

**Министерство природных ресурсов Российской Федерации
Российская академия естественных наук
Государственный Научный Центр Российской Федерации — ВНИИгеосистем
Международный университет природы, общества и человека «Дубна»**

А.В. Каракин, Ю.А. Курьянов, Н.И. Павленкова

**Разломы, трещиноватые зоны
и волноводы в верхних слоях
земной оболочки**

**Научный редактор
Профессор, доктор технических наук О.Л. Кузнецов**

Москва 2003

УДК 55.001.57
ББК 26.21
К 21

А.В. Каракин, Ю.А. Курьянов, Н.И. Павленкова

К 21 Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. – М.: Государственный научный центр Российской Федерации – ВНИИгеосистем, 2003. – 222 с.: ил.
ISBN 5-8481-0020-9

Научный редактор: О.Л. Кузнецов, профессор, доктор технических наук

Излагаются результаты систематического исследования различных структур разрушения и флюидного режима верхней коры, а также особых элементов структуры коры, литосферы и астеносферы, получивших название волноводы. Обычно они приурочены к слоям повышенной электропроводности. Показано, что для земной коры и верхней мантии характерна структурная и реологическая расслоенность. Наиболее четко аномальные слои выделены в средней коре на глубинах 10 – 20 км, в ее низах на уровне границы Мохо и в верхней мантии на глубинах порядка 100 и 200 км. Волноводы верхней коры тесно связаны с листрическими разломами и другими структурами разрушения. В верхней мантии (в астеносфере и нижней части литосферы) реологически ослабленные слои создаются восходящим с больших глубин разогретым мантийным веществом и потоками флюидов. Приведен также анализ основ механики пороупругих и поровязких сред на соответствующих временных и пространственных масштабах. Рассмотрена концепция, объясняющая на эвристическом уровне возникновение структур разрушения в верхней коре и особенности флюидного режима в них. Монография может оказаться полезной для специалистов, занимающихся проблемами современной геодинамики верхней коры и флюидного режима в ней, а также вопросами происхождения полезных ископаемых и геоэкологии, включая математическое моделирование.

ББК 26.21
К 21

ISBN 5-8481-0020-9

© А.В. Каракин, Ю.А. Курьянов, Н.И. Павленкова, 2003
© Оформление. Информационный центр
ВНИИгеосистем, 2003

Предисловие

В данной монографии излагаются результаты систематического исследования различных структур разрушения верхней коры, а также особых слоев коры, литосферы и астеносферы, получивших название волноводы. Хорошо известно, что для земной коры и верхней мантии характерна структурная и реологическая расслоенность. Эта расслоенность проявляется в чередовании слоев повышенных и пониженных скоростей и электропроводности, а также зон повышенной концентрации землетрясений и спокойных в сейсмическом отношении зон. Наблюдается также некоторая закономерность в сочетании наклонных и субгоризонтальных сейсмических границ. Наиболее четко реологически ослабленные слои выделены в средней коре на глубинах 10 – 20 км, в ее низах на уровне границы Мохо и в верхней мантии на глубинах порядка 100 и 200 км. В работе приводятся физические и геофизические характеристики волноводов на основе геофизических экспериментальных данных и дается обзор существующих представлений о природе волноводов.

С этой целью был создан авторский коллектив, состоящий из представителей традиционной геофизики (сейсмоки), геологической разведки и теоретической геофизики. Такое объединение специалистов разных направлений и даже разных взглядов позволило подойти к решению данной проблемы нестандартным путем. Авторы не ограничились простым перечислением фактов и описанием методов, с помощью которых определялись указанные характеристики. Была сделана попытка (и на наш взгляд удачная) подойти к решению проблемы происхождения волноводов и других трещиноватых зон. Приведен обзор существующих представлений о природе указанных структур, а также современных методов механики пористых деформируемых сред. В частности, рассмотрены элементы механики пороупругих, поровязких сред, а также механики разрушения этих сред. Более глубокое исследование природы волноводов требует привлечение методов математического моделирования. Монография дает стартовый импульс этим исследованиям.

Волноводы верхней коры тесно связаны с литрическими разломами и другими структурами разрушения в ней. Как правило, они приурочены к слоям повышенной электропроводности. Их повсеместное распространение и относительно холодный тепловой режим позволяют предположить, что они представляют собой трещиноватые слои, насыщенные флюидами на водной основе. Это подтверждается прямыми исследованиями сверхглубоких скважин. В этой связи дается обзор некоторых процессов в верхней коре, которые могут быть связаны с динамикой волноводов. В частности, приводятся сведения о флюидном режиме в верхней коре и техногенной сейсмичности.

В верхней мантии на уровне астеносферы реологически ослабленные слои создаются восходящими с больших глубин ветвями конвективных ячеек мантии, которые имеют более высокую температуру, чем окружающая среда. Эти потоки на глубинах астеносферы растекаются по субгоризонтальным слоям и вызывают в них частичное плавление. Вертикальные движения расплава и других флюидов в частично расплавленной среде астеносферы создают в ней тонкую слоистую структуру. В самой астеносфере возникают тонкие слои с еще более выраженными аномальными свойствами. Рассматриваются также волноводные слои в нижней коре и мантийной части литосферы. По-видимому, они также связаны с частичным плавлением и миграцией флюидов из глубоких слоев.

Конечным результатом данного исследования является выдвинутая авторами концепция флюидного режима верхней коры. Флюиды являются наиболее подвижным и агрессивным агентом переноса и преобразования вещества в трещиноватых и других проницаемых зонах. Активные повторные движения флюидов в трещиноватых зонах приводят к концентрации некоторых веществ. Данная концепция позволяет по-новому взглянуть на традиционные вопросы образования углеводородных и рудных месторождений и на геоэкологические проблемы.

Возможно, не все согласятся с предложенными гипотезами. Однако важно не это, а то, что они допускают проверку с помощью геофизических экспериментов. Именно перспектива экспериментальных измерений с помощью сейсмических и магнитотеллурических методов в сочетании с геологоразведочными методами дает некоторое основание для оптимизма. Проведенные авторами исследования позволяют выбрать наиболее удачные сочетания указанных методов.

Сама работа по своему смыслу носит фундаментальный характер. Проверка данной концепции независимо от ее результатов может привести к пересмотру современных взглядов на тектонический и флюидный режим верхней коры и более глубоких слоев земной оболочки. Однако проведение экспериментальных исследований в этом направлении также может привести к далеко идущим практическим результатам.

**Президент Российской академии естественных наук,
профессор, доктор технических наук
О.Л. Кузнецов**

Введение

Предметом настоящей работы является исследование различных геологических структур, возникших в результате разрушения коры, а также изучение пористых насыщенных слоев твердой оболочки Земли. К ним относятся разломы, трещиноватые зоны и насыщенные флюидами пористые слои. Верхняя кора представляет собой основной предмет рассмотрения. Особенно детально исследованы структуры разрушения, выходящие на поверхность и доступные наблюдениям. Менее изученными являются слои, находящиеся на значительной глубине.

В результате сейсмических исследований, выполненных в последние годы, установлен ряд специфических особенностей структуры земной коры и верхней мантии. Оказалось, что на глубинах 10 – 25 км в земной коре и на глубинах 80 – 100 км в верхней мантии часто встречаются зоны пониженных сейсмических скоростей (зоны инверсии сейсмических скоростей). Как правило, они сочетаются с повышенной субгоризонтальной расслоенностью среды и с наличием протяженных сейсмических границ. Основываясь на изучении структурных особенностей разломной тектоники и на характере распределения землетрясений с глубиной, а также располагая сейсмическими данными по инверсии скоростей, можно предположить, что указанные интервалы глубин представлены реологически ослабленными зонами. Основной причиной формирования таких зон является, по всей видимости, их повышенная флюидонасыщенность. Данное предположение согласуется с повышенной электропроводностью соответствующих зон. Слои с пониженной сейсмической скоростью являются аномальными объектами. Наличие таких слоев в верхах мантии (и, особенно, в земной коре) представляет большой интерес как для глобальной геодинамики, так и для разведочной геофизики.

Указанные слои при прохождении сейсмических волн ведут себя как волноводы. Поэтому для краткости часто используется термин *волноводы*, хотя он не совсем точно отражает суть дела. В этой связи данный термин иногда вызывает возражение среди специалистов. Однако альтернативного общепринятого термина, отражающего все аспекты проблемы, пока нет. Мы будем им пользоваться для краткости, имея в виду слои, обладающие целым комплексом особых свойств – пониженной скоростью, повышенной электропроводностью, двухфазной гетерогенной структурой и ослабленными реологическими свойствами. Естественно, что волноводы на разных глубинах имеют разную природу. Общими у них являются лишь акустические и электрофизические свойства. Объединение их в одну группу и совместное изучение носит условный характер и преследует лишь методические цели.

Актуальность монографии связана с тем фактом, что верхняя кора является объектом активного недропользования. Однако свойства пород коры и происходящие в ней процессы за геологические промежутки времени не достаточно хорошо изучены. Возможности современного наблюдения недр весьма ограничены, и мы не можем поставить активный эксперимент, моделирующий процессы за миллионы лет. В ряде случаев солнечную систему мы знаем лучше, чем недра собственной планеты. Это заставляет более внимательно и осторожно относиться к тем представлениям, которые составляют основу геологии верхней коры и считаются общепризнанными. Можно считать вполне естественными попытки (если они не выходят за рамки здравого смысла) подвергнуть ревизии сложившиеся взгляды или, по крайней мере, выявить в них болевые точки.

Зоны возможной инверсии скорости с глубиной впервые были выделены в верхней мантии по сейсмологическим наблюдениям. Известная модель Гуттенберга включала такой слой на глубине порядка 100 км. Правда, не все сейсмологи признавали наличие этого слоя. Во всяком случае, модели Джефриса-Буллена и опорная модель современной сейсмологии IASP-91 не содержат инверсионных зон.

В земной коре слои с пониженной сейсмической скоростью были обнаружены в начале прошлого века тоже по данным сейсмологии (по записям землетрясений в ближней зоне, т.е. на удалениях не более первых сотен километров). И тогда же они были названы волноводами. Данное название следовало из особенности волнового поля, наблюдаемого в случае слоя с пониженной скоростью. Наиболее интенсивные отражения образуются на границах с резким изменением сейсмической скорости и плотности. На таких границах образуются и преломленные волны. В слое пониженной скорости и подошва, и кровля слоя являются такими границами. Если источник (землетрясение) находится внутри инверсионной зоны или падающий луч идет под углом полного внутреннего отражения, то формируется так называемая каналовая волна, которая распространяется внутри волновода, отражаясь и преломляясь на его кровле и подошве. Такие волны часто регистрируются в сейсмологии. Они и дали слоям с пониженной скоростью (инверсионным слоям) название волноводов.

При сейсмических исследованиях с искусственными источниками, расположенными на дневной поверхности, каналовые волны обычно не регистрируются, и поэтому термин "волновод" не совсем обоснован при таких исследованиях. Но мы будем им пользоваться для краткости, имея в виду слои с пониженной скоростью или зоны инверсии скоростей с глубиной.

