Индостана, Тибетское нагорье и пограничные с ними высокогорные районы. Вероятно, он имеет продолжение под акваторией Аравийского моря, Бенгальского залива, Центральной котловины Индийского океана, где также зарегистрированы только нормальные и пониженные величины V_{Γ}^M . Верхние части мантии под Восточно-Азиатским и Южно-Азиатским литосферными массивами однотипны. Их разделение обусловлено пространственной разобщенностью, а также существенными различиями изменения значений V_p с глубиной. Для Восточно-Азиатского массива характерно относительно неглубокое залегание низкоскоростного волновода, полиастиносферное строение до больших глубин. В Южно-Азиатском массиве ниже поверхности M скорости с глубиной обычно увеличиваются, а выделение астеносферы по продольным волнам невозможно или осуществляется ненадежно.

Распределение величин V_{Γ}^M , составленных порознь для намеченных литосферных массивов, показывает отчетливые, статистически выразительные различия средних и модальных значений примерно на 0,09 и 0,1 км/с соответственно (см. табл. 8), что подтверждает корректность выделения указанных массивов.

Распределение V_{Γ}^M за пределами Евразии представительно изучено на континентах в Северной Америке (главным образом, в США и Южной Канаде) и в Австралии.

Для большей части Северо-Американского кратона характерны нормальные значения V_{Γ}^M . В двух обширных районах, к юго-востоку от Гудзонова залива в Канаде, а также в области Великих Равнин и предгорье Кордильер в бассейнах рек Миссури (штаты Монтана, Северная и Южная Дакота) и Южный Саскачеван установлены только повышенные значения V_{Γ}^M . Наибольшие значения 8,5–8,6 км/с наблюдаются на п-ове Лабрадор, а в Миссурийско-Саскачеванской зоне преобладают значения 8,3–8,4 км/с. Таким образом, Северо-Американский кратон по величинам V_{Γ}^M весьма схож с кратонами Евразии.

В пределах областей палеозойской складчатости в США отмечаются две зоны со специфическим распределением V_{Γ}^M . На юго-востоке в Аппалачах и Предатлантической равнине закартированы

только нормальные значения V_{Γ}^M , а в южных районах США (штаты Техас, Оклахома, Арканзас, Луизиана, Миссисипи) и в западной части Мексиканского залива чередуются полосы нормальных и повышенных (8,3–8,4 км/с) значений V_{Γ}^M .

В западных гористых районах США граничные скорости по поверхности мантии существенно понижены. На обширной территории доминируют значения V_{Γ}^M 7,7–7,9 км/с, что, по-видимому, уникально и нигде больше на континентах не известно. Здесь установлены очень значительные воздымания мантии и высокий уровень теплового потока. Пониженные значения V_{Γ}^M в этом регионе вероятно следует рассматривать как отображение неотектонического ареального рифтогенеза большой интенсивности. Примечательно, что в прибрежной полосе, в районе впадин Вентура и Санта-Барбара, V_{Γ}^M повышаются до 8,2–8,3 км/с.

На Австралийском континенте доминируют нормальные значения V_{Γ}^M . Однако на кратонах Йилгарн и Пилбара преобладают повышенные величины V_{Γ} (8,3–8,4 км/с), а в Восточно-Австралийской складчатой области, наряду с нормальными, зафиксированы немногочисленные слабопониженные значения.

На остальных материках (Южная Америка, Африка и Антарктида) выполнены разобщенные исследования V_{Γ}^M , которые не дают оснований даже для предварительного районирования. По полученным данным, доминируют нормальные величины V_{Γ}^M . Систематические понижения V_{Γ}^M наблюдаются в Восточно-Африканской рифтовой системе. Отметим, что за пределами Евразии четкая граница литосферных массивов, специфических по V_{Γ}^M может быть намечена только между западом и востоком США. Все остальные границы литосферных массивов размещаются на акваториях и к их трассированию обратимся после рассмотрения V_{Γ}^M по океанам.

Анализ материалов по особенностям распределения граничных скоростей продольных волн, выполненный по Евразии, Северной Америке и Австралии, где по опубликованным 1986 г. материалам пройдено около 170 тыс. профилей ГСЗ, позволяет сделать следующие выводы.

1. Тектонические сооружения различного возраста домезозойской консолидации не обладают какими-либо статистически достоверными специфическими скоростными характеристиками верхов верхней мантии: диапазоны значений и среднеарифметические величины V_{Γ}^M дорифейских и рифей–палеозойских областей, областей эпиплатформенной неотектонической активизации близки между собой (соответственно от 7,8 до 8,8 км/с и 8,16 км/с для древних платформ, и от 7,8 до 8,6 км/с и 8,15 км/с для молодых платформ Евразии). Намечаются некоторые отличия V_{Γ}^M лавразийских кратонов, в пределах которых встречаются зоны с V_{Γ} равными 8,6–8,8 км/с. Подобные зоны не известны в кратонах гондванид и

пацифид. Значения $V_{\Gamma}^M \geq 8,5$ км/с не отмечены нигде за пределами древних платформ, за исключением центральных районов Западной Сибири. Мантия областей мезозойской и кайнозойской складчатости характеризуется исключительно нормальными значениями V_{Γ}^M . Современные рифтогенные сооружения отличаются широким развитием пониженных величин V_{Γ}^M , что особенно свойственно западным районам США.

2. В пределах Евразии намечены четыре литосферных массива (Европейский, Централно-Евразийский, Восточно-Азиатский и Южно-Азиатский), рассматриваемые как надпорядковые неоднородности верхней мантии, отличающиеся по диапазону зарегистрированных значений V_{Γ}^M , их средними и модалными значениями, а также степенью дифференциации поля скоростей. В пределах каждого литосферного массива скоростные характеристики верхов мантии областей домезозойской консолидации идентичны. Поэтому границы плит, щитов и складчатых домезозойских сооружений, как правило, не могут быть прослежены в пределах литосферных массивов по изменениям V_{Γ}^M , а утверждения о закономерных различиях V_{Γ}^M молодых и древних платформ, эпиплатформенных сооружений, намечаемые по единичным пересечениям, не подтверждаются по материалам изучения Евразии и других материков.

3. Рифтогенные послепалеозойские сооружения на всех материках отличаются увеличением доли низких величин V_{Γ}^M , обычно в Евразии на 0,1–0,3 км/с меньшими, чем для внешних сопряженных областей. Еще большие снижения V_{Γ}^M характерны для Западно-Американской и Восточно-Африканской областей рифтогенеза. Такие понижения V_{Γ}^M представляется уместным коррелировать с деструкцией (дроблением и общим утонением) литосферы в рифтах. Однако масштабы изменений литосферы в рифтогенных структурах разнообразны и выявление их закономерностей, корреляций с аномалиями теплового потока, проявлениями магматизма требует дальнейших исследований. В пределах западной части США, Байкальской рифтовой зоны, Западного Средиземноморья, Эгейского моря низкие значения V_{Γ}^M установлены на большой площади в зонах с изометричными или сложными контурами. Мертвоморский и Рейнский рифты отличаются узкими линейными зонами понижения V_{Γ}^M . Для Лиманьского и Северо-Китайского рифтов свойственна мозаичная изменчивость V_{Γ}^M с отдельными полями низких значений на общем фоне нормальных. Большой интерес вызывает также проблема геологической длительности сохранения рифтогенных изменений, запечатленных в изменениях мантии. Судя по осевой зоне Урала, рифтогенные преобразования мантии сохраняются здесь с раннего палеозоя и проявляются в современных скоростных особенностях верхов мантии.

Однако ниже поверхности мантии в осевой зоне, как и в смежных областях Урала значения V_p быстро растут и на глубинах всего

60–65 км от дневной поверхности достигают 8,5 км/с. Следовательно, отражение былых зон рифтогенеза в такой ситуации обнаруживается только в приповерхностной части мантии.

4. Распределение V_{Γ}^M не контролируется глубинами залегания поверхности мантии. Намечается общая тенденция к понижению V_{Γ}^M к западным, южным и восточным окраинам Евразии. Для северных окраин материка такая тенденция не характерна. Во внутриконтинентальных районах Евразии при вариациях H_M от 25 до 75 км прямая корреляция между толщиной коры и скоростями в кровле мантии, предполагаемая некоторыми исследователями, не установлена.

5. Изучение континентов по материалам сейсмометрии показывает, что районирование этажей литосферы необходимо осуществлять по независимым признакам. Очевидно, структурно-вещественные неоднородности и их границы в литосферном панцире и литосферной мантии могут быть как совпадающими, так и резко не согласующимися друг с другом.

Экспериментальные работы взрывной сейсмологии в океанах длительное время проводились для картирования поверхности M , преломленная волна от которой выходит в первые вступления на удаленных порядка 30–50 км от пункта взрыва. Поэтому в течение первых десятилетий при выполнении ГСЗ в океанах обеспечивалось получение годографов первых вступлений до 100 км и менее и лишь в редких случаях были получены годографы длиной 200–250 км. В последнее десятилетие в океанах выполнены наблюдения на единичных протяженных профилях с годографами длиной в сотни и тысячи километров, позволивших получить первые относительно достоверные сведения о скоростном разрезе мантии на десятки километров глубже ее поверхности.

Данные взрывной сейсмологии по океанам были обобщены в отдельных сводных работах с целью разработки одномерных (вертикальных) моделей океанической литосферы. Изменчивость значений V_{Γ}^M рассматривалась для определения различий осредненных одномерных характеристик океанов и континентов в целом [30, 32, 33], разных океанов, а также для сопоставлений типовых океанических структур: срединно-океанических хребтов, асейсмичных поднятий, микроматериков, основных дуг. Обобщения материалов по изучению закономерностей латеральных изменений V_{Γ}^M и районированию по этому параметру верхов мантии континентов позволили получить интересные результаты о латеральных региональных неоднородностях верхней мантии для выяснения связей между глубинными и поверхностными геологическими образованиями. Поэтому наши исследования имели задачей выявление крупных латеральных неоднородностей верхней мантии океанов для их последующего учета при геонимическом районировании литосферы.

Таблица 9

Частота встречаемости значений скоростей распространения граничных волн (V_r) для океанов и их областей

V_r , км/с	Индийский	Атлантический северная часть	Северный Ледовитый	Тихий			По всем океанам
				переходные области	ложе	всего	
1	2	3	4	5	6	7	8
7,5	—	12	2	2	4	6	20
7,6	—	10	—	7	10	17	27
7,7	4	11	—	9	14	23	38
7,8	7	36	—	24	30	54	97
7,9	10	35	4	19	21	40	89
8,0	27	83	12	51	64	115	237
8,1	45	63	7	34	57	91	206
8,2	29	51	14	18	82	100	194
8,3	20	31	7	17	45	62	120
8,4	5	16	—	14	37	51	72
8,5	6	21	2	13	22	35	64
8,6	—	4	—	2	17	19	23
8,7	—	5	—	2	7	9	13
8,8	—	—	—	2	4	6	6
8,9	—	—	—	2	—	2	2
9,0	—	—	—	2	5	7	7
<i>n</i>	153	378	48	218	429	637	1226

Подчеркнуты модальные значения.

К 80-м гг. существенно повысилась изученность верхней мантии океанов методами взрывной сейсмологии (табл. 9).

С 60-х гг. на океанах проводятся исследования методами ГСЗ-КМПВ верхней мантии (ГСЗ-ВМ), обеспечивающие получение длинных годографов, характеризующих строение мантии глубже ее поверхности. Первые достаточно удачные эксперименты были проведены в 1968–1969 гг. с использованием наземных сейсмических станций в Северной Атлантике, длина годографа составила 400–500 км, затем в Мексиканском заливе, где длина годографа составляла 1500 км. В последующие годы исследования с длинными годографами были выполнены в восточной части Атлантичес-

кого океана, в Восточно-Марианской, Северо-Западной и Северо-Восточной котловинах Тихого океана и некоторых других районах.

Важное значение для изучения мантии океанов имели советские работы ГСЗ в Дальневосточной переходной зоне (1957–1958 и 1964–1967 гг.), проводившиеся с использованием встречных и нагоняющих годографов. Максимальная длина годографов достигала здесь 250 км. В результате этих исследований были впервые построены границы в верхах мантии, залегающей на 10–15 км ниже поверхности M . Продолжением данных исследований явились наблюдения ИО АН СССР на траверсах Курильские острова – поднятие Шатского [39] и Анголо-Бразильском (Ю. Е. Погребницкий и др.).

Накопление значительной информации о величинах граничных скоростей на поверхности M в пределах Мирового океана позволяет вплотную подойти к проведению мелкомасштабного районирования его акватории по данному параметру. Общая гистограмма V_{Γ}^M по океанам, построенная по 1226 данным, характеризуется распределением, близким к нормальному, но с некоторым увеличением доли повышенных значений. Наиболее часто встречающиеся величины $V_{\Gamma}^M = 8,0–8,2$ км/с охватывают свыше 50% всех имеющихся данных. Эти значения, как и на материках, условно приняты автором за нормальные. Соответственно к пониженным отнесены величины V_{Γ}^M в интервале 7,5–7,9 км/с, на которые в рассматриваемом массиве данных приходится 21%. К повышенным значениям V_{Γ}^M (8,3–9,0 км/с) принадлежит около 25% определений, причем единичные V_{Γ}^M в интервале 8,9–9,3 км/с установлены только на ложе и окраинах Тихого океана [26, 27, 28].

Отклонения в распределении величин V_{Γ} от нормального четко видны при рассмотрении порознь ложа океанов и переходных зон между океанами и континентами. Для ложа Тихого океана характерен плосковерхий максимум гистограммы V_{Γ}^M , охватывающий значения 8,0–8,4 км/с, что свидетельствует о преобладании здесь высокоскоростных областей верхов океанической мантии. Общее сходство распределения V_{Γ}^M с Тихим океаном обнаруживает Северный Ледовитый. Существенно иной, более низкоскоростной вид распределения V_{Γ}^M характерен для ложа Атлантического и Индийского океанов, где модальные значения составляют 8,0–8,1 км/с. Рассмотрение общих распределений V_{Γ}^M по пассивным и активным континентальным окраинам показало, что между ними различия сравнительно невелики. Для обоих типов окраин значения 8,0–8,1 км/с принадлежат к наиболее часто встречающимся, однако общий вид распределения для окраин более плосковерхий, чем для ложа океанов. В активных окраинах намечается специфическое распределение пониженных $V_{\Gamma}^M = 7,8$ км/с. Как показывает анализ, это обусловлено, главным образом, значениями V_{Γ}^M в западной

переходной области Тихого океана, выделяющейся общим понижением скоростей в мантии. Для пассивных окраин Южной Атлантики и Индийского океана несколько повышена доля умеренных высокоскоростных значений, составляющих 8,3 км/с.

Анализ показал, что, как правило, за исключением СОХ, отдельные геоморфологические элементы дна не различаются по величинам V_{Γ}^M . Поэтому на первом этапе мелкомасштабного районирования мантии океанов в 1983–1984 гг. автором изучались закономерности распределения V_{Γ}^M по отдельным районам площадью в 1–5 млн км², в пределах которых по визуальному анализу совокупности единичных оценок V_{Γ}^M представлялись относительно однородными. По каждому такому району, охватывающему одну или несколько смежных морфологических структур дна океанов, выполнялось построение графиков распределения V_{Γ} . Затем смежные районы с однотипными распределениями объединялись в более крупные массивы I порядка, площадью до 10 млн км², которые использовались для районирования верхней мантии океанов в качестве специфических латеральных неоднородностей. Всего было выделено 23 специфические области, включающие от 1 до 3 массивов I порядка, которые принадлежат намеченным автором пяти типам распределения V_{Γ}^M (табл. 10).

При таком варианте районирования за основу типизации специфических областей была принята доля нормальных значений V_{Γ}^M в общей совокупности для каждой области и соотношение нормальных скоростей с пониженными и повышенными. По этим признакам выделяются пять типов мантии.

I. Однородная нормальная мантия. Доля нормальных значений составляет 70% и более. Характерно, что из отнесенных к этому типу четырех областей в двух тихоокеанских, помимо нормальных, встречаются только повышенные значения, равные 8,3 км/с.

II. Нормально-низкоскоростная мантия. Нормальные и пониженные значения V_{Γ}^M , совместно составляют около или более 90% общей совокупности.

III. Мантия с равномерно-мозаичным распределением V_{Γ}^M . В этих областях доля пестро размещенных мозаично пониженных нормальных и повышенных значений порознь варьирует от 20 до 50%.

IV. Нормально-высокоскоростная мантия. Примерно поровну нормальных и повышенных значений V_{Γ}^M , при доле пониженных менее 10%.

V. Преимущественно высокоскоростная мантия. Здесь преобладают повышенные значения V_{Γ}^M , доля которых превышает 60%.

Необходимо отметить, что регионы, включаемые в V тип остаются в целом слабо исследованными и их выделение проводится недостаточно уверенно. Возможно, что IV и V типы областей следует рассматривать совместно.

Таблица 10

**Характеристика латеральных неоднородностей
I порядка верхней мантии океанов**

Тип мантии	Области	Число определений	Распределение скорости распространения граничных волн V_r , %		
			пониженных	нормальных	повышенных
I	Приевропейская часть Атлантики	52	2	98	—
	Плато Агульяс	22	11	80	9
	Меланезийская	11	—	73	27
	Приэкваториальная Тихоокеанская	13	—	70	30
II	Северо-Атлантическая	57	61	37	2,0
	Фолклендская	30	30	63	5,7
	Центрально-Индоеокеанская	84	21	68	11
	Приавстралийско-Тихоокеанская	65	41	46	13
	Северо-Тихоокеанская	15	26	66	7
	Восточно-Тихоокеанская	—	65	52	39
III	Филиппинская	43	33	49	18
	Западно-Атлантическая	222	26	45	29
	Каролинская	13	31	46	38
	Фиджийская	17	35	23	43
	Японо-Алеутская	67	34	46	20
IV	Гавайская	41	24	39	37
	Амирантско-Сейшельская	18	10	45	45
	Северо-Западная Тихоокеанская	87	2	52	46
	Южная Тихоокеанская	39	—	59	41
V	Северо-Восточная Тихоокеанская	66	6	41	53
	Южно-Атлантическая	8	12,5	25	62,5
	Центрально-Тихоокеанская	8	—	—	100
	Южно-Приавстралийская	17	6	29	65

Материалы о граничных скоростях мантии Атлантического океана свидетельствуют, что в северной части океана в областях, где побережья сложены преимущественно палеозоидами и альпидами Европы, Северной Африки и Гренландии, океаническая мантия отличается доминирующими нормальными и пониженными значениями V_{Γ}^M , как и на прилегающей суше. В более южных районах и в переходной зоне к Северной Америке в составе мантии значительную долю в распределении V_{Γ}^M приобретают высокоскоростные компоненты, как на Американском континенте. В достаточно изученных переходных зонах пассивных окраин Атлантики на границе континент—океан, несмотря на резкое воздымание поверхности M от континента к океану, не установлено какого-либо заметного изменения состава верхов мантии, отображаемого величинами V_{Γ} .

В основной части изученной акватории Индийского океана поле V_{Γ}^M представлено II типом распределения. На общем фоне выделяются две области с большой долей повышенных V_{Γ}^M . В пределах первой Амирантско-Сейшельской области установлена утолщенная субконтинентальная земная кора, вмещающая докембрийские гранитоиды. Вторая Южно-Приавстралийская область сопрягается с кратонами Австралии, где развита высокоскоростная мантия. Близкие значения V_{Γ}^M зафиксированы для Индостанского, Аравийского полуостровов и прилегающих к ним районов океана, Аравийского и Красного морей.

Тихий океан в целом и особенно его ложе характеризуются относительно высокоскоростной верхней мантией. Вероятно, что мантия всей центральной части ложа Тихого океана, к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия, кроме Гавайских островов и прилегающей с севера абиссали, принадлежит единой высокоскоростной мегаобласти.

Переходная зона от Тихого океана к материкам Азии и Австралии отличается участием в строении верхов мантии низкоскоростных компонент. Намечаются четкие латеральные различия между Тихоокеанско-Азиатской и Тихоокеанско-Австралийской зонами. В последней практически не встречена высокоскоростная верхняя мантия со значениями более 8,4 км/с и доля пониженных значений V_{Γ}^M превышает 40%.

Для Тихоокеанско-Азиатской зоны характерно до 20% повышенных значений V_{Γ}^M (8,4–8,7 км/с). При этом показательно, что на Дальнем Востоке СССР и на востоке КНР такие значения неизвестны. Напротив, прилегающие районы северо-запада ложа Тихого океана отличаются весьма высокой долей (46%) повышенных V_{Γ}^M .

Северо-Восточная Тихоокеанская область характеризуется весьма высокой долей повышенных значений V_{Γ} . Между тем мантия на востоке США отличается пониженными значениями скоростей. Таким образом на активных окраинах Тихого океана

сочленяется различная по составу мантия океанического ложа и континентальных окраинных зон. Во всех случаях, когда строение мантии относительно хорошо изучено, на активных окраинах устанавливается контактирование поднятой высокоскоростной мантии Тихоокеанского ложа с низкоскоростной и нормализованной погруженной мантией окружающих Тихий океан континентов.

Проведенный анализ позволяет наметить следующие закономерности латеральной изменчивости верхов мантии океанов.

1. В пределах ложа и окраины океанических областей отмечаются крупные латеральные неоднородности верхней мантии, намечаемые по особенностям распределения V_{Γ}^M . Выделено 23 специфические области распределения V_{Γ}^M , объединяющие специфические массивы I порядка, субизометричной конфигурации, имеющие площадь, главным образом, в единицы миллионов квадратных километров. Границы этих массивов I порядка и областей не совпадают с границами геоморфологических структур дна океанов.

2. Установлены четкие отличия ложа океанов по строению верхней мантии. Для северной части Атлантического и Индийского океанов характерна мантия с доминирующей ролью нормализованных и пониженных значений V_{Γ}^M , для ложа Тихого океана — мантия с преобладанием или повышенной ролью высокоскоростных компонент. Намеченные два типа океанической мантии уместно именовать Атлантическим и Тихоокеанским. Предварительно намечается тяготение южных районов Атлантического и Индийского океанов к мантии тихоокеанского типа.

3. Выясняются принципиальные отличия мантии пассивных и активных континентальных окраин. В пределах пассивных окраин переход от континентов и океанов происходит без существенных изменений свойств верхов мантии, отображаемых параметром скорости продольных волн. В пределах активных окраин осуществляется переход от высокоскоростной мантии тихоокеанского типа к нормализованной и низкоскоростной мантии континентов. Формируемые здесь большие горизонтальные напряжения, в зоне сочленения поднятой тихоокеанской мантии повышенной плотности и погруженной нормальной и низкоскоростной мантии континентов, являются ответственными за сейсмичность и повышенную проницаемость активных переходных зон.

Автором была предпринята попытка выделить надпорядковые неоднородности литосферной мантии размерами, ориентировочно, десятки миллионов квадратных километров и более. Для этих неоднородностей ранее было предложено название литосферные массивы. Из вышеизложенного следует, что на окраинах Тихоокеанского типа границы литосферных массивов будут совпадать с таковыми океанов и континентов и ориентировочно трассироваться по окраинно-океаническим желобам. Их положение на окраинах атлантического типа уточнялось при составлении схемы надпоряд-

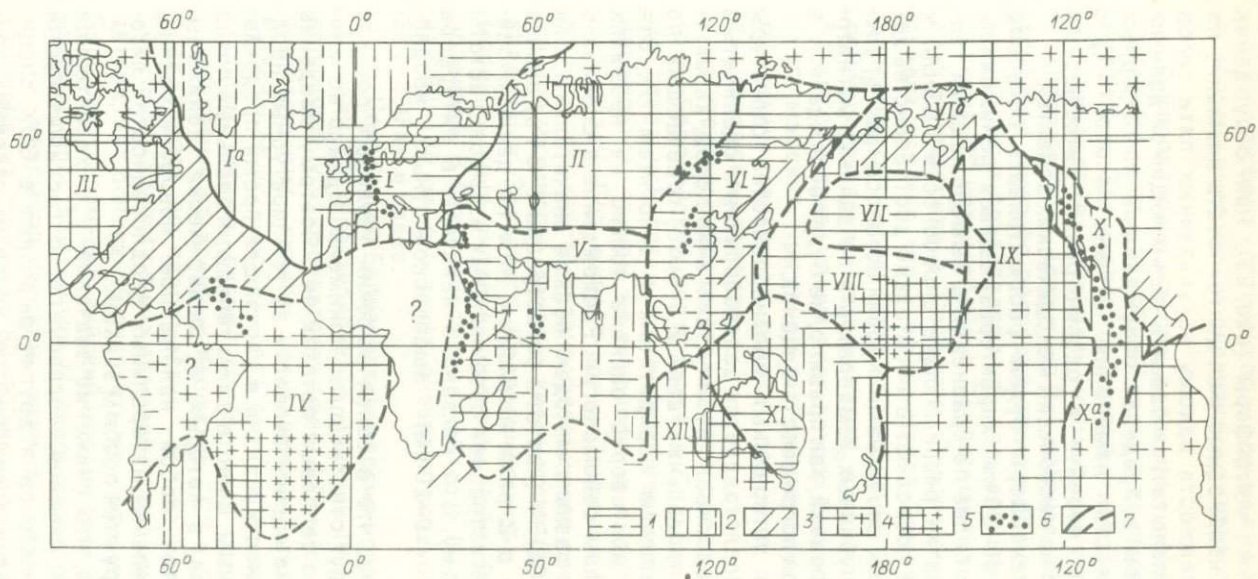


Рис. 63. Схема основных латеральных неоднородностей мантии по данным сейсмометрии:

1–5 – литосферные массивы, характеризующие мантией соответственно I–V типов (сплошная штриховка – достоверные контуры, пунктирная – предполагаемые); 6 – аномальная низкоскоростная мантия континентальных и океанических рифтов; 7 – границы литосферных массивов; I–X – см. в тексте

ковых неоднородностей — литосферы (рис. 63). При обсуждении этих неоднородностей необходимо сконцентрировать внимание не только на их принадлежности одному из указанных пяти типов распределения V_{Γ} , но попытаться оценить по имеющимся данным положение астеносферы в пределах обсуждаемых литосферных массивов и особенности изменения в них скорости V_{ρ} с глубиной. Прежде чем перейти к рассмотрению литосферных массивов остановимся на нескольких методических аспектах.