Волноводы наблюдались обычно в тектонически активных регионах на глубинах 15 – 20 км [Giese et al., 1976]. Их естественным объяснением было преобладающее влияние на глубине повышенной температуры и соответствующее изменение пластичности пород. Такое толкование сейсмических волноводов подтверждалось и их корреляцией с распределением в коре очагов землетрясений. Однако сейсмические волноводы были обнаружены в земной коре также в пределах холодных кристаллических щитов и на гораздо меньшей глубине. Например, на Украинском щите по детальным сейсмическим наблюдениям протяженная зона инверсии была выявлена на глубине 8 – 12 км [Павленкова, 1973]. При этом наблюдалось не просто плавное уменьшение скоростей с глубиной, а зона инверсии подстилалась резкой сейсмической границей, создающей интенсивные отражения. Объяснить природу такой зоны только температурным влиянием было невозможно.

Уже тогда также было отмечено, что, наряду с инверсией скоростей, происходит и изменение структурного плана коры: ее вертикально-слоистое строение заменяется горизонтальной расслоенностью. Этот факт вытекал не только из сейсмических данных, но и из интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, нижние кромки аномалеобразующих масс которых совпадали с глубинами до волноводов. Такое сочетание позволило уже в 70-е годы сделать заключение, что и на древних щитах коровые волноводы являются реологически ослабленными зонами. Однако природу такой реологии объяснить было не просто, требовались дополнительные исследования.

В настоящее время получен большой объем новой информации о свойствах волноводных зон. Во-первых, показано, что они встречаются в земной коре регулярно и примерно на одних и тех же глубинах 10 – 20 км [Alekseev et al., 1973; Краснопевцева, 1978, 1988; Крылов и др., 1990; Павленкова, 1995, 1996a,b]. При этом важно, что наблюдаемое уменьшение скоростей в средней коре не связано с изменением состава пород. В целом результаты сейсмических исследований глубинного строения земных недр показывают, что кора и литосфера обладают сложной слоистой структурой. Они представляют собой "слоеный пирог", составленный из чередующихся жестких, сейсмически прозрачных и непрозрачных слоев (волноводов).

Значительного внимания заслуживают магнитотеллурические измерения проводимости земных недр, которые также фиксируют аномальные слои, обладающие повышенной электропроводностью. Они позволяют оценить его суммарную электропро-

водность в 200 – 2000 См. Причем электропроводность указанных слоев значительно превышает электропроводность вещества коры выше и ниже них. Сопоставление сейсмических и геоэлектрических данных показывает, что зоны пониженных скоростей и повышенной электропроводности в целом совпадают, хотя и могут иногда различаться. Кроме того, эти выводы подтверждены прямыми измерениями Р- и S-скоростей, выполненными в 70-е годы в сверхглубокой Кольской скважине О.Л. Кузнецовым и Ю.И. Кузнецовым [Козловский (ред.), 1984]. С помощью этих измерений на глубинах 9 и 12 км были установлены зоны инверсии скоростей.

Основной причиной формирования аномальных зон в средней и верхней коре до 20 км (особенно в холодных платформенных областях) являются, по всей видимости, трещиноватость и насыщенность флюидами, обладающими повышенной электропроводностью. К этому выводу заставляет склоняться весь накопленный с 60-х годов экспериментальный материал, в частности, геоэлектрические измерения [Ваньян, 1984, 1987, 1999]. Объемное содержание флюидов внутри слоев с повышенной электропроводностью достигает нескольких процентов [Ваньян Шиловский, 1983; Feldman, 1976; Ваньян, Павленкова, 2002], что согласуется и с данными сверхглубокого бурения.

В верхних, относительно холодных слоях коры, флюидом является смесь на водной основе, т.е. водные растворы и гетерогенные смеси воды с углеводородами и другими веществами. В отдельных случаях поры могут целиком заполнять углеводороды в газовой или жидкой фазе, образуя соответствующие скопления. Однако основную массу флюидов в этой зоне все-таки составляет вода.

В более глубоких и разогретых слоях земной оболочки роль флюида в пористой среде могут играть расплавы пород. Нельзя исключить также ситуацию (которая наиболее вероятна в нижней части коры), когда в зависимости от теплового режима в качестве флюида в пористой структуре волновода попеременно находятся либо расплав, либо летучие (водные) флюиды. В средней и нижней коре, а также в мантийной части литосферы, возможен и другой механизм образования волноводов. Если среда близка к частичному плавлению, но геотерма не превышает температуру солидуса, то возникает аморфное субсолидусное состояние пород с особыми реологическими и геоэлектрическими свойствами, т.е. с пониженными сейсмическими скоростями, повышенным затуханием сейсмических волн и повышенной электропроводностью. В этом состоянии среду трудно отличить от частично расплавленных пород.

С волноводами верхней коры тесно связаны разломы и трещиноватые зоны, которые, как правило, расположены в вышележащих массивах пород. Характерной структурой, отражающей эти связи, являются т.н. *листрические разломы*. Они имеют субвертикальную ориентацию вблизи поверхности и выполаживаются на глубинах около 10 км, плавно переходя в волноводы. Фактически все эти трещиноватые структуры образуют одну единую флюидную систему, динамический режим которой носит достаточно сложный характер и представляет собой комплекс различных природных явлений.

С движением флюидов в этих зонах связано образование месторождений углеводородов (УВ), в первую очередь – нефти и газа. В зонах вечной мерзлоты, в полярных областях и на шельфе океана на глубинах около 500 м восходящие газовые потоки образуют залежи газогидратов. Газогидраты распространены по акватории мирового океана. По некоторым представлениям их запасы на порядок превышают разведанные запасы нефти и газа, вместе взятые. Знание флюидного режима в коровых волноводах и прилегающих разломах имеет большое практическое значение для оценки степени регенерации месторождений УВ, загрязнения окружающей среды в процессе эксплуатации месторождений УВ, а также для понимания необходимости ограничения деятельности транснациональных компаний в процессе эксплуатации месторождений УВ.

Движение флюидов по разломам влияет на сейсмический режим. Наличие воды в породах в силу эффекта Ребиндера влияет на их прочность. Поэтому движение флюидов из волноводов в разломы и обратно приводит к нарушению равновесия и сейсмическим подвижкам. Знание законов миграции флюидов позволяет найти дополнительные предвестниковые признаки, а также активно влиять на сейсмический режим с помощью различных методов техногенного воздействия.

Поскольку характерное время восходящих потоков колеблется в пределах от тысячи до десятков тысяч лет, то имеет смысл выбирать места заложения АЭС и захоронения вредных отходов в нисходящих потоках.

В монографии акцент делается на проблемных ("болевых") точках механики, физики и динамики верхней коры. От решения этих узловых проблем зависит наше понимание сути процессов в верхней коре. Процессы разрушения и деформации трещиноватых слоев, фильтрации флюидов, а также химические и физико-химические превращения с участием флюидов более или менее хорошо исследованы в нормальных условиях лабораторных экспериментов. Результаты этих исследований были обобщены и представлены в известных монографиях [Файф и др., 1981; Райс, 1982; Detourney, Cheng, 1993; Николаевский, 1996]. Хотя эти труды содержат фундаментальные результаты, они не решают полностью проблему происхождения и динамики глубоких слоев коры и верхней мантии.

Указанные условия соответствуют самым верхним слоям коры, достигаемым наземными работами (в том числе, и в лабораториях), скважинами, шахтами и горными выработками. Однако мы имеем дело с разломными и трещиноватыми структурами больших размеров, существующими в течение всей геологической истории континентальной коры. Как уже говорилось, мы не имеем возможности проводить достаточно представительные эксперименты или наблюдения с объектами такого рода. Поэтому основным инструментом исследования становятся теоретические исследования, которые необходимо корректировать с помощью лабораторных и полевых измерений. Сложность ситуации заключается в том, что некоторые явления до конца не познаны даже в нормальных условиях. Это касается в первую очередь механики разрушения, компакций гетерогенных смесей и частично расплавленных сред, фильтрации в средах с особыми свойствами, а также тонких физических процессов, происходящих на внутренних границах при разрушении твердых тел.

При возникновении одиночной трещины или при скольжении отполированных образцов пород друг относительно друга можно пользоваться законом Кулона-Мора, который проверен в лабораторных экспериментах при условиях, соответствующих параметрам верхней и даже частично средней коры. При описании ансамбля взаимодействующих трещин необходимо произвести некоторое осреднение и получить определяющие уравнения трещиноватой среды. Такие попытки неоднократно предпринимались для различных частных случаев. Если ростом трещин при нагружении можно пренебречь, то осреднение сводится к стандартной процедуре. Механика гетерогенных сред к настоящему времени имеет законченный вид. В условиях роста трещин в трещиноватой среде их коллективное взаимодействие с трудом поддается точному анализу в рамках механики осреднения.

Наиболее известными законами коллективного взаимодействия трещин являются феноменологические определяющие уравнения дилатансии Райса. Они имеют хорошую научно-методическую основу и проверены в лабораторных экспериментах при нормальных условиях. В частности, согласно этой модели дилатансии при нагружении возникают полосы локализации деформаций. Указанные полосы отождествляются с разломами. Однако данная теория не объясняет факт существования листрических разломов и волноводных трещиноватых слоев. При этом остается неясным, можно ли объ-

яснить эти явления на основе уже существующих определяющих уравнений разрушения или требуются принципиально новые определяющие уравнения.

В силу упомянутых ограничений в вопросах механики разрушения инженеры полагаются скорее на практическую полезность теоретических результатов в частных технических вопросах. При этом они не очень сильно доверяют выводам, претендующим на фундаментальные знания. Такое положение имело место, по крайней мере, сорок лет назад [Вейс, Юкава, 1968]. С тех пор было предложено большое количество различных феноменологических подходов. Однако принципиально положение не очень сильно изменилось. До сих пор эвристические определяющие соотношения разрушения трещиноватой среды не выведены с помощью осреднения микротрещин.

Существует множество других эффектов, которые классическая теория разрушения не объясняет. Например, известно, что при разрушении горных пород и других материалов возникают ионизация атомов и даже потоки нейтронов, свидетельствующие о разрушении самих атомов [Хайнике, 1987; Летников, 1992]. Указанные явления не описываются моделями разрушения, созданными на основе механики сплошных сред, и требуют привлечения современных физических методов кинетики, атомной и ядерной физики.

Результаты исследований реологических и прочностных свойств горных пород, которые проводились на испытательных машинах, позволили по-новому взглянуть на природу разломов и волноводов. В.Н. Николаевский высказал точку зрения о том, что изогнутая форма листрических разломов, сам факт существования волноводов в верхней коре, а также стратификация верхней коры, объясняются механическими свойствами горных пород, которые они проявляют в испытательных машинах в процессе разрушения и деформирования. При увеличении всестороннего сжатия угол наклона полос скольжения к главному сжимающему напряжению увеличивается, и возникает явление неустойчивого скольжения, которое приводит к растрескиванию всей среды в целом.

Эта концепция основана на лабораторных экспериментах по разрушению и их интерпретации при термодинамических условиях коры. Она подробно обсуждается в седьмой главе. Однако она носит скорее характер качественных рассуждений и требует определенной конкретизации.