1. В качестве астеносферы будем рассматривать волновод мощностью не менее 40–50 км, характеризующийся понижением скорости на 0,2 км/с и более по сравнению с вышележащими толщами. В условиях мантии разрешающие способности ГСЗ-ВМ и менее точных методов позволяют относительно достоверно выделять волноводы с такими свойствами. Кровля астеносферы H_a , оцененная по расчетам глубинных температур и по данным магнитотеллурических зондирований, как правило, не будет обсуждаться в связи с неопределенной погрешностью оценок.

2. Для выяснения латеральных неоднородностей структуры литосферной мантии представляется целесообразным оценивать в разных литосферных массивах глубину залегания пород, характеризующихся скоростью продольных волн 8,5 км/с, отвечающих по составу гранат-шпинелевым перидотитам и эклогитам H_1 . Эта глубина может быть достоверно оценена только на профилях ГСЗ-ВМ и по материалам сейсмологии. Расхождения в оценках в различных районах по разным методам весьма значительны. Как показал анализ, при ГСЗ-ВМ (частоты регистрации 6–8 Гц) оценки H_1 оказываются часто в 2 раза меньшими, чем по данным сейсмологии или ГСЗ с регистрацией сверхмощных взрывов (частоты до 1–2 Гц). По-видимому, это связано с наличием в литосфере относительно тонких (10–20 км) высокоскоростных неоднородностей.

3. Вполне очевидно, что в зонах высоких тепловых потоков скорости в мантии будут относительно понижены. Однако во многих регионах данных о тепловых потоках нет. Поэтому введение каких-либо редукиций на оценки скорости за температурные неоднородности на поверхности мантии в настоящее время представляется нецелесообразным. Вместе с тем георифтогенальные пояса континентов и океанов, в которых V_{Γ}^M специфически понижены, очевидно, представляют собой наложенное новообразование. Поэтому они при выделении латеральных неоднородностей литосферной мантии картируются особым знаком.

Весьма любопытно, что снижение значений V_{Γ}^M , характерное для большинства СОХ океанов, согласуется с геохимическими данными. Так, Л. В. Дмитриев и другие выделяют в СОХ специфические толеиты океанических рифтов, которым отвечают расплавы плагиоклазовой фации лерцолитовой мантии.

В литосфере континентов и океанов на данной стадии изучения проблемы выделяются следующие литосферные массивы (см. рис. 63).

I. Европейский массив, охватывающий большую часть Европы, Северное море, Бискайский залив и прилегающие с запада районы Атлантики. Здесь развита мантия I типа, свыше 90% определений V_{Γ}^M принадлежат интервалу нормальных значений. В прилегающих с запада районах Атлантики (Ia), помимо нормальных значений V_{Γ}^M , довольно широкое распространение получили пониженные значения, которые преобладают над нормальными. Аналогичное распределение V_{Γ}^M установлено в Средиземноморье. Восточная граница данного массива в Северном Ледовитом океане протягивается ориентировочно через район Новой Земли к Северной Земле и далее круто поворачивает по склону хр. Гаккеля к Гренландии. По сейсмологическим материалам V_p в мантии Гренландии оценена в 8,0 км/с, в связи с чем этот остров включаем в состав Европейского массива. При таком толковании ему отвечают региональный максимум теплового потока, поднятие геоида, положительная аномалия силы тяжести.

Методами сейсмометрии астеносфера не выделяется под Восточно-Европейской платформой и Польско-Германской равниной. На остальной части этого литосферного массива астеносфера намечается, причем ее мощности и выраженность возрастают к юго-западу. Под южной частью Западной Европы и Средиземноморья поверхность астеносферы имеет сложный рельеф и воздымается на многие десятки километров (до глубин 30–60 км) под впадинами Западного Средиземноморья, Эгейского и Черного морей, в зоне рифтовой системы Рейн-Рона и под Паннонской впадиной. В безастеносферной области H_1 размещается на глубинах 80–180 км, а в зонах развития астеносферы погружается до 220–250 км и более.

II. Центрально-Евразийский массив нормальных и повышенных значений V_{Γ}^M характеризуется мантией IV типа, высокой средней величиной V_{Γ}^M , соответствующей 8,2 км/с по 350 определениям, значительным числом повышенных значений (8,3–8,9 км/с). Выделение астеносферы под равнинами всего массива остается проблематичным, скорее всего здесь астеносфера отсутствует. Намечаемые на длинных профилях ГСЗ в Сибири волноводы прослеживаются не повсеместно и характеризуются толщиной 10–20 км, скорости в них заметно превышают 8,0 км/с. По мнению автора, нет оснований относить их к зонам частичного плавления. Весь Центрально-Евразийский массив отличается общим подъемом высокоскоростной мантии, H_1 здесь варьирует от 40 до 100 км.

По сейсмологическим данным поверхность астеносферы намечена на глубинах 80–100 км под Тянь-Шанем, Памиром, в обширном районе горных сооружений Центральной Азии до Байка-

ла и Тибетского нагорья. Однако астеносферные области разоб-
щены на отдельные линзы.

Продолжение Центрально-Евразийского массива на север достоверно не установлено. Возможно, что Центрально-Евразийский и Северо-Американский массивы под Амеразийской частью Северного Ледовитого океана объединяются в единую Лавразийскую мегаобласть высокоскоростной мантии. Все наблюдения советских и зарубежных экспедиций на хр. Ломоносова и в Амеразийском бассейне свидетельствуют о доминирующей роли нормальных и высокоскоростных значений V_r^M и неглубоком залегании (до 50–80 км) H_1 . Однако объем наблюдений еще недостаточен для уверенного обоснования таких построений.

III. Северо-Американский литосферный массив мантии IV типа простирается на восточные равнинные и низкогорные районы этого континента, где зафиксировано, как и в Центрально-Евразийском массиве, доминирующее число нормальных и повышенных значений V_r^M . Под данным литосферным массивом уровень H_1 располагается на глубинах 40–80 км и до глубин 200 км астеносфера надежно не выделяется. По данным регистрации волн от ядерных взрывов в штате Невада, в центральных и восточных районах США неизменное возрастание скорости с глубиной происходит до 600–700 км.

В районах Атлантики, прилегающих к США и Канаде, развита мантия III типа. Здесь установлено мозаичное распространение разнообразных значений V_r^M , среди которых примерно равное число нормальных, пониженных и повышенных значений. По данным единичных ГСЗ-ВМ до глубин 50–70 км, где располагается уровень скоростей 8,5 км/с, V_p в мантии возрастает. На глубине 150 км в Мексиканском заливе намечена поверхность астеносферы. По-видимому, астеносфера развита на глубинах 100–150 км под обширными районами Центральной и Северной Атлантики, где зарегистрировано некоторое повышение теплового потока.

IV. Южно-Атлантический литосферный массив мантии IV типа охватывает районы Экваториальной и Южной Атлантики, относительно слабо и неравномерно изученные. Установленные по двум геотраверсам, выполненным в экваториальной части, и отдельным зондированиям особенности мантии весьма своеобразны. Отчетливые преобладания нормальных и повышенных V_r^M , очень малые величины H_1 , не превосходящие 30–50 км, вполне определенно свидетельствуют о принципиальных отличиях высокоскоростной мантии Южно-Атлантического массива от более северных районов Атлантики. Положение астеносферы в данном регионе остается не изученным. Представляется наиболее вероятным, что она не имеет здесь повсеместного распространения.

V. Южно-Азиатский литосферный массив мантии I типа включает Аравийский и Индостанский кратоны, прилегающие с севера

орогены. На юге он достоверно продолжается в Индийском океане. Ограничение на востоке по системе дислокаций Сотого меридиана носит ориентировочный характер. Вдоль западной границы массива проходит система рифтов Восточной Африки—Мертвого моря. В состав данного массива включена большая часть Индийского океана к северу от 30° ю. ш., где преобладает мантия II типа (нормальные и пониженные значения V_{Γ}^M).

По сейсмологическим данным для мантии вплоть до очень больших глубин характерен относительно низкоскоростной разрез. Значения V_p равные 8,5 км/с достигаются под п-вом Индостан лишь на глубине 400 км. По материалам поверхностных волн, астеносфера под Аравийской платформой намечается на глубинах свыше 100 км, а под рифтами Восточной Африки—Мертвого моря—на 50–70 км. Под Индийской платформой по продольным волнам астеносфера не установлена, а по поперечным волнам предполагается на глубине 100 км весьма неуверенно. По данным изучения поверхностных и объемных волн под Тибетским нагорьем ее поверхность располагается на глубине 90–100 км и до глубин 200 км мантия остается низкоскоростной. Отметки H_1 безусловно превышают здесь 250 км.

VI. Восточно-Азиатский литосферный массив преобладания мантии I типа характеризуется нормальными скоростями V_{Γ}^M в пределах континента, понижающимися лишь в обширной Байкальской и Северо-Китайской рифтовых системах. В переходной зоне от континента к Тихому океану выделяются два пояса: 1) относительно близкий к континенту пояс мантии III типа мозаичных значений V_{Γ}^M , главной особенностью которого являются отсутствующие в прилегающих районах континента повышенные величины V_{Γ}^M ; 2) узкий окраинный восточный пояс низкоскоростной мантии II типа, общие понижения V_p в котором прослежены на глубины до 100 км и более. Граница данного пояса с Тихоокеанскими массивами очень контрастна и проходит по окраинно-океаническим желобам. По согласованным данным ГСЗ, сейсмологии, МТЗ поверхность астеносферы намечена в Байкальской рифтовой зоне на глубине 80–90 км. По оценкам С. В. Крылова, астеносферная зона в виде глубокого широкого канала прослеживается на восток до переходной к океану области. Астеносферная зона по оценкам В. А. Рогожиной с V_p менее 8,0 км/с на глубинах 100–200 км выделена под северной частью МНР. В северной и северо-восточной частях КНР, в пределах кратонов пацифид по данным сейсмологии и МТЗ поверхность астеносферы намечена на глубинах 70–80 км. В Южной части КНР и Бирме по аналогичным данным установлена низкоскоростная мантия без выраженной астеносферной зоны.

Наиболее обстоятельно по достоверным сейсмологическим данным выявлено развитие мощной астеносферы в восточном низкоскоростном поясе. При обобщениях здесь обычно выделяют

либо утолщенную часть астеносферной линзы, поверхность которой от глубин 30–50 км погружается на запад до 100–150 км, либо несколько астеносферных слоев. Размещение очагов землетрясений скорее всего свидетельствует в пользу полиастеносферного строения мантии в этих регионах. В целом Восточно-Азиатский литосферный массив представляет собой утоняющуюся от континента к океану область литосферной мантии, поверхность и подошва которой воздымаются к океану. В данном массиве ощущается влияние континентальной окраины, области известных резонансных тектонических (тихоокеанских) структур. Наибольшая мощность и выраженность астеносферы установлены под Филиппинским морем.

VII. **Северо-Тихоокеанский литосферный массив мантии I типа** отличается широким развитием нормализованных значений V_{Γ}^M при подчиненной роли низкоскоростных. В схожих масштабах такое распределение V_{Γ}^M не отмечено на ложе Тихого океана (да и других океанов тоже). По периферии этого массива располагаются Гавайская вулканическая зона, поднятия Шатского, Хесса и Императорские горы со своеобразным щелочным магматизмом. В юго-восточном углу области наблюдения ГСЗ-ВМ при длине годографа 600 км при ориентировочной глубине исследований 60–70 км определили плавное повышение скоростей до 8,25 км/с с возможными перепадами в 0,1 км/с. Ориентировочная величина H_1 здесь 100 км, наличие астеносферы и H_a не известны.

VIII. **Центрально-Западный Тихоокеанский литосферный массив мантии IV и V типов** характеризуется преобладанием зон повышенных значений V_{Γ}^M . В этой области советскими и японскими исследователями выполнено несколько профилей ГСЗ-ВМ с длиной годографа до 1000–1300 км, которые свидетельствуют о том, что значения V_p в верхней мантии постепенно повышаются с глубиной на 0,2–0,5 км/с. Величины H_1 здесь не более 50–60 км, астеносфера до глубин 100 км отсутствует. Лишь в Восточно-Марианской котловине намечена астеносфера на глубинах 50–80 км, ниже которой V_p равняется 8,6 км/с. На профиле от Курильских островов к поднятию Шатского, по данным Л. Н. Рыкунова, Ю. П. Непрочнова и других [39], V_p возрастают от значений 8,3 км/с на глубине 30 км и до 8,5–8,6 км/с на глубине 120 км. До этого уровня глубин астеносфера здесь отсутствует и по V_p и по V_s .

IX. **Восточно-Тихоокеанский литосферный массив мантии IV типа** является крупнейшей областью развития высокоскоростной литосферной мантии. В его пределах широко распространены значения V_{Γ}^M от 8,5 до 9,0 км/с, поэтому величины H_1 здесь при генерализации могут рассматриваться как совпадающие с H_M . Принципиально выяснение вопроса о наличии здесь астеносферы. Однако достоверных данных для суждения об этом пока не получено. По

мнению автора, по аналогии с литосферными массивами VII и VIII развитие астеносферы здесь до глубин 100 км маловероятно.

Х. Кордильерско-Восточнотихоокеанский литосферный массив мантии II типа представляет собой меридиональный широкий (1000–1500 км и более) пояс низкоскоростной литосферной мантии неглубокого залегания и большой мощности астеносферы. Северная часть пояса на западе США исследована весьма обстоятельно. По данным взрывной и невзрывной сейсмологии здесь доминируют значения V_{Γ}^M ниже 8,0 км/с, на глубине 40–50 км располагается кровля астеносферы, мощность которой достигает 150 км под массивом Колорадо. Величина H_1 составляет 200 км и более, т. е. уровень V_p равный 8,5 км/с характеризует здесь подастеносферную мантию.

Южная часть данного литосферного массива трассируется под Восточно-Тихоокеанским поднятием (Ха), где развитие астеносферы представляется весьма вероятным, однако ее рельеф и мощность остаются достоверно не оцененными.

Литосферные массивы XI и XII (Австрало-Тихоокеанский и Западно-Австралийский), как IX и X, остаются с юга не оконтуренными. Австрало-Тихоокеанский массив мантии I и II типа характеризуется исключительно нормальными и пониженными скоростями V_{Γ}^M , которые захватывают Северо-Австралийские кратоны, Восточно-Австралийскую складчатую область и широкую полосу окраинных морей, островных дуг и небольшую часть ложа океана. В отличие от более северных районов переходной зоны здесь не встречена высокоскоростная верхняя мантия, а доля пониженных значений V_{Γ}^M превышает 40%.

По данным взрывной и невзрывной сейсмологии, МТЗ на востоке Австралии намечает развитие в интервале глубин от 60–70 км до 130–140 км астеносферы по продольным и поперечным волнам. В восточном направлении поверхность астеносферы, по-видимому, слабо воздымается. Однако, по сейсмологическим данным, в районе Соломоновых островов низкоскоростная мантия ($V_p = 7,9–7,8$ км/с) прослеживается до глубин 100–120 км, где намечается кровля волновода с V_p равной 7,5 км/с и мощностью 20–30 км. В районе Тонга–Кермадек и Новых Гебрид астеносфера не отмечена.

В Западно-Австралийском литосферном массиве (мантия IV и V типов), охватывающем юго-западную часть материка, прилегающие с юга и запада шельфовые и глубоководные области Индийского океана, доминируют повышенные значения V_{Γ}^M . На материке по данным взрывной сейсмологии до глубин 130–150 км астеносфера не отмечена. При всех исследованиях установлено плавное увеличение V_p с глубиной. Уровень H_1 , по разным оценкам, варьирует от 40–50 км до 150–170 км. В целом для этого массива, по-видимому, свойственно отсутствие или очень глубокое залегание астеносферы.

Проведенные исследования позволяют наметить некоторые общие выводы.

1. Полученные данные ГСЗ-ВМ показывают, что мантия океанов почти на всех исследованных до глубин 50 км участках характеризуется неизменными или медленно возрастающими значениями скорости продольных волн. Это свидетельствует о существенном различии в интервале глубин до 50 км литосферы континентов и океанов. В интервале глубин 10–50 км скорости продольных волн в океанах выше, чем на континентах на 1,0–1,5 км/с. В связи с этим высказываемые в последние годы Н. К. Булиным, И. А. Резановым, В. В. Орленком, Г. Д. Афанасьевым, А. А. Прониным предположения о сходстве современной литосферы континентов и океанов, основанные на дискуссионных данных, совершенно не согласуются с опорной информацией ГСЗ. Не касаясь иных следствий, заслуживающих специального рассмотрения, отметим, что все полученные данные ГСЗ-ВМ убедительно подтверждают возможность рассмотрения граничных скоростей вдоль границы M в качестве характеристики строения приповерхностной части верхней мантии.

2. Выясняются принципиальные отличия изменчивости скоростных характеристик мантии пассивных и активных континентальных окраин. На пассивных окраинах переход от континентов к океанам происходит при значительных воздыманиях поверхности M без существенных изменений свойств верхов мантии, отображаемых параметром скорости продольных волн. В пределах активных окраин установлен переход от высокоскоростной мантии тихоокеанского типа к нормализованной и низкоскоростной мантии континентов.

3. Кайнозойские активные тектоновулканические области, включая тихоокеанские окраины, характеризуются высокими значениями теплового потока и пониженными V_r^M , а более древние стабильные—низкими значениями теплового потока и повышенными V_r^M . Низкие значения V_r^M в осевых частях срединно-океанического хребта, приуроченные к зонам повышенной температуры и электрической проводимости (по данным магнито-теллурических зондирований), объясняются, возможно, частичным плавлением вещества верхней мантии. Поэтому области широкого развития низкоскоростной мантии целесообразно рассматривать как регионы кайнозойской или даже только неогеновой тектоно-магматической активизации.

4. Изучение распространенности астеносферы свидетельствует, что она развита, как правило, в поясах альпийской и киммерийской складчатости, под некоторыми палеозойскими складчатыми областями и платформами пацифид, по окраинам Тихоокеанского сегмента, в областях неотектонического орогенеза и рифтогенеза.

Астеносфера под большинством равнинных районов древних и молодых платформ и на преобладающей части ложа Тихого океана

отсутствует вообще или до глубин 100–200 км. Общая площадь областей достоверного наличия астеносферы относительно невелика, а рельеф подошвы литосферы весьма сложный. Эти результаты сейсмометрии являются непреодолимым препятствием для движений жестких литосферных плит, предусмотренных моделями тектоники плит.

5. Намеченное районирование надпорядковых неоднородностей литосферной мантии свидетельствует о сложной зональности, существенно отличной от зональности седиментосферы и второго этажа литосферы. Границы литосферных массивов часто не отвечают границам материков и океанов, не согласуются с поведением СОХ. Намечается тенденция к преобладанию их субмеридиональной вытянутости. В особенностях районирования литосферной мантии четко отображается специфика Тихоокеанского сегмента Земли.

6. Анализ показывает, что влияние повышенного теплового потока сказывается лишь на понижении значений V_{Γ}^M , однако вне областей современной активности не является определяющим. Главным фактором, влияющим на вариации V_{Γ}^M , может служить, по видимому, только изменение состава пород верхней мантии. Для ультраосновных пород, которыми, согласно общепринятым представлениям, сложена верхняя мантия, рост V_{Γ}^M , вероятнее всего, обусловлен относительным повышением основности пород. Менее вероятной, но возможной причиной может быть также относительное повышение V_{Γ}^M в породах, практически идентичных по составу, но более древних и измененных до более высоких фаций метаморфизма. В связи с этим зоны относительно высоких V_{Γ}^M следует связывать с развитием более основных или древних комплексов верхней мантии.

Таким образом, ложу Тихого океана отвечает мантия более основного состава или более древняя (более высоких фаций метаморфизма), чем в Северной Атлантике и на большей части Индийского океана. Другие высокоскоростные (мегаантиклинорные) литосферные массивы приурочены к кратонам Лавразии. Размещение мегаантиклинорных массивов в южном полушарии в настоящее время не может быть намечено с достаточной достоверностью.

ЗНАЧЕНИЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ЛИТОСФЕРЫ ДЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ, РАЗВИТИЯ ОСНОВ ГЕОДИНАМИКИ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МИНЕРАЛОГЕНИИ

Выше были рассмотрены, главным образом с позиций геостатики, основные особенности строения трех основных этажей литосферы: 1) седиментосферы; 2) литосферного панциря и океанического фундамента; 3) литосферной мантии.

Освещены результаты обобщений и анализа информации о строении литосферы континентов и океанов. Намечены взаимосвязи основных тектонических сооружений с латеральными неоднородностями литосферы. Предложена в общем виде трехмерная геостатическая иерархизированная гетерогенная модель литосферы, включающая три указанных разнородных этажа. Проведено районирование по первому и второму уровню иерархических элементов этих этажей. Установлены ранее неизвестные особенности строения континентальной и океанической земной коры, каждая из которых по характеристикам вещественного состава разделяется на несколько типов. По особенностям вещественного состава выделено пять разновидностей литосферной мантии и выявлена зональность мантии в северном полушарии. Намечены новые особенности зональности седиментосферы, новые неслоистые агрегатированные модели литопанциря, схемы латеральных неоднородностей каждого из этажей литосферы по независимым источникам информации. Существенная поэтажная латеральная неоднородность литосферы не согласуется с концепцией тектоники плит. Результаты проведенного геонимического анализа создают предпосылки для разработки корректных геодинамических теорий и будут способствовать рациональному направлению поисково-разведочных работ.

Тесные взаимосвязи строения земной коры и верхней мантии с тектоническими сооружениями и поясами месторождений полезных ископаемых в настоящее время рассматривают как одно из краеугольных положений наук о Земле, однако конкретные формы таких взаимосвязей изучены еще весьма слабо.

Имеющийся в настоящее время в распоряжении специалистов огромный объем информации является реальной базой для постановки и решения сложных и тонких вопросов строения Земли, в которой чрезвычайно важно найти ту путеводную нить в безбрежном океане фактов разной степени достоверности, которая направит к правильному выходу из лабиринта, приведет к выявлению важнейших природных связей, противоречий, закономерностей.

В геонимической информации о строении литосферы доминирующая роль принадлежит геофизическим данным. Сопоставительный анализ разрешающей и проникающей способности различных геофизических методов, их возможностей решать задачи изучения сложно организованных реальных недр, свидетельствует, что роль опорного метода геофизики объективно принадлежит сейсмометрии.

Традиционной основой общего геологического районирования является тектоническое районирование — разделение исследуемых регионов по особенностям устройства их структуры и времени ее формирования. Такое разделение — типичная классификационная процедура, реализуемая в определенном признаковом пространстве и по определенным правилам.

Первые межрегиональные и международные тектонические карты использовали в качестве признакового пространства геологические данные о характере дислокаций, а в качестве решающего признака — геологический возраст завершающей геосинклинальной складчатости. Данный принцип тектонического районирования был разработан А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, А. А. Богдановым и другими и до настоящего времени остается одним из наиболее популярных. Он соответствует определенной парадигме геологического мышления, согласно которой вся поверхность суши принималась сложенной платформами и разновозрастными геосинклинальными сооружениями.

Эта базовая модель тектонического районирования претерпевает в дальнейшем некоторые концептуальные изменения, которые, по мнению автора, продолжают носить экспериментальный характер и не превратились в общепринятые. Отметим несколько таких модификаций.

1. В СССР школой ГИН АН СССР разработаны принципы тектонического районирования по времени становления континентальной земной коры. Этот подход предполагает, что континентальная земная кора формируется в геосинклиналях из океанической или образуется путем скучивания. В данном подходе применяются геофизические термины (земная кора, мантия и т. п.), но практически не учитываются геофизические данные, даже о мощности и составе самой земной коры.

2. Другой подход, „по структурно-вещественным признакам минеральных масс” использован коллективом под руководством А. Л. Яншина.

3. При построении тектонических карт, охватывающих континенты и океаны, В. Е. Хаин, Ю. Г. Леонов и другие для их районирования учитывают разные признаки.

На континентах применяются вышеупомянутые подходы, порой с определенной концептуальной заменой понятий. При построении тектонических карт на основе концепции тектоники плит понятие о

геосинклинальных циклах заменяется таковым о циклах закрытия—раскрытия океанов, циклах Вильсона. Такой подход осуществляли Ж. Обуэн, Л. П. Зоненшайн и др. В связи с этим особое внимание уделяется офиолитовым швам, зонам различных коллизий и рифтам.

На океанах тектоническое районирование осуществляется главным образом по геоморфологическим характеристикам дна и возрасту океанической коры, оцениваемой по полосовым магнитным аномалиям.

4. Следует упомянуть принцип тектонического районирования на основе эндогенных режимов (В. В. Белоусов и др.). Примеры реализации данного принципа применительно к континентам и океанам еще не опубликованы, однако происходит их обсуждение на совещаниях и в публикациях.

В ходе реализации всех приведенных подходов неоднократно высказывались сожаления о недостаточности использования геофизических данных о глубинном строении в связи с неполнотой и противоречивостью геофизической информации. Предпринятые автором обобщения, основные результаты которых освещены в гл. III—V, были призваны, в частности, содействовать решению задачи выяснения возможностей и оптимизации использования геофизической информации о глубинном строении недр при тектоническом районировании нового геонаучного уровня.

Прежде чем обсудить заключения об оптимальном признаковом пространстве и выборе решающих правил районирования, остановимся кратко на принципах картографирования вообще и тектонического—в частности.