Существуют и другие подходы к объяснению описанных экспериментов. Оказалось, что проницаемость горных пород достаточно велика (особенно в разломных зонах), а их прочность – мала. Поэтому за сравнительно небольшие промежутки времени флюиды неизбежно отжались бы из волновода, трещины и поры схлопнулись бы, а сами волноводы – исчезли. Простые оценки показывают, что время жизни волноводов в верхней коре порядка $10^2 - 10^4$ лет. Можно считать, что разломы и волноводы существуют столько же, сколько и современная земная кора, т.е. примерно три миллиарда лет. Тогда возникает некий парадокс, объяснение которого дает ключ к пониманию проблемы существования и динамики трещиноватых зон на глубинах верхней и средней коры. Очевидно, что должен существовать механизм возобновления трещиноватой структуры верхней коры, который периодически засасывает флюиды в волновод и, соответственно, увеличивает трещиноватость последнего. Другими словами, волноводы могут существовать только в режиме динамического равновесия. Это предположение может рассматриваться как фундаментальный факт механики трещиноватых сред наряду с законом Кулона-Мора. Следовательно, мы должны искать механизм циклических круговых или возвратно-поступательных движений флюидов в волноводах. Никаким другим способом невозможно объяснить факт их существования.

Существуют и другие данные, свидетельствующие о том, что принципиальную роль в эволюции флюидных систем верхней коры играют повторяющиеся процессы.

Суть их сводится к тому, что концентрация слабо растворимых веществ невозможна без многократного повторения однотипных движений флюидов. Именно этим фактом и объясняется наблюдаемая стратификация рудных минералов в верхней коре. Возникает вопрос, какова роль повторяющихся процессов по сравнению с направленным монотонным движением ювенильных флюидов из недр Земли. Многие глубокие и принципиальные расхождения в концепциях научных школ в геофизике связаны с отсутствием четкого и ясного ответа на этот вопрос. Ответ на него можно искать на пути лабораторных экспериментов и математического моделирования.

Для того, чтобы построить модель колебательных процессов, необходимо знать два параметра – интенсивность фильтрации и степень повторяемости этих процессов. Среди возможных претендентов на механизм циклических колебаний флюидов в верхней и средней коре на наш взгляд доминирующим является процесс дилатансионного расширения трещиноватой среды при сдвиговом нагружении этих структур. Именно он дает необходимые значения степени интенсивности динамики флюидов, в частности, величину градиента порового давления. Он оказывается сопоставимым с литостатическим градиентом давления. При пассивной стадии цикла нагружения возникают процессы консолидации и компакции. В этих ситуациях поровое давление изменяется на величину веса вышележащих пород. Все остальные механизмы движения флюидов дают градиенты давления на много порядков меньшие.

Второй параметр можно оценить, исходя из эксперимента, поставленного самой природой. Известно, что в срединно-океанических хребтах астеносфера очень близко подходит к дну океана. В результате на гребне хребта в трещиноватой среде коры возникает тепловая конвекция. Турбулентные струи этой конвекции прорываются в океан в виде т.н. черных и белых "курильщиков" и менее эффективных, но многочисленных термальных выходов. Эти термальные воды несут в себе растворенные вещества, в том числе, и рудные. Осаждаясь на дне, эти вещества образуют железомарганцевые конкреции и другие рудные минералы. Поскольку многие континентальные регионы когда-то проходили стадию коллизии океанических литосферных плит, то некоторые континентальные месторождения обязаны своим происхождением этим минералам, после их длительной вторичной переработки.

Принципиальное значение имеет следующее соображение. Природа является очень "расточительной и неорганизованной дамой". Она много тратит энергии и действий впустую. Выражаясь сухим языком науки, можно сказать, что коэффициент полезного действия природы невелик. Однако в отличие от живых существ обоего пола она обладает завидным постоянством. Другими словами, этот коэффициент хоть и мал, но имеет конечную и, что самое важное, примерно постоянную величину. Данный факт объясняется очень просто. Процесс образования полезных ископаемых представляет собой концентрацию определенных веществ, первоначально рассеянных в Земле в соответствии с их кларками. Единственным достаточно активным агентом концентрации являются флюиды – расплавы или водные растворы. Некоторую роль играют также газовые эманации. Одним из основных механизмов концентрации веществ является повторное движение флюидов в благоприятных для растворения и переноса условиях. Это связано с малой растворимостью большинства рудных минералов. Если эти условия повторяются, то механизм концентрации действует с той же самой эффективностью.

Предусмотреть все мыслимые комбинации геологических условий возникновения всех рудных месторождений достаточно трудно. Их исследование является предметом рудной геологии. Однако можно оценить определяющие параметры процессов, т.е. некие числа, которые характеризуют процесс концентрации того или иного рудного вещества. Можно предположить, что концентрация какого-то малорастворимого минера-

ла связана с повторным движением водных растворов. Тогда режим повторных движений, создающих концентрацию данного минерала, должен быть примерно одинаковым для разных регионов и при разных геологических условиях. Таким параметром может быть, например, средний поток флюида. Можно предположить, что осаждение вещества пропорционально этому потоку. Обозначим символом N_f некий параметр повторных движений водного флюида – число повторов, умноженное на средний поток направленного движения в данном механизме повторов. Он является константой для данного минерала. Для минералов, обладающих сходными физико-химическими и химическими свойствами, этот параметр принимает близкие значения. Более того, величину N_f можно приближенно оценить в тех местах, где собственно сам механизм тепловой конвекции не вызывает сомнения и где можно определить параметры конвекции (например, в срединно-океанических хребтах). Если скоро данная величина известна, то можно примерно определить характеристики движения флюидов в тех регионах, где наблюдаются те же самые скопления минералов, но действуют другие механизмы повторных движений. В монографии значительное внимание уделяется обоснованию этого утверждения. Если принять данную схему рассуждений, то можно строить математические модели конкретных процессов переноса вещества в трещиноватых зонах верхней коры.

В первой части работы (с 1 по 6 главы) приведены сейсмические и геоэлектрические данные, характеризующие распределение волноводов по латерали и по вертикали. Также дается анализ связи динамики волноводов с сейсмичностью и выполняется качественное исследование природы волноводов. Обсуждение этих материалов проводится в соответствии с поставленными задачами. В частности, рассмотрены те особенности сейсмических волноводов в земной коре, которые можно связать с особыми механическими свойствами пород (их пластичностью, степенью разрушения и повышенной пористостью) и их физическим состоянием (насыщенностью флюидами, режимом динамических процессов и т.д.). К таким свойствам относятся инверсия сейсмических скоростей, повышенная расслоенность, изменение соотношений скоростей продольных (P) и поперечных (S) волн (V_p/V_s), плотности, сейсмического поглощения и т.д. Наибольший интерес для нас будут представлять зоны, которые совпадают с областями повышенной электропроводности и являются наиболее вероятными областями флюидонасыщенности. Задачей данной работы является попытка получить ответы на следующие вопросы:

- насколько достоверно выделяются волноводы в земной коре по сейсмическим данным и какова методика их выделения;
- каковы глубина и мощность волноводов, как волноводы изменяются по площади;
- как проявляются волноводы в других геофизических полях;
- существуют ли корреляционные связи между структурой волноводов и геологическим строением региона;
- какова возможная природа этих аномальных слоев;
- к каким геологическим следствиям приводит факт существования волноводов.

Необходимо было проанализировать большой объем первичных материалов по глубинному сейсмическому зондированию. Использовать для этого опубликованные данные оказалось невозможным, поскольку глубинные сейсмические исследования проводились в течение последних 50 лет разными организациями с использованием различной методики. В первые годы основной моделью интерпретации этих данных была слоистая модель с постоянным увеличением скорости от слоя к слою. Многие исследователи пользуются этой моделью до сих пор и игнорируют возможное существование в коре слоев с пониженной скоростью. Немало публикуется материалов плохого

качества. По этим причинам данная работа базируется, в основном, на результатах собственной интерпретации первичных материалов ГСЗ. Методика обработки этих материалов описывается в первой главе.

Во второй части работы (7 и 8 главы) дается общий обзор физических свойств вещества верхней коры. Выписываются определяющие уравнения и условия разрушения. Делается отбор тех данных и сведений, которые в той или иной степени касаются данной проблемы и намеченного подхода к ее решению.

В природе мы наблюдаем распространение упругих волн, смятие слоев в складки и разрывные нарушения. Поэтому рассматриваются модели пороупругих, поровязких и дилатирующих сред, а также условия разрушения и соотношения на внутренних границах. В действительности реология горных пород более многообразна. В определенных условиях эти породы ведут себя как вязкоупругие, пластичные тела или среды с другими особыми свойствами. Однако идентификация сложной реологии вызывает затруднение. Более того, определение даже порядка величины вязкости пород является сложной проблемой. Грубость и ненадежность в определении экспериментальных данных ограничивает наши возможности моделирования. Есть основания считать, что пороупругая и поровязкая модели сред во всем спектре реологических свойств пока еще являются достаточными инструментами для объяснения многих наблюдаемых эффектов. Использование моделей с более сложными реологическими законами требует достаточно убедительных доводов в их необходимости. Тем не менее, и эти модели в определенных ситуациях могут оказаться полезными.

Примерно такой же подход выдерживается и в отношении механики разрушения. Акцент делается не на самом разрушении, а на процессах, предшествующих ему, и в объеме, окружающем поверхность магистрального разрыва, а также на методах измерения структур разрушения.

Одна из целей монографии состоит в том, чтобы предложить некоторую концепцию динамики верхней коры и определить пути ее теоретического и экспериментального исследования, а также наметить возможные области приложений. Заметим, что в настоящее время существуют эффективные технологии поиска и разведки месторождений полезных ископаемых, несмотря на то, что мы не знаем механизмы их образования и природу происходящих в верхней коре процессов. Дело в том, что геофизические методы разведки содержат объективные сведения о свойствах верхней коры и ее самого верхнего слоя, в котором сосредоточена техногенная деятельность.

Естественный путь повышения эффективности геофизических методов состоит в выборе их оптимального сочетания. Новое качество, получаемое в результате объединения действия разных факторов, обозначается специальным термином – *синергизм*. Синергетический эффект комбинации различных геофизических методов разведки невозможно получить на пути традиционной качественной геофизической интерпретации. Необходимо глубокое понимание природы физических процессов в геологической среде на основе математических моделей.

При этом не столь существенно, правильной ли окажется предлагаемая концепция или нет. Принципиально важно то, что она дает конструктивный путь измерений, который в конце концов приведет к правильному ответу. В то же самое время трудно допустить, что число возможных доминирующих механизмов динамики тектонических и флюидных процессов (и, соответственно, число конкурирующих концепций) так уж велико. Приведенные соображения можно рассматривать как дополнительный аргумент в пользу выбранного направления исследований.

В разделе 4.3 использованы материалы, которые были любезно предоставлены С.А. Капланом. В них приведены данные МОВ-СОГТ, используемые в разведочной геофизике, в частности, данные по исследованию волноводов верхней коры и разломов

в осадочных породах по профилю "Уралсейс". Данный раздел является связующим звеном между основным материалом, который носит характер фундаментальных исследований, и сейсморазведкой, имеющей практическую направленность. В дальнейшем возможно более полное использование средств и возможностей геологоразведки для исследования свойств волноводов на различных глубинах.

Впервые встречающиеся (а также редкие и малоизвестные для неспециалистов) термины и понятия обозначаются курсивом. Курсив используется также тогда, когда раскрывается смысл термина или ему дается более широкое толкование. Иногда используется терминология, которая в научной литературе встречается редко и у разных авторов имеет разный смысл. Например, различают глобальный, региональный локальный и микро- уровни (масштабы) явлений. В геологии, геомеханике и физике эти масштабные уровни разделяются и называются несколько по-разному. Вообще геологическая и физическая терминологии часто не совпадают. Однако смысл терминов в каждом конкретном случае легко понять из контекста. В таблице обозначений приведены отдельно обозначения, принятые в главах 1 – 6 и 7 – 8 соответственно. Кроме того, есть локальные обозначения, которые не выходят за рамки одного раздела, и в разных разделах им приписывается разный смысл.

Глава 1. Методы изучения коровых волноводов

Основными методами изучения земной коры и верхней мантии (и, в частности, выявления волноводов) являются сейсмологические и сейсмические методы. Первые основаны на регистрации землетрясений, а вторые используют искусственные источники колебаний, т.е. глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) и метод отраженных волн. В каждой из этих групп используются различные системы наблюдений, основанные на регистрации различных типов волн и на различных методах их обработки.

В сейсмологии наблюдения в ближней и дальней зонах используются в зависимости от требуемой глубины исследований. Кроме того, используются также разные типы волн. Регистрируются объемные продольные (P) и поперечные (S) волны, поверхностные и обменные волны. Для изучения волноводов наибольший интерес представляют объемные волны (преломленные и отраженные). Их обработка проводится разными методами. Традиционный (классический) метод предполагает выделение волн определенного класса, построение их годографов (зависимости времени прихода волны t от расстояния до источника d) и определение по ним абсолютных значений скорости V пространства соответствующих волн. Эта величина является функцией пространственных координат: $V=V(x, y, z)$.

В настоящее время популярными стали методы сейсмической томографии, когда по невязкам наблюдаемых времен Δt относительно некоторого обобщенного для всей Земли или для отдельного региона годографа определяются относительные величины изменения скорости ΔV в изучаемой части среды. При этом используются, в основном, волны, приходящие первыми, т.е. первые вступления.

Основным преимуществом сейсмологических методов является большая, практически неограниченная глубина исследований. Сейчас создана мировая система сейсмологических станций, которая регистрирует волны, приходящие от всех происходящих на Земле землетрясений. По этим записям строятся объемные скоростные модели всей Земли. Но детальность этих исследований невелика из-за низкой частоты регистрируемых волн и больших расстояний между регистрирующими станциями (сотни километров). Поэтому по данным сейсмологии изучаются, главным образом, мантийные неоднородности, изучение земной коры проводится более детальными сейсмическими методами.

Из сейсмических методов, основанных на регистрации волн от искусственных источников, самым глубинным и близким к сейсмологическому методу является ГСЗ. Но в отличие от сейсмологии наблюдения при ГСЗ не площадные, а профильные. При этом регистрируются все типы объемных волн (продольные и поперечные преломленные и отраженные волны, обменные волны и другие). Удаления от источника при обычном ГСЗ составляет 300 – 400 км, при использовании ядерных взрывов – до 3000 км. В результате ГСЗ позволяет детально изучать скоростную неоднородность земной коры и всей верхней мантии.

Детальность исследований ГСЗ определяются расстояниями между регистрирующими станциями и расстояниями между источниками. Сейчас расстояния между регистрирующими станциями составляют порядка нескольких сотен метров при морских и 2 – 10 км при наземных наблюдениях, а расстояния между источниками меняются в пределах от 10 – 20 км при самых плотных наблюдениях до 100 – 300 км при региональных работах. Именно по данным ГСЗ наиболее надежно устанавливается наличие зон инверсии скоростей (слоев с пониженной скоростью) в земной коре и верхней мантии и определяются скоростные параметры этих слоев. Поэтому данному методу будет уделено особое внимание.

Близким по своей сути, но менее глубинным по сравнению с ГСЗ, является корреляционный метод преломленных волн (КМПВ). Его необоснованно называли методом преломленных волн. В действительности, он позволяет проследивать не только первые вступления (т.е. преломленные волны), но и последующие вступления. А они формируются, в основном, отраженными волнами. КМПВ отличается от ГСЗ лишь меньшими удалениями от источника (150 – 200 км), что чаще всего недостаточно для изучения всей коры, т.е. для регистрации преломленных волн от ее подошвы – границы М. Однако коровые волноводы могут быть успешно изучены и при системах КМПВ.

Для исследований земной коры и верхней мантии в последнее время широко применяется также метод отраженных волн. Чаще всего используется его модификация – метод общей глубинной точки (ОГТ). Последний основан на регистрации субвертикальных отражений на удалениях не более первых десятков километров. Отраженные волны дают возможность детально исследовать структурные особенности среды и ее внутреннюю неоднородность. Однако из-за малой длины годографов их трудно использовать для определения скоростных параметров среды и для выделения волноводов.

К той же категории методов относится и метод обменных волн. Эти волны образуются на резких сейсмических границах, когда тип волны меняется с продольной на поперечную и наоборот. Обменные волны не несут прямой информации о скоростях упругих волн, и поэтому они не играют ключевой роли при выделении волноводов. Но они позволяют изучать сейсмические границы, ограничивающие волноводы.

Несмотря на то, что методы обменных волн и ОГТ не несут информации о скоростном разрезе, они важны при изучении волноводов, особенно, при определении их природы. Они позволяют существенно расширить набор изучаемых физических характеристик среды и описать не только традиционное деление ее на крупные слои с разными скоростями и резкими границами, но и изучить тонкую внутреннюю структуру отдельных слоев и блоков, неоднородность сейсмических границ, состав и физическое состояние вещества.

В этом плане исключительно важную роль играют и другие геофизические методы, особенно, магнитотеллурическое зондирование. Сейсмические скорости продольных и поперечных волн вместе с данными о плотности, электропроводности и магнитной восприимчивости являются основой для оценки физического и механического состояния вещества внутри волновода.

В данной главе будут рассмотрены методические основы изучения волноводов с помощью ГСЗ как основного инструмента изучения волноводов, и коротко будут изложены особенности электромагнитных исследований проводящих слоев в земной коре.

1.1. Глубинное сейсмическое зондирование (основные понятия и определения)

Метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) основан на регистрации волнового поля $A(x, y, t)$ от некоторого источника до удалений в 300 – 400 км при обычном ГСЗ и до удалений в 3000 км при сверхдлинных профилях (A – амплитуда колебаний, x, y – координаты регистрирующей станции, t – время). Результатом интерпретации волнового поля (решения обратной задачи сейсмологии) являются функции распределения скоростей сейсмических волн в среде $V(x, z)$, называемые обычно двумерной *скоростной* или *сейсмической моделью среды* (x – координата вдоль профиля, z – глубина).

Общее решение *обратной сейсмической задачи*, т.е. определения функции $V(x, z)$ по волновому полю $A(x, y, t)$, для произвольной среды не получено. Кроме того, обычно рассматривается не все волновое поле, а лишь отдельные регулярные волны (чаще всего отраженные и преломленные), а также серия простых скоростных моделей среды.

Поэтому важным этапом интерпретации данных ГСЗ является выделение и прослеживание соответствующих волн на сейсмических записях. Для этого необходимо знать характер распространения волны и свойства годографов (т.е. зависимости времени регистрации волны t от расстояния до источника d) опорных волн. Важно также знать, как эти величины зависят от типа скоростной модели.

При глубинных сейсмических исследованиях рассматриваются обычно два класса скоростных моделей: слоистые и градиентные. Слоистая модель представляет собой серию слоев с постоянной скоростью. Эти слои разделены границами первого рода (т.е. на них имеет место скачок скорости). Основными волнами в такой модели являются *отраженные* и *головные волны*. Последние преломляются на резких границах и распространяются вдоль них, не проникая внутрь подстилающего слоя. Головные волны формируют в первых вступлениях серию прямолинейных годографов, *кажущиеся скоростями* (dx/dt) которых при горизонтальном залегании границ равны скоростям в соответствующих слоях (рис. 1б, в). Отраженные волны регистрируются в последующих вступлениях и имеют гиперболическую форму годографов. В критической точке они касаются головной волны от границы отражения, а в асимптотической части сходятся с волной, распространяющейся в слое над отражающей границей (рис. 1в).

В градиентных моделях скорость нарастает с глубиной с некоторым градиентом. Преломленные волны в этом случае имеют криволинейные лучи и криволинейный годограф (рис. 1а). Эти волны в отличие от головных волн получили в русскоязычной литературе название *рефрагированные волны*. Среди слоистых и градиентных моделей выделяют также еще два типа моделей, которые различаются волновыми полями и условиями решения обратной задачи. К ним относятся модели с *выпадающими слоями* и с *зонами инверсии скорости*.

Выпадающими слоями называются слои, преломленные волны от которых не выходят в первые вступления; их обгоняют волны от нижележащего слоя (на рис. 1в, 2 слой со скоростью V_2). В градиентных моделях выпадающие слои образуются при резком увеличении скорости с глубиной.

При зоне инверсии скорости (зоне пониженных скоростей или волноводе) годографы преломленных волн терпят разрыв со смещением на величину Δt , и образуется так называемая *зона тени* (рис. 1д).

От типа модели существенно зависят результаты интерпретации сейсмических записей. На практике на фоне помех легче всего выделить первые волны. Как видно из рис. 1, они являются преломленными волнами от высокоскоростных слоев. По этой причине многие методы основаны на обработке именно первых волн (например, сейсмотомография). Отраженные волны и преломленные от выпадающих слоев регистрируются в последующих вступлениях, и их выделение часто затруднено интерференцией с другими типами волн.

Среди обратных сейсмических задач выделяют *кинематические* и *динамические задачи*. Первые основаны на интерпретации годографов волн, вторые – на обработке амплитудных и частотных их характеристик. Наиболее информативными для построения скоростных моделей являются кинематические задачи.

Возможности решения любой обратной задачи сейсмологии строго ограничены видом скоростной функции, *интерпретационной моделью* (или *моделью интерпретации*). Последняя накладывает ограничения на качественный вид скоростной функции. Она может быть непрерывной или иметь ступенчатые разрывы, возрастать или уменьшаться с глубиной и т.д. Каждая сейсмическая задача оперирует только с определенным типом скоростной функции или сейсмической моделью, которая задается как условие решения задачи, и поэтому в отличие от скоростных моделей сред они называются моделью интерпретации.