Карта—это плоский чертеж, на котором упрощенно и генерализованно изображено изменение какого-либо признака (или гаммы признаков) на определенной площади. Карта таким образом по начальному предназначению является трехмерной моделью. Два измерения этой модели (долгота и широта, или любые иные X и Y) образуют координатную сеть карты, а в качестве третьего измерения используется избранный третий признак или гамма признаков. Поэтому всякая карта может рассматриваться как некоторая функция вида $Q = f(x, y, z)$, где z выступает в качестве избранного признака. При построении карт, связанных с изображением земной поверхности (например, изогипс рельефа), используют принципы горной геометрии, приложимые к топографическим или геологическим поверхностям. Эти поверхности неправильные, так как не могут быть описаны каким-либо математическим выражением. Основное свойство топографической поверхности—возможность ее пересечения любой вертикальной линией только в одной точке. Признаки, которые применяются для картографирования, согласно положениям горной геометрии должны удовлетворять четырем

аксиоматическим требованиям (правило КОМП): конечности, однозначности, непрерывности и плавности.

Вполне очевидно, что руководящий признак при составлении тектонических (геономических) карт прежде всего должен иметь важный тектонический смысл, во-вторых, должен быть количественно охарактеризован в каждой точке исследуемой площади с достаточно высокой точностью, чтобы погрешность измерений, по крайней мере, на 1–2 порядка была меньше диапазона изменений.

При составлении геономических карт необходимо, чтобы принцип районирования соблюдался на всей карте. Однако обычно при составлении тектонических карт принцип тектонического районирования, принятый на континентах, не распространяется на океаны и наоборот.

Целесообразно при составлении геономических карт использовать такой важный принцип тектонического районирования как принцип историзма, на основе отображения некоторых фиксированных или завершающих событий в геологическом масштабе времени. Несоблюдение данного принципа при составлении геофизических карт во многом снижает их геологическую ценность, делает их механистическими. При выборе признакового пространства геономических карт (рассматриваемых здесь как глубинные тектонические карты) должен быть непременно учтен принцип объективности изображаемой опорной информации, исключающей априорную приверженность какой-либо концепции. По мнению автора, геономические карты должны быть основой для разработки новых концепций.

Приведенные автором обобщения показывают, что литосфера отличается весьма сложным строением и значительными латеральными неоднородностями, различно проявленными в трех составляющих ее этажах. Именно такова сложная, но объективно установленная картина, характеризующая реальное геологическое пространство, которое и должно быть предметом геономических исследований.

В связи с этим можно наметить некоторые предложения для отображения в легендах карт геономического районирования. Представляется необходимым, чтобы карты глубинного районирования учитывали указанную трехэтажность литосферы. Удобной формой такого учета является использование трех карт. Две карты, простые, аналитические, будут отображать геоструктуру поверхностей несогласий, т. е. поверхностей Φ и M , разделяющих этажи литосферы. Эти карты удобно изобразить с помощью изолиний равных глубин с отображением различной достоверности их построения и раскраской разных уровней глубин.

Указанные карты концентрируют внимание на двух главных поверхностях несогласия, выделяемых многими методами геофизики, на геономических реперах, определяющих облик литосфе-

ры. Эти карты не содержат каких-либо концептуальных особенностей и объективно характеризуют синтез наиболее достоверных геонимических данных.

Третья карта намечается в качестве итоговой, синтетической, отображающей взаимоотношения трех этажей литосферы и ориентированной, прежде всего, на характеристику районирования второго этажа. Проведенные эксперименты привели к заключению, что наиболее наглядным будет изображение строения этого этажа с помощью характеристики двух его главных свойств: мощности и вещественного состава (оцениваемого приблизительно по V_r^{Φ} , V_1 и особенностям магматизма). Для отображения вещественного состава используется основное изобразительное свойство карты — цвета (теплая гамма для салического, спокойная для салическо-мафического и холодная для мафического). Мощность передается толстыми изолиниями и тональностью раскраски. Специальным знаком выносится изображение геологического времени (в градации мезозой — кайнозой, палеозой, докембрий) приобретения земной корой современного облика, чем обеспечивается историзм карты.

Мощности надфундаментного разреза изображаются системой тонких цветных разреженных изолиний, а состав верхней мантии — крапом. Для отображения взаимоотношений морфоструктур поверхностей Φ и M применяются знаки штриховки. На основании указанного подхода подготовлены и изданы карты Евразии и изготовлены макеты карт северного полушария.

Опыт районирования по крупным регионам подтвердил его пригодность для более широкого использования.

Далее обратимся к некоторым принципиальным вопросам геодинамики. Для их обсуждения, помимо рассмотренных выше сведений о геостатике, прежде всего необходимы некоторые представления о системе сил, которые создают деформации в литосфере и ответственны за ее преобразования. Нужно отметить, что проблема сил в науках о Земле относится к числу наименее разработанных. Это не уменьшает основополагающего значения указанной проблемы и свидетельствует о важных пробелах в геодинамике.

Будем исходить из заключения физиков, что за пределами атомных ядер, в макром мире действуют только два типа сил: тяготения и электромагнитные.

Силы тяготения в условиях вращающейся Земли имеют небольшую ротационную компоненту. Главная их компонента в условиях литосферы направлена вниз к центру масс планеты. Поэтому всякие движения прогибания, погружения тяжелых веществ и „всплывания” легких, совершаемые силами тяготения, являются наиболее общими, наиболее естественными и постоянными тенденциями в развитии Земли. Напротив, общие воздымания, обус-

ловленные так называемыми эндогенными геологическими силами, направлены против сил тяготения. Следовательно, эндогенные силы, обуславливающие воздымания, физически имеют электромагнитную природу. Эти силы относительно кратковременны, они нарушают созданную главными силами притяжения гармонию, восстановление которой происходит под влиянием сил изостазии — частной приповерхностной компоненты сил тяготения. В связи с вышеизложенными представлениями о моделях литопандирия, результатами экспериментов об отсутствии астеносферы во многих районах, о бескорневых горах следует признать, что существующие понятия об изостазии, уровне изостатической компенсации крайне схематичны. Отсутствие горизонтальной расчлененности в литосфере и зональное развитие астеносферных ячеек со сложным рельефом поверхности означает, что изостатическая компенсация реализуется по сложным законам, зависящим от особенностей распределения с глубиной в каждой точке земной поверхности плотности и вязкости.

Все указанные силы воздействуют на вертикальную компоненту тектонических движений, вызывая как кратковременные воздымания и погружения, так и общие эпейрогенические и другие колебательные движения. При этом силы притяжения обеспечивают основы стабильности Земли. Они могут обусловить деформации литосферы при изменениях гравитационной постоянной. Изостатические силы играют роль регуляторов, восстанавливая некоторое динамическое равновесие, нарушенное эндогенными силами.

Ротационные силы относительно невелики, но, действуя геологически длительно, способны совершать огромную работу по латеральному перемещению неуравновешенных масс в приповерхностной части Земли. При наличии латеральных неоднородностей в литосфере ротационные силы способствуют созданию горизонтальных напряжений за счет большего момента количества движения более плотных или более поднятых масс. Ротационные силы неравномерны по меридиану: они максимальны у экватора и минимальны у полюса. Эти силы могут создавать деформации при изменениях скорости вращения Земли. Они играют роль некоторых регуляторов по горизонтальной упорядоченности в распределении масс.

Под влиянием сил тяготения возможны перемещения вещества прежде всего по вертикали. Формирование соляных куполов, движения интрузирующего магматического вещества показывают, что наиболее благоприятные условия для перераспределения вещества по вертикали возникают при инверсиях плотности. Силы тяготения ответственны в различных обстоятельствах и за горизонтальные компоненты перемещений вещества. Благоприятствуют таким перемещениям различные наклонные границы неоднородностей, но наибольшего размаха достигают латеральные перемещения веще-

ства вблизи поверхности твердой Земли. Здесь под влиянием движений во флюидах оболочках происходят выветривание, денудация и транспортировка к некоторым базисам эрозии огромных масс твердых веществ.

Необходимо отметить, что механика земных недр не может быть полностью описана законами механики твердых сплошных сред. Земные недра представляют собой гетерогенную многофазную первично-неоднородную систему, для общего описания которой М. А. Садовским и другими предложена модель иерархизированных неоднородностей, первоначально именовавшаяся моделью кусковатости. Данная модель представляет собой попытку дедуктивного приближения к реальным моделям земной тверди от микроуровня до геологических макромасштабов. Развиваемая автором модель трехэтажного иерархизированно-неоднородного устройства литосферы является шагом к разработке общих моделей Земли на индуктивной основе путем обобщений накапливающегося экспериментального материала.

Второй главной разновидностью физических сил, действующих на литосферу, служат электромагнитные силы, которые исследованы очень слабо. По-видимому, можно допустить определяющее значение двух компонент этих сил: радиационного тепловыделения и флюидоэлектромагнетизма. Радиационное тепло — постоянный, но убывающий во времени источник эндогенных сил.

Влияние флюидоэлектромагнетизма на деформации литосферы совершенно не ясно. Однако образование жидкого ядра Земли и магнитного поля (с его инверсиями, миграциями полюсов, дрейфом), произошло, исходя из модели первично холодной Земли, в ходе ее геологической истории. Трудно допустить, что столь значительные события не преломлялись в особенностях эволюции и деформациях литосферы. Флюидоэлектромагнитные явления очевидно оказывают огромное влияние на создание напряжений в астеносферных линзах, многие из которых (скорее всего, практически все) взаимосвязаны с помощью вертикальных, наклонных и субгоризонтальных каналов, заполненных теплоэлектропроводящими смесями силикатов пониженной вязкости. Вполне очевидно, что перемещение вещества по таким каналам происходит под совокупным влиянием сил тяготения и электромагнитных.

В сводообразных выступах астеносферы обычно допускают распирающее, раздвигающее воздействие астеносферного вещества. Однако, если исходить из преимущественного канализованного распространения данного вещества, не сопровождаемого общим плавлением и сохраняющего общий жесткий мантийный скелет, через который распространяются волны сдвига, то раздвигающая компонента воздействия не может признаваться значительной. Взаимоотношения астеносферы и литосферы, видимо, некорректно рассматривать в чисто механическом аспекте, а целесооб-

разно исследовать как сложное сочетание явлений, типа развитых в подземной гидросфере и при внедрении магм (вовсе не сопровождающихся значительным раздвижением, и часто фиксируемым в условиях общего сжатия и воздымания). Наконец, при моделировании астеносферно-литосферных взаимодействий следует учитывать ситуации трубок взрыва, видимо, очень сходных с пробоями диэлектрика, которые также не сопровождаются раздвижением.

По мнению автора, общая проблема взаимоотношений сил тяготения и электромагнитных в недрах и частная проблема взаимосвязей литосферы и астеносферы остается изученной очень слабо. Поэтому в геодинамических концепциях неизбежны обширные предположительные компоненты, которые приводят к частой смене базисных подходов и длительным малопродуктивным дискуссиям. В этом аспекте весьма справедливы высказывания известного тектониста С. Бубнова в работе „Основные проблемы геологии”: „Критическое обсуждение многочисленных имеющих в настоящее время теорий не может быть плодотворным. Следя в течение почти пятидесяти лет за развитием тектонических представлений, я часто видел, как даже хорошо обоснованные теории быстро опровергались открытием немногих фактов и сходили со сцены”. Это замечание звучит особенно актуально в современной обстановке быстрого накопления разносторонней информации, поступающей из космических и океанических кораблей, из сверхглубоких скважин и от просвечивающих всю Землю сейсмических волн.

Дискуссии в современной геодинамике происходят преимущественно между сторонниками вертикальных и горизонтальных тектонических движений. По мнению автора, нормальному течению этих дискуссий препятствуют претензии крайнего мобилистского течения (новой глобальной тектоники) на позицию современной единственной общей парадигмы наук о Земле вообще и геодинамики в особенности.

Основные положения тектоники плит хорошо известны. Представляет определенный интерес кратко рассмотреть степень их соответствия результатам проведенного обобщения геолого-геофизических данных о строении различных этажей континентов и океанов.

1. Спрединг земной коры и литосферы в целом в осевых зонах СОХ. Как показано в гл. III–V, осевые зоны СОХ резко отличаются по строению II и III океанических слоев и верхней мантии от остальных частей океанического ложа. В осевых частях СОХ III океанический слой отличается аномально высокими V_r , а литосферная мантия — аномально низкими значениями V_r по сравнению с окраинными зонами хребтов и абиссальными равнинами. Все латеральные неоднородности толщины и физических свойств всех без исключения этажей литосферы, намечаемые по самым однозначным сейсмическим данным, не обнаруживают каких-либо признаков

билатеральной симметрии относительно СОХ. Именно это не позволяет считать литосферу или отдельные ее этажи в океанах генерированными по схеме спрединга в СОХ.

Выше было показано, что III океанический слой имеет объем примерно в $1,5 \cdot 10^9 \text{ км}^3$, что отвечает 20% объема литопанциря континентов. По всем канонам тектоники плит время формирования океанического фундамента оценивается не более чем в 150–200 млн лет. Время формирования литосферного панциря достигает 3,5–4,0 млн лет. Простые расчеты показывают, что формирование только III слоя по схемам тектоники плит происходит со скоростью 7,5–10,0 км³/год.