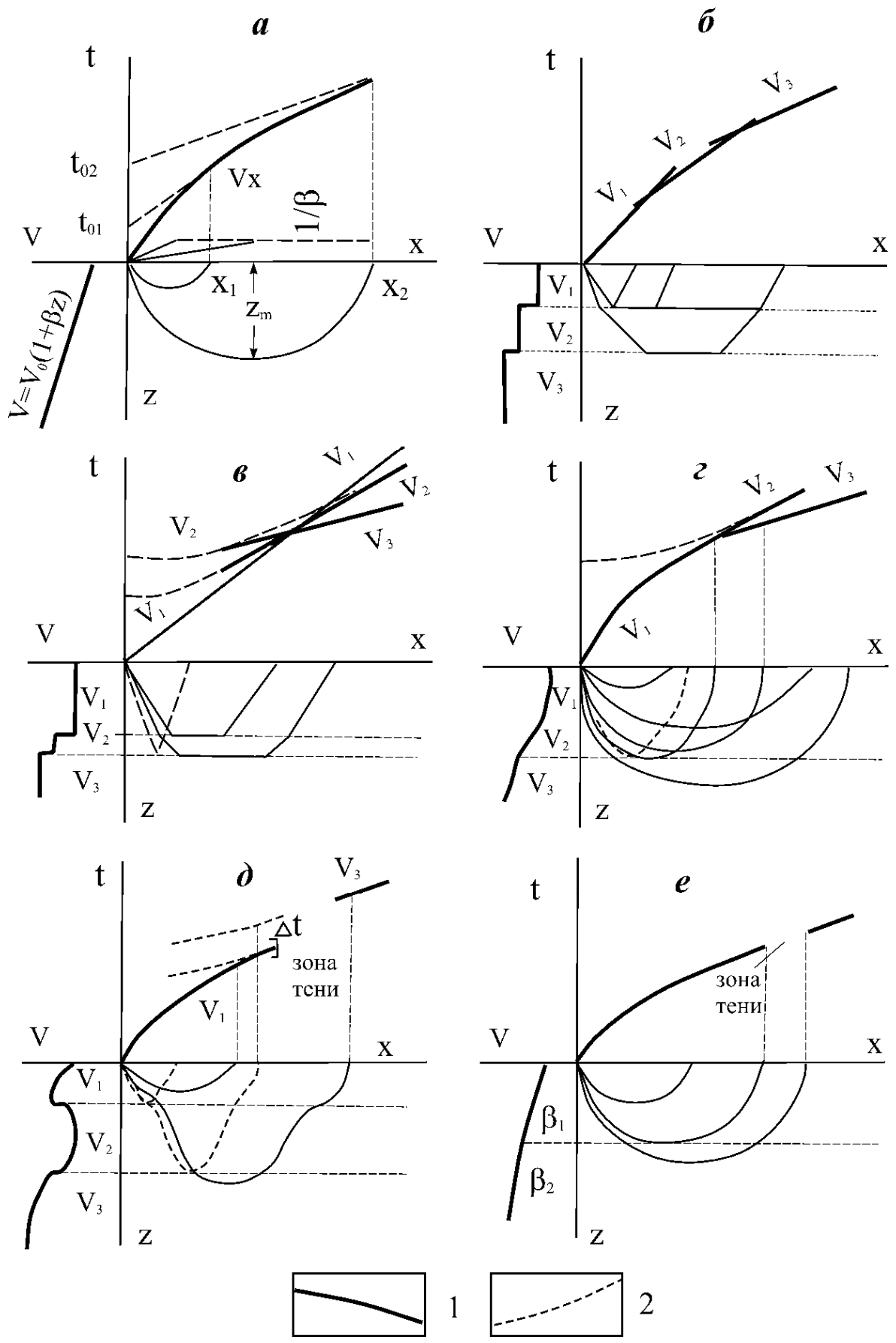


Рис. 1. Лучи и годографы преломленных (1) и отраженных (2) волн для различных скоростных моделей.

Не следует смешивать указанные два понятия. Скоростная модель среды показывает реальное распределение величин скоростей сейсмических волн в каждой точке пространства. Она не является самой средой, поскольку не определяет ни ее вещественного состава, ни структуры, а только один из физических ее параметров – скорость распространения упругих волн. Скоростные модели, полученные по сейсмическим наблюдениям, определяются методикой интерпретации и априорно не выходят за рамки интерпретационной модели.

Интерпретация на основе некоторой модели обусловлена видом волнового поля (т.е. типом волн), постановкой обратной задачи и возможностью ее решения. Например, для вычисления скоростной функции по годографу рефрагированной волны необходимо, чтобы скорость монотонно возрастала с глубиной и не содержала зон инверсий. Моделью интерпретации в данном случае является непрерывная возрастающая функция $V(z)$.

Многие аналитические методы решения обратной задачи для годографа отраженной волны требуют, чтобы отражающая граница была плоской, а покрывающая толща однородной. Модель интерпретации в данном случае – ступенчатая скоростная функция с участками постоянного значения скорости.

Модель интерпретации определяется, прежде всего, условием однозначности решения задачи. Поскольку для различных типов волн эти условия формулируются по-разному, модель интерпретации зависит от объема и характера информации о волновом поле. Кроме того, она связана с используемым математическим аппаратом: при аналитических расчетах можно использовать только примитивные модели, при численных – более сложные.

Таким образом, модель интерпретации определяется методом решения обратной сейсмической задачи, типом используемых волн, а главное – условием существования решения. Каждый метод интерпретации ограничен этими условиями, он не может дать никакой другой модели, кроме обусловленной заранее постановкой задачи. Поэтому модель интерпретации определяет возможности метода. Эффективность решения обратной задачи зависит от соответствия данной интерпретации скоростной модели среды.

При установлении связи между реальным распределением скорости в среде и сейсмической скоростной моделью большое значение имеют понятия *эффективных параметров* и *эквивалентных моделей*. Понятие эффективной скорости $V_{эф}$ было введено в практику сейсморазведки для определения правил аппроксимации сложных неоднородных сред однородными. Для этого среде приписывалась такая постоянная скорость, чтобы время распространения волн между данными точками пространства оставалось таким же, как и в реальной среде. Скорость, создающая такой же эффект во времени, была названа эффективной.

Величина $V_{эф}$ имеет большое значение для определения внутренней связи между моделями данного волнового поля, которые строятся по различным типам зарегистрированных волн. Так, по первым вступлениям поля ГСЗ вычисляется непрерывная увеличивающаяся с глубиной функция $V(x, z)$, по отраженным волнам – модель с постоянной скоростью или с участками ее инверсии. Связующим звеном между этими, на первый взгляд, противоречивыми моделями является равная эффективная скорость вплоть до данной отражающей границы.

Понятие эффективной скорости имеет простой физический смысл, ее можно сравнивать со средней скоростью в неоднородной среде. Возможны и более абстрактные эффективные параметры. Например, при решении динамических задач для многослойных сред трудно учесть все эффекты, связанные с явлением рассеивания и поглощения, многократного отражения и преломления волн в каждом слое. Удобнее все фак-

торы, влияющие на интенсивность упругих колебаний, задать как некоторое эффективное поглощение в однородной среде. При определении условий сложения волн в многослойных средах удобной оказывается аппроксимация их эффективными слоями с равным временем пробега волн в них.

В наших исследованиях понятие эффективных параметров необходимо для синтеза ряда промежуточных сейсмических моделей, полученных для наблюдаемого волнового поля ГСЗ по отраженным и преломленным волнам, по одиночным годографам и их системам. Кроме этого, нам понадобится понятие *эквивалентных моделей*. К ним мы будем относить скоростные функции, характеризующиеся одними и теми же особенностями волнового поля – одинаковой системой годографов отраженных или преломленных волн и одинаковой их интенсивностью. Например, эквивалентными моделями относительно элемента годографа отраженной волны является все множество скоростных функций $V(z)$, характеризующихся равной эффективной скоростью до отражающей границы. Эквивалентными моделями относительно годографа первых волн являются скоростные функции, создающие одинаковые времена первых вступлений. Число возможных эквивалентных моделей определяет степень неоднозначности решения обратной задачи, поэтому ниже специально рассматриваются типы эквивалентных моделей для волновых полей ГСЗ.

1.2. Основные интерпретационные модели (элементы теории)

Основы интерпретации сейсмических данных для слоистых сред с использованием отраженных (в основном, субвертикальных) и головных волн детально разработаны в сейсморазведке, которая имеет дело с действительно слоистыми средами (осадочным чехлом). Они подробно изложены в учебниках, и мы не будем на них останавливаться. При изучении земной коры более реальными являются градиентные среды, в то же время главными волнами – рефрагированные и закритические отраженные волны. Градиентные модели позволяют представить все многообразие возможного изменения скорости в среде, включая постоянные скорости (нулевые градиенты) и инверсию скорости (отрицательные градиенты). Такие среды наиболее близки к практике, так как скорости в консолидированной земной коре и в верхней мантии действительно чаще всего нарастают или убывают с глубиной с некоторым градиентом в связи с ростом давления и температуры. Поэтому ниже мы рассмотрим возможности решения обратных задач именно для градиентных сред и, особенно, для сред с зонами инверсии скоростей.

Как уже было отмечено в предыдущем разделе, решение обратных сейсмических задач по рефрагированным волнам существенно зависит от типа скоростной модели среды и характера волнового поля. Рассмотрим свойства годографов рефрагированных и отраженных волн для разных типов моделей.

1.2.1. Скорость — непрерывная функция глубины

Уравнение годографа рефрагированной волны в параметрическом виде записывается следующим образом:

$$x = 2 \int_0^{z_m} \frac{pV(z)dz}{\sqrt{1 - p^2V^2(z)}}, \quad t = 2 \int_0^{z_m} \frac{dz}{V(z)\sqrt{1 - p^2V^2(z)}}, \quad (1.2.1)$$

$$p = \frac{\sin i}{V(z)} = \frac{1}{V_k(x)} = \frac{\sin i_0}{V_0}, \quad (1.2.2)$$

где z_m – глубина максимального проникания луча, i – угол между лучом и вертикалью, V_0, i_0 – скорость и угол i на оси x , $V_k(x)$ – кажущаяся скорость по годографу в точке x , p – лучевой параметр, указывающий направление луча. В уравнениях (1.2.1) и (1.2.2), как и во всех других формулах данной главы, источник считается расположенным в начале координат. Из уравнений (1.2.1) и (1.2.2) следуют основные свойства лучей и годографов рефрагированных волн.

Поскольку радиус кривизны r некоторой функции $x(z)$ определяется равенством

$$r = \frac{\left[1 + \left(\frac{\partial x}{\partial z}\right)^2\right]^{3/2}}{\frac{\partial^2 x}{\partial z^2}}, \quad (1.2.3)$$

то для сейсмического луча с помощью первого уравнения (1.2.1) для радиуса кривизны получаем выражение

$$r = \frac{1}{p \frac{\partial V(z)}{\partial z}}, \quad (1.2.4)$$

из которого видно, что кривизна луча рефрагированной волны пропорциональна вертикальному градиенту скорости: чем резче нарастает скорость с глубиной, тем больше искривляются лучи.

При постоянном вертикальном градиенте скорости величина r – постоянная. Последнее означает, что при линейном законе изменения скорости с глубиной ($V(z) = V_0(1 + \beta z)$, где V_0 – скорость в кровле слоя, β – параметр вертикального градиента скорости) лучи рефрагированной волны представляют дуги окружностей. Центры этих окружностей располагаются на прямой, параллельной оси x и удаленной от нее на величину $1/\beta$ (рис. 1а). На глубине максимального проникания луча при $z = z_m$ угол наклона луча – прямой (т.е. $i = 90^\circ$), и $p = 1/V(z) = 1/V_k(x)$, т.е. кажущаяся скорость по годографу рефрагированной волны в точке x равна истинной скорости на глубине z_m .

Все указанные свойства лучей и годографов рефрагированных волн в случае линейного изменения скорости с глубиной делают эту скоростную модель удобной для расчетов и общей интерпретации волновых полей ГСЗ. Большое значение имеют и модели с уменьшающимся вертикальным градиентом скорости. Для такой монотонно возрастающей функции $V(z)$ годограф рефрагированной волны однозначен и непрерывен относительно координаты x . Такие модели мы будем называть *нормальными*.

1.2.2. Модель с выпадающими слоями

Изменчивость вертикального градиента скорости создает условия для пересечения лучей рефрагированных волн, образования *каустики* и соответствующих ей петель годографа. Луч с меньшим углом выхода из источника попадает в слой с повышенным градиентом скорости. Он преломляется резче, чем следующий луч с меньшим углом, и раньше него выходит на дневную поверхность (рис. 1г и 2). Условие образования каустики можно сформулировать так – вторая производная логарифма скорости по нормали к лучу больше нуля:

$$\frac{\partial^2 \ln V}{\partial n^2} > 0. \quad (1.2.5)$$

Ветвь петли годографа, соответствующая каустике, для которой глубина максимального проникания луча уменьшается с ростом x (ветвь b-e на рис. 2), называется

обычно обратной ветвью петли, она соответствует выпадающему слою. Собственно основным признаком, определяющим модель с выпадающим слоем, является неоднозначность годографа относительно оси x – наличие петли.

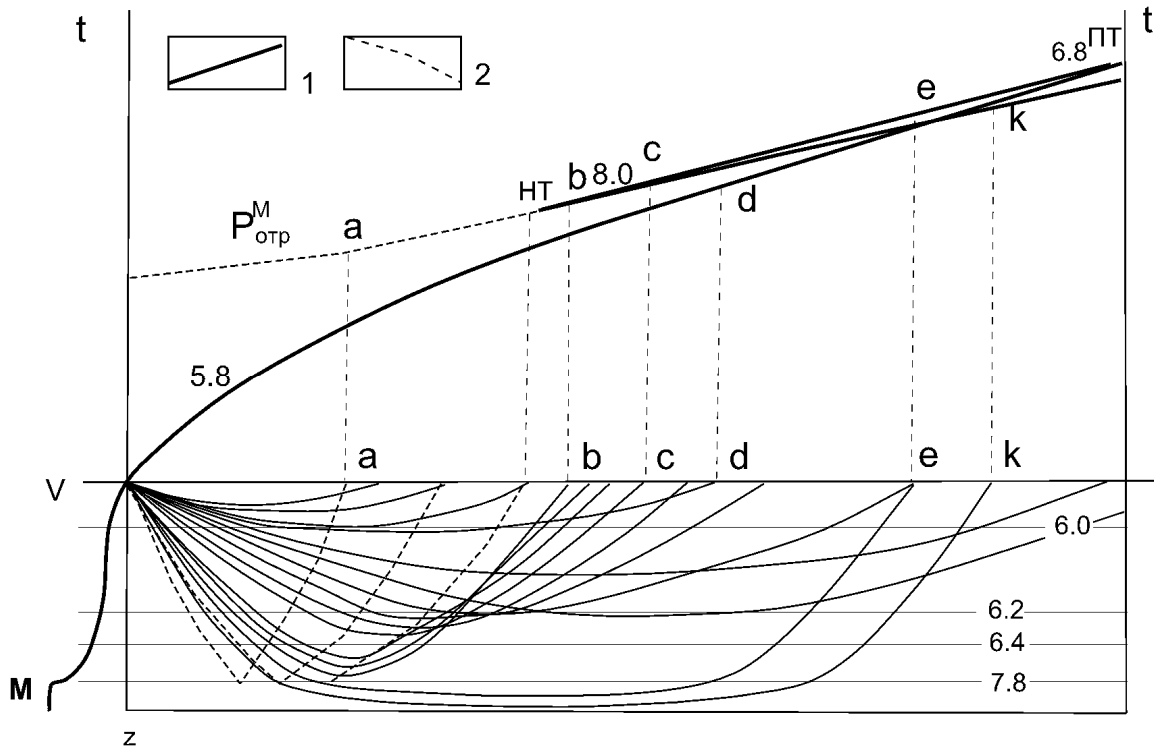


Рис. 2. Лучи и годографы преломленных (1) и отраженных (2) волн для модели земной коры с выпадающим слоем и с каустикой. Модель представлена в изолиниях скорости (км/сек), малыми латинскими буквами выделены отдельные лучи и соответствующие им точки годографов, НТ и ПТ – начальная и конечная точки петли рефрагированной волны, $P^M_{отр}$ – отраженная волна от подошвы коры (границы М), цифры у годографов – кажущиеся скорости (в км/сек).

Отметим, что в градиентных средах преломленные и отраженные волны от каждого слоя имеют предельные точки. Они соответствуют лучам, касающимся подошвы слоя. Чем меньше градиент в слое, тем дальше предельная точка. В результате годографы закритических отражений вместе с преломленными волнами тоже образуют во вторых вступлениях петли, длина которых обратно пропорциональна вертикальному градиенту скорости. Отметим, что амплитуда преломленных волн в градиентном слое существенно зависит от градиента скорости: чем выше градиент, тем интенсивнее волны (эффект фокусировки). Поэтому на практике регистрация волн от низкоградиентных слоев мало вероятна.

1.2.3. Модели с инверсией скорости с глубиной

При наличии инверсии скорости (волновода) годографы отраженных и преломленных волн существенно отличаются от описанных выше годографов (рис. 1д). Рассмотрим эти различия на конкретных примерах моделей земной коры. На рис. 3 приведены расчетные лучи и годографы преломленных и отраженных волн для скоростной модели коры Балтийского щита. В этой модели на глубине 7 – 12 км имеется слой (волновод), скорость в котором меньше, чем в вышележащем массиве. В каждом слое скорость нарастает с глубиной по линейному закону с некоторым вертикальным градиентом.

том скорости. Анализ волновой картины в данном случае удобен, так как при линейном изменении скорости сейсмические лучи имеют, как отмечалось выше, простую форму (дуги окружности), их легко рассчитывать и анализировать.

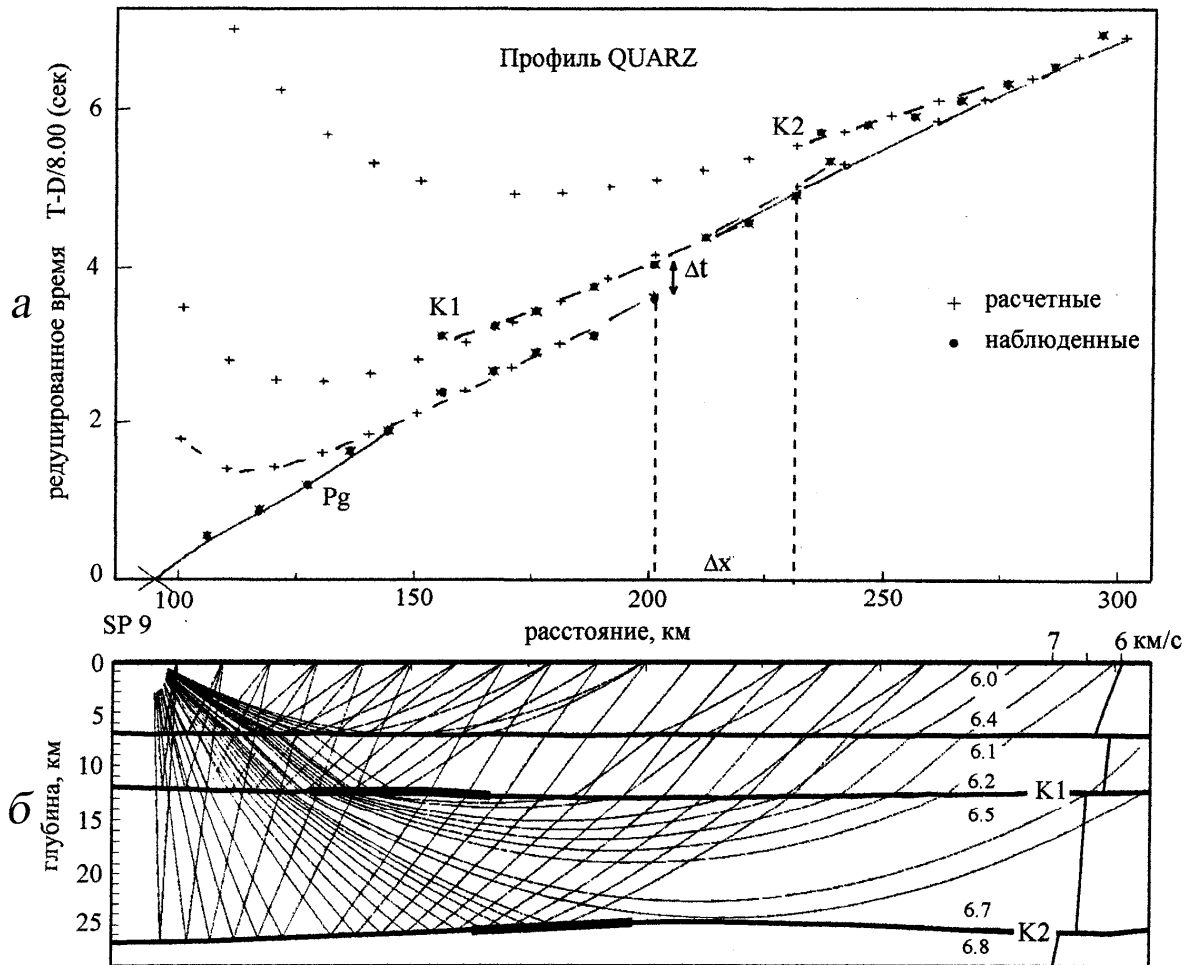


Рис. 3. Расчетные и наблюдаемые годографы (а) и скоростной разрез (б) верхней части земной коры Балтийского щита. В разрезе на глубине 7 – 12 км имеется слой с пониженной скоростью (волновод), утолщенными линиями показаны области формирования отражений на границах К1 и К2.

Для удобства анализа расчетные годографы представлены на рис. 3 в редуцированном виде. Редуцированные годографы являются результатом вычитания из наблюдаемых времен прямолинейного годографа с заданной кажущейся скоростью (скоростью редукции V_r)

$$t - \frac{d}{V_r},$$

где t – время, d – расстояние от источника, V_r – скорость редукции.

Главная задача редуцирования годографов – это расширение оси времен для более разрешенного изображения деталей годографов. Но редуцированные годографы имеют и другой смысл. Они позволяют детально исследовать преломленные волны от границ, скорость вдоль которых равна скорости редукции. Годографы таких волн горизонтальны в редуцированном виде и их времена равны t_0 для соответствующей границы. Детальнее эти свойства редуцированных годографов будут рассмотрены ниже.