В то же время литопанцирь континентов образовался с осредненной скоростью около 2 км³/год или медленнее. Хотя достаточно строгих определений объемов океанической и континентальной литосферы произвести еще нельзя, приближенные оценки указывают на еще большие различия при сходной схеме расчетов. Следовательно, если признавать справедливость плитотектонических схем спрединга, то приходится допускать следующее: а) в последние 150–200 млн лет на Земле примерно в 5–8 раз ускорилось формирование земной коры и литосферы в целом; б) это ускорение приращения земной коры и литосферы осуществлялось только в океанах, но не распространилось на континенты. Однако второе допущение противоречит одному из краеугольных положений тектоники плит, согласно которому сколько литосферы генерировано в зоне спрединга, столько и пошло на наращивание континентальной литосферы на активных континентальных окраинах.

Таким образом, конкретные оценки объемов и латеральных неоднородностей литосферы на континентах и океанах вполне определенно свидетельствуют об ошибочности базисного тезиса тектоники плит о генерации литосферы исключительно или даже преимущественно в зонах спрединга.

2. Оценка возраста земной коры океанов по зеброидным магнитным аномалиям. Как показывают сейсмические данные, II океанический слой сложен преимущественно субгоризонтально-слоистыми вулканогенными покровами и осадочными толщами, а III океанический слой — габброидами. Для такого строения океанической земной коры модель формирования зеброидных аномалий не известна и, по-видимому, не может быть предложена. Однако допустим, что гипотеза Вейна-Мэттьюза в той или иной модификации позволяет оценивать возраст магнитных аномалий. Тогда перекрывающие магматиты осадочные отложения I океанического слоя должны иметь либо более молодой, либо такой же возраст. Однако материалы сейсмостратиграфического анализа во всех океанах определенно свидетельствуют, что возраст перекрывающих осадков обычно значительно древнее чем датировки магнитных аномалий. Во многих случаях бурением также вскрыты более

древние эффузивные и осадочные породы, чем датировки возраста океанического дна по магнитным аномалиям.

Поэтому общие возможности применения гипотезы Вейна-Мэттьюза или выделение зон, где допустимо ее использование, необходимо изучить более обстоятельно, на основе комплексной интерпретации совокупности геолого-геофизических данных на обширных площадях. Первые опыты такого анализа в полосе Англо-Бразильского геотраверса [29] не позволили выделить билатеральную систему зеброидных аномалий. Поэтому в настоящее время гипотеза Вейна-Мэттьюза должна оцениваться как маловероятная, требующая проверки.

3. Субдукция океанической литосферы в окраинно-океанических желобах. Эти желоба пересечены многочисленными профилями ОГТ и рядом профилей ГСЗ. В подавляющем большинстве случаев (более 90%) осадочное выполнение желобов сформировано за счет сноса со стороны континентов (островных дуг) и не дислоцировано, что противоречит гипотезе субдукции. Повсеместно, где есть профили ГСЗ-ВМ на окраинах океанического ложа установлена толстая литосфера, под которой до глубины 100 км астеносферные зоны частичного плавления не обнаружены. Следовательно, ни выделить литосферу на окраинах ложа океанов, ни тем более подтвердить ее субдукцию за несколько десятилетий сейсмических наблюдений не удалось.

4. Жесткие однородные литосферные плиты и их поступательно-вращательные движения. Как известно, главные прогностические свойства тектоники плит основываются на постулате поступательно-вращательных движений ансамбля небольшого числа жестких литосферных плит. Как границы этих плит, так и их свойства (однородность и жесткость) не подтвердились в ходе сейсмических исследований на океанах и континентах. Многочисленные латеральные неоднородности литосферы и ее этажей, флексурные зоны, огромные масштабы внутриплитного магматизма и дислокаций, установленные по данным сейсмометрии, определенно свидетельствуют, что гипотеза жестких однородных литосферных плит является крайне схематической и непригодной для описания модели устройства реальной литосферы Земли.

5. Распределение осадочного чехла океанов не согласуется с представлениями тектоники плит. Имеется несколько аспектов этой проблемы, частично рассмотренных в гл. III. Весьма показательно проявляется недостоверность плито-тектонических движений в размещении приэкваториальной осадочной линзы и атоллов. Приэкваториальная осадочная линза достигает огромных размеров на ложе Тихого океана. Согласно канонам тектонических плит Западно-Тихоокеанская плита движется к северо-западу со значительной скоростью. Никаких свидетельств перемещения приэкваториальной осадочной линзы нет.

Атоллы представляют собой крупные островные образования, развивающиеся над вулканическими постройками в течение кайнозоя и, возможно, части мелового периода в пределах океанического ложа. Основания атоллов погружены на абиссальные глубины. Общее число атоллов в Тихом океане превышает 400.

Все современные атоллы размещаются в зонах асейсмических хребтов, они характеризуются субизометричной формой в плане, заметным утолщением коры с погружением поверхности M на 2–3 км, и воздыманием океанического фундамента на 1–3 км, крутыми погружениями со всех сторон. Размеры атоллов относительно невелики, они являются небольшими частями океанических структур.

Если действует механизм новой глобальной тектоники и Тихоокеанская плита смещается к северу, то очевидно, что в результате этих движений за 50–100 млн лет пояс атоллов должен был существенно сместиться на север от экваториальной области.

Очевидно, также, в соответствии с движениями плит по канонам тектоники плит атоллы должны были постепенно скапливаться перед окраинно-океаническими желобами, поскольку они отличаются утолщенной корой и повышенной плавучестью. Однако таких явлений не отмечается, атоллы разбросаны по пространствам океана в основном в экваториальной области, не смещаясь к северу и не скапливаясь перед зонами субдукций, что не согласуется с представлениями тектоники плит.

Если допустить, что в океанических плитах имеется какой-то механизм уничтожения атоллов до достижения ими зон субдукций, то совсем невероятным было бы обнаружение атоллов с позиций тектоники плит в континентальных областях. Между тем здесь палеоатоллы систематически выявляются. Внимание к ним привлечено в связи с открытием крупнейших месторождений углеводородов Ла-Реформа и Золотой пояс в Мексике, Тениз и Карачаганак в Прикаспии и др. Ряд палеоатоллов установлен в складчатых сооружениях.

Основные положения тектоники плит таким образом не согласуются с новой сейсмической информацией. Вместе с тем тектоника плит несомненно сыграла значительную позитивную роль, дав толчок активизации комплексных исследований океанов, усилению внимания к областям современной эндогенной активности в СОХ и вулканических хребтах. Важными теоретическими разработками тектоники плит являются понятия о спрединге, который в масштабах структур красноморского типа и осевых частей СОХ, по-видимому, может быть признан реальным. Новая глобальная тектоника способствовала оконтуриванию границ современных тектонических единиц по поясам сейсмичности. Эти и иные элементы тектоники плит необходимо сохранить в арсенале современной науки.

Разделение литосферы на континенты и океаны — ее важнейшая

особенность, которая должна учитываться при всяком глобальном геонимическом синтезе. Объяснение природы данного разделения заслуживает специального обсуждения. Здесь необходимо высказать лишь ряд соображений по этой проблеме.

1. Проведенный анализ показал, что границы континент—океан не обязательно распространяются на все этажи литосферы. Литосферная мантия на пассивных окраинах не изменяет своих скоростных параметров и, видимо, иных физических свойств при переходе от континента к океану. Наблюдаемые в этой зоне резкие изменения толщины и состава земной коры, рельефа поверхностей Φ и M , не сопровождаются заметными изменениями ни свойств мантии, ни рельефа менее уверенно картируемых мантийных границ H_1 и H_A . На активных окраинах происходят резкие изменения во всей литосфере. Следовательно, рубеж континент—океан всегда разделяет неоднородности земной коры и часто (активные окраины) неоднородности всей литосферы.

Таким образом, континенты и океаны являются надпорядковыми неоднородностями в рельефе твердой поверхности планеты, в вещественном составе и толщине земной коры, в рельефе мантии.

2. При рассмотрении природы и происхождения континентов и океанов главное внимание было сконцентрировано на двух обстоятельствах: на относительной молодости осадочного покрова океанов и на различиях состава их земной коры. Главные альтернативные геодинамические концепции современности (гипотеза океанизации и тектоника плит) используют эти данные для доказательства совершенно различных геодинамических воззрений. По результатам анализа относительная молодость осадочного покрова океанов в целом находит свое подтверждение, хотя начало его формирования отодвигается к палеозою и рифею. Что же касается состава земной коры, то исходная посылка доктрин тектоники плит и океанизации требует принципиальных корректив или пересмотра. Данные сейсмометрии свидетельствуют о наличии трех разновидностей континентального литопанциря и четырех разновидностей III слоя океанов, диапазон свойств литопанциря и III слоя перекрывается. Следовательно, гипотезы о каком-либо едином механизме преобразования океанической земной коры в континентальную, или наоборот, не объясняют установленных фактов и являются на данной стадии исследования попыткой чрезмерно схематического решения проблемы.

3. При анализе происхождения континентов и океанов оказался обойденным вниманием один наиважнейший, по мнению автора, факт. Океаны соответствуют выступам мантии, а материка—ее прогибам, т. е. по поверхности мантии картина противоположна той, которая наблюдается по поверхности твердой Земли. Здесь уместно вспомнить, что видимое—это еще далеко не истинное. Выступы тяжелой мантии под океанами—это фундаментальный

факт, особенно, если помнить, что главной физической силой, действующей в приповерхностных областях Земли, остается сила тяжести. Вполне очевидно, что поднять такие тяжелые массы вверх против сил тяжести, без резких изменений момента количества движения и скорости вращения Земли невозможно. Такие события физически невозможны ни в последние 150 млн лет (как допускается в упомянутых гипотезах), ни в течение более продолжительных интервалов геологического времени.

Обратим внимание, что все достоверно известные сведения об океанах (гайоты, осадки) свидетельствуют, что в них происходили преимущественно прогибания, т. е. события под влиянием преобладания силы тяжести.

4. В связи с вышеизложенным представляется, что решающее значение для разработки геодинамических концепций, определения генезиса литосферы континентов и океанов имеет выяснение природы границы *M*.

Вопрос о природе границы *M* активно обсуждался в 50–60-х гг. По мнению В. В. Белоусова, С. И. Субботина, Д. Кеннеди, под континентами граница *M* соответствует фазовому переходу базальт-эклогит. По А. Рингвуду, Г. Вулларду и другим, граница *M* отвечает изменению химического состава пород, фиксируя переход к гипербазитовым породам мантии от базитовых пород земной коры. По заключению Б. Хизена, С. В. Москалевой и других, поверхность *M* отделяет зону серпентинизации и других метаморфических превращений ультрабазитов в присутствии воды от области мантийных безводных гипербазитов.

Некоторые исследователи допускали не универсальную, а полигенетическую оценку природы поверхности *M*, полагая ее на континентах фазовой, а в океанах — химической. В 70-е гг. большинство исследователей склонялось к признанию поверхности *M* как химическо-петрологической границы кровли гипербазитовой мантии, состоящей из смеси пироксенитов, перидотитов при меньшей роли эклогитов, так как обычно считают, что с глубиной в мантии растет содержание эклогитов, гранатов, шпинелей и других минералов, устойчивых при высоких температурах и давлениях.

В последние годы вновь усилился интерес к оценке природы границы *M*. И. А. Резанов, А. Ш. Фейтельсон и Г. В. Краснопевцева, посвятившие природе границы *M* специальную монографию, полагают, что геологическая сущность границы *M* разнообразна. Обсуждая природу границы *M*, авторы настойчиво проводят мысль о ее чрезвычайно быстрой подвижности, зависящей от поведения геозотерм.

5. Новые геофизические данные о строении литопанциря континентов показывают, что рельеф поверхности *M* далеко не прост, включает отдельные выступы и впадины значительной амплитуды. Для нее характерны смещения по вертикальным и наклонным

разломам, движения по которым происходили в палеозое, а возможно, и докембрии. Эти и другие особенности поведения рельефа границы *M*, обсуждавшиеся выше, вполне определенно свидетельствуют, что температура на поверхности *M* может изменяться на многие сотни градусов.

При обсуждении природы границы *M*, по мнению автора, упускается из вида один важнейший фактор термодинамического режима недр. На поверхности *M* скачкообразно изменяется не температура, а градиент литостатических напряжений и других зависящих от них параметров. В районе этой границы толщ с резкими изменениями механических свойств имеются наиболее благоприятные предпосылки для формирования трещиноватости.

Поэтому при развитии магматического процесса граница мантии прежде всего интересна как зона падения давления и повышения проницаемости, что содействует дифференциальной выплавке над ней легкоплавких компонент в мантийной смеси силикатов.

6. Важным элементом новой сейсмической информации является выделение над поверхностью Мансамблей подходящих к ней под углом отражений. Приуроченность к этой границе фиксируемого таким образом углового несогласия, резко изменчивая граничная скорость по поверхности *M* и значительный перепад на ней скорости и плотности создают впечатление, что данная граница по своим главным особенностям похожа на поверхность Φ . По мнению автора, имеющиеся данные определенно свидетельствуют в пользу отнесения границы *M*, как и границы Φ , к эрозионной поверхности нижнего этажа литосферы. Наиболее вероятно, что поверхность *M* — это поверхность первичной холодной Земли после завершения аккреции.