В случае, когда в среде есть слой с пониженной скоростью, сейсмические лучи, проникающие в первый слой и выходящие на дневную поверхность на некотором удалении от источника (на 100 км, как показано на рис. 3) образуют ветвь годографа P_g, характеризующую скоростную модель среды до глубины 7 км. Далее образуется разрыв годографов – зона тени. Лучи, вошедшие в зону инверсии скорости, отклоняются вниз, а не к поверхности наблюдений, пересекают волновод и возвращаются к линии наблюдений, отразившись от подошвы волновода или преломившись в слое под ним. Соответствующая ветвь годографа отраженной волны (волна K1) параллельна первой волне и сдвинута по оси времен на время Δt . Преломленная волна из-под волновода выходит на дневную поверхность после зоны тени тоже с временным запаздыванием Δt .

Годографы волн, отразившихся от кровли слоя с пониженной скоростью, имеют общую точку с рефрагированной волной до зоны тени, отражения от подошвы зоны совпадают с ветвью годографа рефрагированной волны после его разрыва. Следовательно, и между отраженными волнами будет наблюдаться разрыв Δt , не сокращающийся на большем интервале прослеживания: годографы будут почти параллельны. Данный факт также является признаком модели со слоем пониженной скорости, особенно, если промежуточные волны, отразившиеся от границ внутри инверсионной зоны, "залечивают" разрыв первых волн.

Величина Δt получила название "интенсивности инверсии", она определяется равенством

$$\Delta t = \int_{z_i}^{z_i+\Delta h} \sqrt{\frac{1}{V^2(z)} - \frac{1}{V_i^2}} dz, \quad (1.2.6)$$

где z_i – глубина до кровли зоны инверсии, V_i – скорость на глубине z_i , Δh – мощность зоны.

Если зона инверсии представлена слоем с постоянной скоростью V_n , то формула (1.2.6) будет иметь вид

$$\Delta t = \frac{2\Delta h \cos i}{V_n}, \quad \cos i = \sqrt{1 - \left(\frac{V_n}{V_i}\right)^2}. \quad (1.2.7)$$

Как видно из равенств (1.2.6) и (1.2.7), интенсивность инверсии Δt зависит от мощности слоя Δh и величины уменьшения в нем скорости: $V = V_i - V_n$. Различные сочетания величин Δh и ΔV , удовлетворяющие уравнению (1.2.6), приведут к одинаковой схеме годографов рефрагированных волн. Отсюда следует, что множество моделей, характеризующихся одинаковой интенсивностью инверсии, является решением обратной задачи определения функции $V(z)$ по годографу рефрагированной волны.

Еще одной характерной особенностью волновой картины в случае зоны инверсии скорости является значительная интенсивность рефрагированных волн, приходящих из-под зоны (рис. 4). Последняя создает повышенные градиенты скорости в нижней своей части, что способствует образованию каустики и фокусировке энергии в последующих вступлениях за зоной тени.

Таким образом, основным признаком уменьшения скорости или ее вертикального градиента с глубиной (зоны инверсии скоростей) является разрыв годографа первых вступлений и образования зоны тени, а также параллельность годографов критических отражений от кровли и подошвы этой зоны.

Возможности решения обратной кинематической задачи для выделенных типов моделей различны. Для нормальных моделей оно единственно. При этом достаточно использовать только годограф первых волн; для моделей с выпадающими слоями необходимы последующие волны (петли годографов рефрагированных волн); для третьего

типа, в случае зон инверсии, однозначное решение по рефрагированным волнам невозможно. В последнем случае решением задачи является серия эквивалентных моделей.

Рассмотрим, каковы свойства эквивалентных моделей со слоями пониженной скорости и как они зависят от объема имеющейся информации. Снова будем предполагать, что сначала нам дан годограф только первых волн с некоторыми погрешностями, затем система годографов последующих вступлений (петель рефрагированных волн и отражений) и, наконец, амплитудные графики всех перечисленных волн.

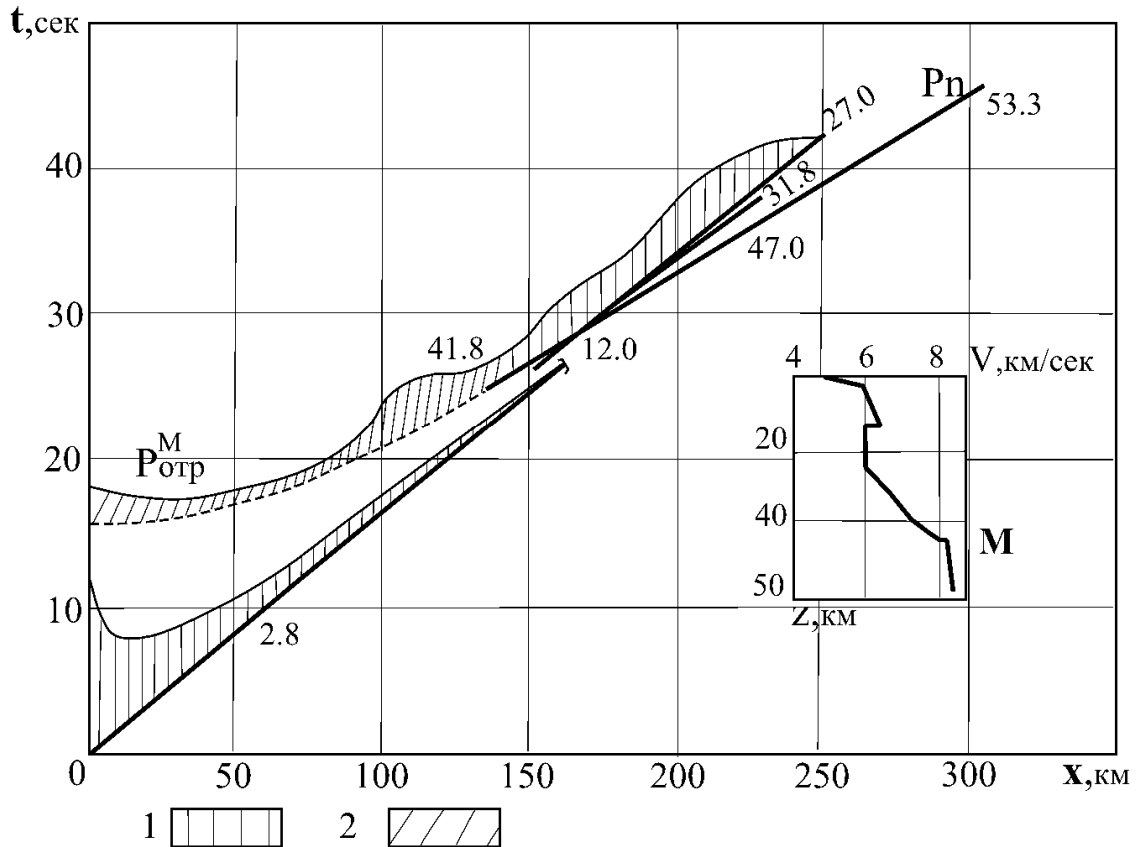


Рис. 4. Годографы и амплитудные графики преломленных (1) и отраженных (2) волн для модели земной коры с волноводом. Цифры у годографов обозначают глубину проникания соответствующего этой точке луча рефрагированной волны; $P_{отр}^M$ отраженная волна от границы М, P_n – преломленная волна от границы М.

Расчеты показали, что эквивалентными относительно первых волн с учетом возможной неточности их выделения на экспериментальном материале могут быть модели со слоями пониженной скорости и без них. На рис. 5 изображены скоростные модели земной коры, которые создают одинаковые годографы первых волн (считается, что точка обрыва рефрагированной волны в зоне тени может быть не выделена на сейсмограммах из-за фона отраженных и дифрагированных волн). Эквивалентные модели в данном случае приближенно можно описать кривыми $V(z)$, для которых сохраняется условие равенства заштрихованных площадей между соответствующими скоростными функциями. Это условие в какой-то мере равносильно требованию равенства для них средней скорости V до глубины z_m , начиная с которой соответствующие кривые $V(z)$ совпадают между собой.

Модели с одинаковой интенсивностью инверсии несколько различаются длиной обратной ветви годографа и незначительно – ее наклоном. Для того, чтобы использовать этот признак при ГСЗ, необходимо регистрировать волну (соответствующую той

же ветви годографа) в последующих вступлениях до ее предельной точки. Последняя располагается обычно на удалениях 250 – 300 км от источника. Этими расстояниями определяется длина годографа, необходимая для оценки принципиальной модели земной коры. Если полученный годограф не включает в себя предельную точку рефрагированной в коре волны, то нижняя часть коры "выпадает" из системы интерпретации.

Выведенное условие равенства площадей между скоростными кривыми $V(z)$, создающими одинаковые годографы первых волн, позволяет составить для каждой модели множество ей эквивалентных. Этим принципом (назовем его принципом равных площадей или равных средних скоростей) можно пользоваться в процессе подбора сейсмических моделей и для других особенностей волнового поля.

Если в рассмотрение ввести годографы первых и последующих вступлений, то класс эквивалентных моделей резко сокращается. По отраженным волнам, регистрируемым в последующих вступлениях, определяется глубина до подошвы зоны инверсии. В данном случае неоднозначность касается только функции $V(z)$ внутри волновода. Другими словами, эти волны создают одинаковую интенсивность инверсии Δt . Множество таких функций можно представить себе из того же принципа равенства площадей между соответствующими кривыми $V(z)$.

Рассмотрим, что дают амплитудные характеристики волн для сокращения числа эквивалентных моделей земной коры. Отметим сразу, что интенсивность за критических отраженных волн не может быть использована для определения величины перепада скорости между слоями или других общих характеристик всей модели, так как она зависит от множества других факторов. Амплитуда рефрагированных волн, напротив, определяется характером изменения скоростной функции: слои с повышенными скоростями фокусируют энергию на дневную поверхность, с пониженной скоростью – ее дефокусируют. Это позволяет использовать амплитудные графики регулированных волн для определения вертикального градиента скорости и сокращения числа возможных эквивалентных моделей. Можно показать, что модели, эквивалентные с точки зрения кинематики сейсмических волн, часто имеют большие различия в их динамике. Но на практике эти различия можно использовать лишь при интерпретации первых вступлений. В последующей части записи рефрагированные волны с каустикой, как мы уже отмечали, трудно отличать от отраженных волн и, следовательно, необоснованно использовать их динамику для интерпретации. Только в случае, если интенсивность последующих волн увеличивается к концу петли годографа (рис. 4), есть основание принимать эти волны за рефрагированные. Отраженные волны должны постепенно затухать на больших удалениях от источника, рефрагированные же могут усиливаться за счет фокусировки энергии высокоградиентными слоями.

Что касается первых волн, то число эквивалентных моделей заметно сокращается, если во внимание принимаются не только годографы, но и амплитудные графики этих волн, особенно, волн, приходящих из-под слоя пониженной скорости. На рис. 5а приведены амплитудные графики рефрагированных волн для эквивалентных в кинематическом отношении моделей. Амплитуда волны для ветви c настолько выделяется, что даже с учетом низкой точности экспериментального материала эти модели в динамическом отношении не являются эквивалентными.