Принимая за основу дальнейших рассуждений эту оценку природы поверхности *M*, следует подчеркнуть, что она приобретает значение важного вещественного, структурного и стратиграфического рубежа. Ниже поверхности *M* сконцентрированы исключительно ультраосновные породы (как неистощенная мантия, так и ее тугоплавкие остатки, рестицы). Поверхности *M* разделяет вышележащие магматические и метаморфические породы (включая метасадочные) от более древних времен образования Земли (5,5 млрд лет назад или более). Наконец, дислоцированность пород над поверхностью *M* значительно выше, чем в мантии.

Сделанная оценка природы границы *M* позволяет наметить новые представления о происхождении континентов и океанов и их эволюции, которые изложим в виде следующих основных положений.

А. Выступы поверхности *M* под океанами и прогибы под континентами в общем виде отображают рельеф твердой Земли, сформировавшийся из первичного холодного газопылевого облака при образовании планеты. Этот рельеф не претерпел принципиальных

изменений в ходе геологической истории. Главные выступы и прогибы сохранились, вероятно, при некотором сглаживании и некотором относительном перемещении по вертикали в ходе длительной истории Земли.

Б. Первый этап (догеологический) развития Земли (от 5,5–до 4,5 млрд лет назад) обычно считают белым пятном в истории планеты и часто именуют лунной стадией. Эта аналогия имеет серьезные основания. Характерно, что плотность Луны ($3,35 \text{ г/см}^3$) близка плотности мантии ($3,3 - 3,4 \text{ г/см}^3$), а химический состав Луны аналогичен таковому мантии Земли. Интенсивная метеоритная бомбардировка, расчлененный рельеф, газовая атмосфера неизбежно приводили к активной денудации океанических выступов мантии и переносу земного регалитоидного рыхлого материала во впадины. Во впадинах (будущих континентах) накапливались мощные осадочные толщи, которые стали первичными экранами для эндогенного потока тепла.

В. По-видимому, уже во второй половине данного этапа и особенно до катархея (4,5–3,75 млрд лет назад) в основании выполнения прогибов мантии избирательно формировалась анортозитовая кора и начался вынос воды на поверхность Земли. Вполне естественно, что на ранних стадиях дальнейшего геологического развития вода была сконцентрирована в континентальных прогибах, а мантийные выступы оставались объектами продолжающейся денудации и пенепленизации.

Г. Катархейская история Земли (3,75–3,5 млрд лет назад) продолжалась при унаследованном положении областей денудации и осадконакопления. Образование в первично осадочных породах таких признаков, как горизонтальная слоистость (в редких случаях косая слоистость и знаки ряби) означало, что в древних отрицательных морфоструктурах уже функционировали крупные водоемы. Формирование обширных массивов серых тоналитовых гнейсов отображает усиление магматической дифференциации с выносом щелочей из верхней части мантии. Развитие характерного для катархея гранулитового метаморфизма свидетельствует о больших мощностях накопившихся толщ осадочных отложений. В верхних частях разрезов катархея на всех щитах кратонов встречены карбонатные и эвапоритовые образования, первично-пелитовые породы, что свидетельствует о больших размерах водоемов, перекрывающих кратоны, и спокойных режимах седиментации.

Д. В раннем протерозое (3,5–2,6 млрд лет назад) произошло общее ослабление геотермальной активности, обусловленное истощением части первичных радиоактивных изотопов. Формирование зеленокаменных трогов и полей происходило на зрелой гранитизированной коре, перекрытой морскими бассейнами. В этот период при общем выравнивании рельефа Земли впервые началось отступление морских бассейнов со щитов кратонов, что, видимо,

свидетельствовало о начале прогибаний на площади современных океанов (в первую очередь Тихого), впадины которых стали заполняться водой.

Е. В среднем протерозое (2,6–1,9 млрд лет назад) на современных материках впервые появляются типичные континентальные отложения (красноцветы, конгломераты, тиллиты), свидетельствующие о все большем отступлении морских бассейнов в направлении современных океанов. Интенсивный магматизм и гранитизация с обильным выносом калия с больших мантийных глубин привели к очень значительному наращиванию литопанциря кратонов, окончательно поднявшихся над уровнем моря, которое отступило в области океанов. Поверхность твердой литосферы океанов оказалась относительно погруженной на фоне наращенного литопанциря континентов.

Ж. Важнейший рубеж формирования океанов, по-видимому, приурочен к рифею. Современные данные показывают, что в этот период на платформах впервые появляются траппы. Судя по мантийной изохроне океанических базальтов, время расплавления астеносферы под океанами оценивается в 1620 ± 55 млн лет. С этого времени, по-видимому, заметно усилилось погружение тяжелой океанической литосферы, на поверхности которой концентрировалась основная часть гидросферы, сопровождавшееся на осушенной части континентов (платформах) крупнейшими кислыми излияниями и внедрением гранитов рапакиви. Именно с таких ярких проявлений первой общеземной эндогенной активности началась современная геологическая история.

Судя по поясу геосинклиналей рифея, уже в это время сформировался Тихий океан, граничащий с кратонами Востока Азии, Северной и Южной Америки, Антарктиды, окаймляющий с юга и севера Австралию и простиравшийся вплоть до Индостана и Лемурии.

Дальнейшее геологическое развитие Земли происходило при постоянном сосуществовании на планете обширных океанических и континентальных областей, относительная позиция которых претерпевала лишь частные изменения. Ход и содержание последних заслуживают специального анализа.

Увеличение глубины дна океанических впадин осуществлялось постепенно в течение рифея и фанерозоя, сопровождаясь постепенным осушением пространств, занятых континентальным литопанцирем. Последний этап погружений дна океанов сопряжен с общим подъемом тетической области и развитием неотектонического орогенеза на суше. Специфика кайнозойской геологической ситуации на Земле с многообразием проявлений эндогенных режимов крайне затрудняет использование актуалистических подходов для расшифровки геологической истории. Этот принципиальный аспект необходимо углубленно исследовать.

Таким образом, развиваемые автором представления исходят из представлений об относительной неизменности основных особенностей рельефа поверхности мантии, сформировавшегося после аккреции Земли. Продукты плавления мантии, ее дегазации и дефлюидизации создали земную кору, гидросферу и атмосферу, поднимаясь к поверхности под влиянием гравитационной дифференциации.

В поверхностных условиях за счет энергии Солнца происходило образование осадочной оболочки и частично литосферного панциря. Твердые вещества, входящие в их состав, сформированы за счет магматических выносов из мантии, а также за счет жизнедеятельности биосферы, которая под влиянием энергии Солнца преобразует воду и газы в твердые продукты жизнедеятельности. Масштабы данного процесса продолжают недооцениваться.

Перенос продуктов выветривания и жизнедеятельности осуществлялся первоначально в подконтинентальные прогибы мантии. Их последующее заполнение и образование литопанциря создало условия относительного теплового экрана и, как следствие этого, относительного разогрева недр, усилившего удельный вынос продуктов магматизма, в результате которого осуществлялось дальнейшее наращивание литопанциря.

Рассмотрим важнейшие следствия из обобщений материалов сейсмометрии по различным этажам литосферы (гл. III–V) для развития теоретических основ отдельных геофизических методов.

1. Интегральный характер гравитационных аномалий является общепризнанным. Однако обычно считают, что плотность с глубиной поступательно увеличивается. Новые представления о сейсмических моделях литосферы требуют корректировки представлений об изменении плотности в недрах. Проведенные расчеты [27] показали, что в равнинных районах Западной Евразии, где гравитационные аномалии имеют в основном интенсивность от $+0,5$ до $-0,5$ м/с², гравитационные влияния неоднородностей осадочного чехла, земной коры и верхней мантии порознь варьируют от $\pm 1,6$ до $\pm 3,0$ м/с². Суммарные гравитационные аномалии имеют диапазон меньший, чем диапазон изменений гравитационного влияния различных плотностей неоднородностей каждого из этажей литосферы. Поэтому очевидно, что в наблюдаемом поле зафиксировано влияние компонент с различным знаком, т. е. в реальных разрезах обычно имеются зоны с инверсией плотности. Сумма взаимно компенсируемых аномальных эффектов создает интегральное поле с небольшими амплитудами, наблюдаемое на поверхности. Следовательно, наличие зон инверсий плотности следует рассматривать как характерную фундаментальную особенность формирования плотностного разреза литосферы. Между тем обычно предпринимаются попытки создания общих гравитационных моделей на основе распределения плотности, закономерно возрастающей с

глубиной. Полученные результаты обобщений сейсмических данных не допускают использования такой крайне упрощенной идеализации при разработке гравитационных моделей.

Как известно, даже для условия увеличения плотности с глубиной возможны достаточно многочисленные варианты эквивалентных решений обратных задач гравиметрии. Поэтому попытки создания „гравитационных моделей Земли” как результат общего решения обратной задачи гравиметрии не могут привести к научно обоснованному достоверному результату и относятся к неконструктивным научным идеям.

2. Полученные данные о значительных латеральных скоростных и вещественных неоднородностях литосферы необходимо учитывать при истолковании данных глубинной геоэлектрики. Широко используемые приемы интерпретации, основанные на моделях горизонтально-слоистых сред, неправомерны для корректного выделения аномалий проводимости. Необходимо ускорение разработки интерпретационных схем для глубинной геоэлектрики для моделей латерально неоднородных сред со сложным рельефом границ.

3. Результаты ГСЗ позволяют выделить в Евразии широтную „водораздельную” полосу сокращенных мощностей осадочного чехла и утолщенного литопанциря, протягивающуюся от Алданского щита через Северный Казахстан к ВЕП. Согласно этой полосе севернее ее располагается и широтный пояс высокоскоростной мантии, трассируемый по системе профилей от восточных районов Сибирского кратона через Западную Сибирь к северным районам Волго-Урала. Результаты бурения и сейсмостратиграфический анализ показывают, что вполне уверенно с девона, а по-видимому, в течение венда-фазнерозоя указанная широтная корово-мантийная система составляла единое целое и имела важное палеогеографическое значение, в частности, играла роль водораздела между арктическими и более южными морскими бассейнами. Между тем, палеомагнитные реконструкции положения Сибирского кратона традиционно принимают его перемещение в палеозое из южного полушария (или экваториальной области) к современной позиции. Необходим внимательный анализ причин этих и многочисленных подобных противоречий. Следует, по-видимому, более тщательно изучить возможности эквивалентных решений при палеомагнитных реконструкциях, исследовать возможности более сложного распределения магнитных полюсов геологического прошлого, возможные отклонения от биполярных палеомагнитных представлений.

4. Полученные данные о латеральных неоднородностях литосферы слабо согласуются с современными представлениями о природе аномалий теплового потока. Имеющиеся данные свидетельствуют, что поля корреляции значений теплового потока с пара-

метрами H_Φ , H_M , V_Γ^Φ , V_Γ^M , мощностью литопанциря имеют вид расплывчатых облаков точек. В этих условиях общие тенденции не могут быть намечены надежно. Не обнаружено достоверной корреляции между значениями теплового потока и составом литопанциря. Полученные результаты сопоставлений позволяют высказать мнение о преобладающем влиянии на тепловой поток не коровой, а мантийной компоненты, по крайней мере, в областях развития астеносферы. Изучение взаимных корреляций геотермических и сейсмометрических параметров целесообразно продолжить.

Таким образом, новые результаты геостатических обобщений свидетельствуют о сложных иерархизированных моделях литосферы и имеют важные следствия для дальнейшего развития различных аспектов геонимических исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Парадокс современного состояния наук о Земле состоит в сочетании нового уровня информации и старых эвристических, честно отслуживших свой срок моделей. В геофизике еще доминируют предельно упрощенные модели, однородные, одномерные и т. п. Быстрое накопление в послевоенные десятилетия данных взрывной сейсмологии, спутниковых съемок, информации об океанах, широкий размах экспериментов и внедрение компьютеров создало новую информационную базу, богатства и противоречия которой еще не освоены теоретиками.

Общая задача наук о Земле — выяснение законов размещения полезных ископаемых на основе корректных представлений о строении Земли (геостатика), а также по данным изучения происходящих в недрах процессов и взаимодействующих сил (геодинамика), с учетом восстановления последовательности событий в геологическом времени (геогнозис) — в ближайшие десятилетия будет разрабатываться быстрыми темпами на новой информационной базе.

Большой объем ГСЗ (около 500 тыс. км), выполненных на континентах и океанах, свидетельствует, что описание литосферы одномерными океанической и континентальной моделями справедливо только в аспекте глубин подошвы земной коры. Синтез глобальных данных взрывной сейсмологии позволяет наметить в литосфере три специфически построенных этажа (осадочный чехол, магмаметаморфическую земную кору, литосферную мантию), выделить три типа чехлов, три типа континентального литопанциря и несколько типов океанического фундамента, мантии. Взаимосвязи этажей литосферы весьма сложны.

Накопленная информация позволяет приступить к формированию еще в XX в. новых представлений о геостатике литосферы,

состоящей из иерархизированной системы гетерогенных трехмерных тел с латерально изменчивыми свойствами. Будут энергично разрабатываться обоснования новых типов моделей сред, близких к реальным, описываемым в многопризнаковом геонаомическом пространстве. Разработка вероятностно-статистических моделей нового поколения требует широкого привлечения ЭВМ.

Решение геодинамических задач на базе предельно упрощенных моделей привело в геодинамике к расцвету новой глобальной тектоники. Преодоление упрощений, моделирование на четырехмерном уровне, учет взаимодействия совокупности космогенных, экзогенных и эндогенных сил, приведут, по мнению автора, к формированию в конце XX—начале XXI вв. новой парадигмы, базирующейся на новой геодинамической концепции, опирающейся на квазиреальные иерархизированные гетерогенные трехмерные геостатические модели.

В развитии науки периоды выдвижения идей и теорий чередуются с периодами концентрации внимания на накоплении фактических данных. Разработке новых идей должно предшествовать обобщение накопленных новых фактов. По мнению автора, огромный экспериментальный геонаомический фактический материал, всеускоряющимися темпами получаемый в послевоенные десятилетия, не сопровождается адекватными обобщениями.

После известных монографий В. В. Белоусова, посвященных земной коре и верхней мантии континентов и океанов (конец 60-х гг.), насколько нам известно, попытка обобщения геолого-геофизической информации по литосфере континентов и океанов предпринимается впервые. Вполне естественно, что главный акцент, где это возможно, сделан на составлении обобщающих схем и разработке моделей, опирающихся на информацию, обладающую наиболее высокой разрешающей способностью.

Разделение литосферы на три этажа, развивающиеся автономно и взаимосвязанно, исследованные с различной репрезентативностью, представляет собой элемент системного диалектического подхода, позволяющего углубить аналитический аспект геонаомических исследований. По мнению автора, дальнейшее развитие геостатических представлений целесообразно проводить в рамках данного подхода, детализируя разработку районирования и моделей на последовательных уровнях иерархии объектов по каждому из этажей.

Проведенные исследования не ограничились аналитическим аспектом, хотя синтезирующая направленность во многом остается задачей будущих работ. Некоторые соображения по геонаомическому синтезу, в частности попытка по-новому рассмотреть проблемы становления континентов и океанов в геоисторическом ракурсе, сформулированы в самом общем виде. Дальнейшая разработка этих проблем совершенно необходима.

Несмотря на огромные объемы проводимых исследований, общая геодинамическая теория еще не создана. Поэтому решения частных прикладных задач, исходящие из постулата взаимосвязи минерогенеза с эндогенными явлениями, сталкиваются с немалыми трудностями. Представляется, однако, что научные поиски (прежде всего проводимые коллективами советских ученых), базирующиеся на примате углубленного изучения вещественного состава и структуры реальной литосферы, а не руководствующейся упрощенными дедуктивными гипотезами и схемами, вселяют определенный оптимизм и позволяют надеяться, что геодинамические исследования литосферы в ближайшие десятилетия приведут к выявлению основных законов геодинамики и прогноза полезных ископаемых.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бабаджанов Г. Л., Кунин Н. Я., Лук-Зильберман В. И.* Строение и нефтегазоносность глубоководно погруженных комплексов Средней Азии по геофизическим данным.— Ташкент: Изд. АН УзССР, 1986.
2. *Белоусов В. В.* Эндеогенные режимы материков.— М.: Недра, 1978.
3. *Беляевский Н. А.* Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным.— М.: Недра, 1981.
4. *Вольвовский Б. С., Кунин Н. Я., Терехин А. И.* Краткий справочник по полевой геофизике.— М.: Недра, 1977.
5. *Вольвовский И. С., Вольвовский Б. С.* Разрезы земной коры территории СССР по данным глубинного сейсмического зондирования.— М.: Сов. радио, 1975.
6. *Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности солянокупольных бассейнов материков по геофизическим данным/Н. В. Неволин, Н. Я. Кунин, А. П. Андреев и др.*— М.: Недра, 1977.
7. *Геология континентальных окраин: Сб. статей/Под ред. К. Берга и И. Дрейка.*— М.: Мир, 1978—1979.— Т. 1—3.
8. *Геофизические исследования литосферы: Сб. науч. тр./Под ред. В. Б. Соллогуба.*— Киев: Наук. думка, 1985.
9. *Глубинное строение и геодинамика литосферы/Под ред. А. А. Смыслова.*— Л.: Недра, 1983.
10. *Глубинные сейсмические исследования в восточной части Балтийского щита и на прилегающих акваториях/Под ред. Н. В. Шарова.* Апатиты: Изд. КолФАН СССР, 1983.
11. *Зайченко В. Ю., Ерхов В. А., Шукин Ю. К.* Глубинные исследования литосферы Земли: Обзор.— М.: Изд. ОНТИ ВИЭМС, 1987.
12. *Земная кора и история развития Средиземного моря/Я. П. Маловицкий, И. С. Чумаков, К. М. Шимкус и др.*— М.: Наука, 1982.
13. *Кедров Б. М.* О великих переворотах в науке.— М.: Педагогика, 1986.
14. *Киселев Ю. Г.* Глубинная геология Арктического бассейна.— М.: Недра, 1986.
15. *Красный Л. И.* Глобальная система геоблоков.— М.: Недра, 1984.
16. *Краснопевцева Г. В.* Земная кора Альпийского горного пояса по данным ГСЗ: Обзор.— М.: Изд. ОНТИ ВИЭМС, 1980.
17. *Краснопевцева Г. В.* Современные представления о сейсмической модели земной коры континентов: Обзор.— М.: Изд. ОНТИ ВИЭМС, 1985.
18. *Кунин Н. Я., Будагов А. Г., Шейх-Заде Э. Р.* Разрешающая способность сейсмометрии при изучении геологических сред: Обзор.— М.: Изд. ОНТИ ВИЭМС, 1986.
19. *Кунин Н. Я., Гончарова Н. В., Усенко С. В.* Рельеф поверхности верхней мантии и основные особенности земной коры Северного полушария// Докл. АН СССР.— 1985.— № 1.— Т. 284.— С. 89—93.
20. *Кунин Н. Я., Иогансон Л. И.* Геофизическая характеристика и строение земной коры Западной Сибири.— М.: Наука, 1984.
21. *Кунин Н. Я., Кучерук Е. В.* Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа.— М.: Изд. ВИНТИ, 1985.

22. Кунин Н. Я., Потальев С. В., Шейх-Заде Э. Р. Основные морфоструктуры поверхности верхней мантии Азиатского континента//Изв. Ан СССР. Сер. Физика Земли.—1986.—№ 5.—С. 13—23.

23. Кунин Н. Я., Семенова Г. И. Граничные скорости поверхности Мохоровичича и строение верхней мантии на ложе Тихого океана//Тихоокеанск. геология.—1984.—№ 2.—С. 32—37.

24. Кунин Н. Я., Семенова Г. И. Комплексная геофизическая характеристика основных тектонических структур ложа Тихого океана и вопросы развития земной коры//Тихоокеанск. геология.—1982.—№ 6.—С. 28—35.

25. Кунин Н. Я., Семенова Г. И. Неоднородность глубинной структуры ложа Тихого океана по материалам взрывной сейсмологии//Изв. Ан СССР. Сер. Физика Земли.—1983.—№ 2.—С. 31—43.

26. Кунин Н. Я., Трусов Л. Л. Зависимость интенсивности отраженных волн от мощности продуктивного пласта//Геология нефти и газа.—1986.—№ 9.—С. 46—50.

27. Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Геономическая характеристика Западной Евразии.—М.: Изд. ИФЗ АН СССР, 1985.

28. Кунин Н. Я., Шейх-Заде Э. Р. Особенности строения земной коры Азии//Геофизический журнал.—1985.—№ 42.—Т. 7.—С. 3—13.

29. Липосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта/Под ред. И. М. Мирчинка, Ю. Е. Погребницкого.—Л.: Изд. Севморгео, 1983.

30. Милашин А. П., Панавев В. А. Тектоника и нефтегазоносность дна Мирового океана.—М.: Недра, 1985.

31. Непрочнов Ю. П., Мерклин Л. Р., Базюкина И. Г. Строение старого слоя земной коры в океане по геолого-геофизическим данным: Итоги науки и техники.—М.: ВИНТИ, 1981.

32. Океанология. Геология океана/Г. Б. Рудник, Г. Л. Кашинцев, Т. И. Фролова и др.—М.: Наука, 1979.

33. Океанология. Геофизика океана/А. Монин, О. Г. Сорохтин, В. Е. Хаин и др.—М.: Наука, 1979.

34. Попов А. А. Сейсмические модели земной коры складчатых сооружений Казахстана и Дальнего Востока.—М.: Наука, 1983.

35. Результаты региональных сейсмических исследований в Сибири/С. В. Крылов, Б. П. Мишенькин, З. Р. Мишенькина и др.//Геол. и геоф.—1982.—№ 12.—С. 97—107.

36. Рудич Е. Н. Движущиеся материи и эволюция океанического ложа.—М.: Недра, 1983.

37. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР/И. П. Косминская, А. И. Давыдова, А. В. Егоркин и др.—М.: Наука, 1980.

38. Сейсмическая стратиграфия/Р. Шерифф, А. Грегори, П. Вейсл и др.—М.: Мир, 1982.—4.1,2.

39. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника)/Ю. П. Непрочнов, А. В. Живаго, А. М. Городницкий и др.—М.: Наука, 1984.

40. Структура земной коры Центральной и Восточной Европы по данным геофизических исследований/В. Б. Соллогуб, А. Гутерх и др.—Киев: Наук. думка, 1980.

41. Строение и нефтегазоносность окраин континентов/А. Н. Волков, А. А. Гагельганц; А. Ю. Юнов и др.—М.: Недра, 1981.

42. *Тектоносфера Земли* / М. В. Муратов, В. В. Белоусов, Г. И. Рейснер и др. — М.: Наука, 1978.
43. *Хаин В. Е. Северная и Южная Америка, Антарктида, Африка / Региональная геотектоника.* — М.: Недра, 1971.
44. *Хаин В. Е. Внеальпийская Азия и Австралия / Региональная геотектоника.* — М.: Недра, 1979.
45. *Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита / Под ред. И. В. Белькова.* — Л.: Наука, 1987.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Методы изучения строения литосферы	5
Геологические методы	6
Геофизические методы	10
Глава II. Основные понятия о литосфере, ее расчленении по латерали и разделении на этажи	32
Глава III. Покровные комплексы континентов и океанов	39
Общие вопросы строения покровной оболочки	40
Строение осадочного чехла и промежуточного структурного этажа континентов	47
Строение покровных формаций океанов	69
Глава IV. Земная кора континентов и океанов	117
Толщина литосферного панциря континентов	121
Толщина третьего океанического слоя	158
Районирование и типизация литосферного панциря континентов по скоростным неоднородностям и вещественному составу	165
Районирование и типизация III океанического слоя по скоростным неоднородностям и вещественному составу	172
Структурные особенности земной коры и проблемы ее районирования	187
Глава V. Литосферная мантия континентов и океанов	225
Основные морфоструктуры и районирование поверхности мантии	227
Районирование и типизация литосферной мантии по скоростным неоднородностям и вещественному составу	236
Глава VI. Значение неоднородностей литосферы для тектонического районирования, развития оснoв геодинамики и прогнозирования минералогении ..	262
Заключение	280
Список литературы	283

Кунин Н. Я. Строение литосферы континентов и океанов.— М.: Недра, 1989.— 286 с.: ил.. — ISBN 5-247-00663-1

Обобщены геолого-геофизические данные о строении осадочного чехла, земной коры и верхней мантии, рассматриваемых как автономные этажи литосферы. Описаны закономерности размещения осадочных бассейнов на континентах и океанах, определены общие объемы седиментосферы Земли. Показана взаимосвязь размещения осадочных бассейнов с латеральными неоднородностями земной коры и верхней мантии. Рассмотрены природа континентального и океанического фундамента, структурно-вещественная типизация континентальной и океанической земной коры и верхней мантии. Обоснованы различия строения литосферы на активных и пассивных окраинах.

Для научных работников — геологов, геофизиков и других специалистов, интересующихся строением Земли, размещением осадочных бассейнов, прогнозированием нефтегазоносности.

Табл. 10, ил. 64, список лит. — 45 назв.

К $\frac{1804010000-217}{043(01)-89}$ 38-89

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Кунин Наум Яковлевич

СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Заведующий редакцией *В.А. Крыжановский*
Редактор издательства *Г.М. Корнилова*
Переплет художника *Ю.Г. Ворончихина*
Художественный редактор *Г.Н. Юрчевская*
Технические редакторы *О.Н. Власова, А.А. Тумарева*
Корректор *М.В. Дроздова*
ИБ № 7286

Подписано в печать с репродуцируемого оригинал-макета 07.04.89. Т – 08470.
Формат 60x88^{1/16}. Бум. офсетная № 2. Гарнитура Цюрих. Печать офсетная.
Усл.-печ. л. 17,64. Усл. кр.-отт. 17,64. Уч.-изд. л. 19,5. Тираж 2560 экз.
Зак. № 6796/1422-2. Цена 3 р. 70 к.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра".
125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамени МПО
"Первая Образцовая типография" Государственного комитета СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
113054, Москва, Валовая, 28

Geometrie-1

5166