Таким образом, вопрос возможной многозначности решения обратных задач определяется объемом и точностью исходного экспериментального материала. Наиболее надежные данные могут быть получены при использовании годографов и амплитудных графиков первых и последующих вступлений. Однако и при максимально возможной информации о волновом поле степень неоднозначности при определении модели коры во многом зависит от типа самой модели. Выше уже отмечалось, что для нормальных (правильных) сред неоднозначность заключается лишь в трудности

отделения непрерывной градиентной среды от многослойной среды (что не так уж и важно). Для моделей с выпадающими слоями необходимы последующие вступления, совместное решение для отраженных и преломленных волн, но и тогда остается неопределенность, представлен ли выпадающий слой переходной зоной или толщиной с постоянной скоростью. Для моделей с зонами инверсии необходимы отраженные волны, иначе может быть получено множество скоростных функций с одинаковой интенсивностью инверсии.

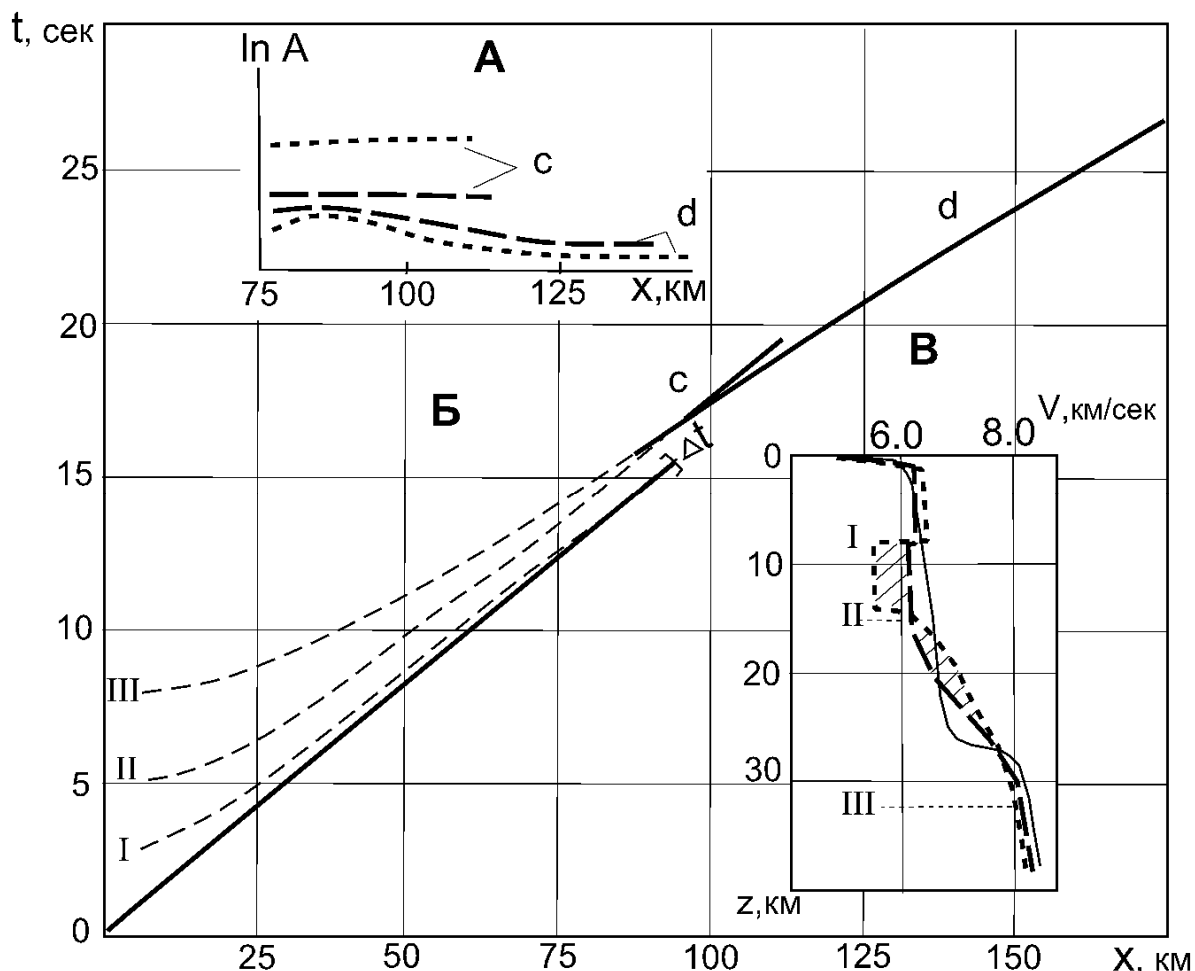


Рис. 5. Амплитудные графики (А) и годографы (Б) для серии эквивалентных относительно годографов моделей (В) земной коры с волноводами. Римскими цифрами отмечены отражающие границы и соответствующие им годографы отраженных волн, буквами с и d – амплитудные графики для соответствующих ветвей годографов рефрагированных волн и соответствующих эквивалентных моделей.

При оценке многозначности решения обратной сейсмической задачи необходимо также учитывать точность экспериментальных данных, поскольку модели, не эквивалентные со строго математической точки зрения, могут создать одинаковые, в пределах точности, системы годографов или не различимые из-за фона помех амплитудные графики. Многообразие эквивалентных моделей в большой степени зависит от объема и точности имеющейся информации о волновом поле. Число возможных эквивалентных моделей резко возрастает при годографах, искаженных приповерхностной неоднородностью или определенных с ошибками. В таком случае можно подобрать бесчисленное множество различных скоростных функций.

1.3. Одномерные обратные сейсмические задачи

Рассмотрим некоторые методы решения обратных задач для указанных типов моделей. Большинство методов решения обратных задач основано на кинематике регулярных волн, т.е. скоростная модель определяется по годографам волн известного класса. Кинематические задачи приобрели большое значение в методе обработки сейсмических материалов в связи с тем, что по экспериментальному материалу кинематические характеристики регулярных волн (времена их прихода) определяются гораздо устойчивее, чем динамические (амплитудные графики, частотные спектры). Кроме того, в качестве отдельных элементов кинематические решения входят во все динамические задачи.

Среди методов решения обратных задач можно выделить несколько групп, различающихся моделями интерпретации и объемом используемой информации о волновом поле. Каждый из этих методов позволяет получить некоторое частное решение, допустимое для данного типа волны. Рассмотрим наиболее общие случаи.

Большая часть имеющихся способов основывается на интерпретации годографа только первых вступлений и поэтому приемлема только для нормальных сред. Из этой группы ряд способов обработки основан на аппроксимации годографа рефрагированной волны системой годографов головных волн, образовавшихся в среде с бесконечным числом горизонтальных слоев. Такое представление вполне обосновано, оно следует из уравнения годографа рефрагированной волны, если записать его в виде

$$t(x) = \frac{x}{V_k(x)} + 2 \int_0^{z_m} \sqrt{\frac{1}{V^2(z)} - \frac{1}{V_k^2(x)}} dz = \frac{x}{V_k(x)} + t_{0x}. \quad (1.3.1)$$

Поскольку $1/V_k(x) = dt/dx$, то выражение (1.3.1) – дифференциальное уравнение Клеро, общим решением которого является семейство головных волн, особым – огибающая их, т.е. рефрагированная волна.

Величина t_{0x} рефрагированной волны (рис. 1а) определяется отрезком на оси t , который отсекается касательной к годографу в точке x . Так же, как и для головной волны, эта величина зависит от глубины максимального проникания луча

$$t_{0x} = 2 \int_0^{z_m} \sqrt{\frac{1}{V^2(z)} - \frac{1}{V_k^2(x)}} dz. \quad (1.3.2)$$

Кажущаяся скорость V_k отождествляется со скоростью в i -ом слое.

Аппроксимация скоростной функции $V(z)$ ступенчатой кривой используется очень часто, так как она позволяет простыми способами оценить скоростные параметры среды. Специальные расчеты, проведенные для выяснения пределов подобной аппроксимации, показали, что результаты решения обратной задачи по криволинейному годографу первых вступлений мало зависят от того, рассматривается ли он как серия головных волн (даже при небольшом числе отдельных ветвей) или как годограф рефрагированной волны. Поэтому на идее представления непрерывной величины $V(z)$ ступенчатой функцией основаны многие численные методы решения обратных задач (например, метод reflectivity К. Фукса) и другие методы машинного поиска оптимальных моделей.

Классическим методом решения обратной задачи непосредственно по годографу рефрагированной волны является метод Вихерта-Герглотца-Чибисова: скорость на глу-

бине z_m приравнивается кажущейся скорости $V_k(x)$ в точке x , величина z_m определяется интегралом

$$z_m = \frac{1}{\pi} \int_0^{x_m} \operatorname{arcch} \frac{V_k(x_m)}{V_k(x)} dx, \quad (1.3.3)$$

где $V_k(x)$ – кажущаяся скорость (переменная вдоль годографа).

Данный метод основан на строгом решении задачи для непрерывной, монотонно возрастающей с глубиной функции $V(z)$. С.В. Чибисов получил решение и для случая с границами первого рода и слоя с постоянной скоростью.

Задача по определению скоростной функции с зоной инверсии рассмотрена М.Л. Гервером и В.И. Маркушевичем [1967]. Ими предложена следующая формула по определению скоростной функции в случае инверсии скорости:

$$z(p) = \frac{2}{\pi} \int_p^1 \frac{x(q)}{\sqrt{q^2 + p^2}} dq + \frac{2}{\pi} \int_{z_1}^{z_2} \operatorname{arctg} \sqrt{\frac{V^{-2}(z) - q_1^2}{q_1^2 - p^2}} dz, \quad (1.3.4)$$

где $q_1 \equiv 1/V(z_1)$ – параметр луча, касающегося зоны инверсии, z_1, z_2 – глубины до подошвы и кровли зоны инверсии, $q_1 = dt/dx$ – переменная величина, обратная кажущейся скорости, $p = dt/dx$ для луча при $z = z_m$.

Данная формула отличается от формулы (1.3.3) наличием дополнительного члена, соответствующего области разрыва годографа в зоне тени. Из этой формулы видно, что решение задачи неоднозначно, и для его получения надо иметь сведения о скоростной функции внутри волновода.

На основании решения Гервера и Маркушевича был разработан τ -метод [Бессонова и др., 1973]. Он основан на трансформации годографа рефрагированной волны в линию $\tau(p)$. Здесь p – обратная величина кажущейся скорости годографа преломленной волны, которая определяет скорость на глубине максимального проникания данного луча, а τ – значение t_{0x} , по которому вычисляются соответствующие глубины проникания луча для данного элемента годографа. Данный метод позволяет получить множество возможных решений для волновода. Кривая $\tau(p)$ позволяет выделить волновод по резкому изменению τ , что соответствует временному сдвигу в области зоны тени. Следовательно, и этот метод основан на аппроксимации рефрагированной волны системой головных волн с разными t_0 .

На строгом решении этой же задачи (определение одномерной скоростной функции по наблюдаемым годографам) основан и алгоритм программы В.Ю. Бурмина [1978]. Но он отличается от предыдущих решений использованием информации об отраженных волнах. Теоретически при знании хотя бы одной точки отраженной волны (начальной точки преломленной волны от подошвы волновода) задача решается однозначно, что позволяет определить осредненные параметры волноводов (среднюю скорость в них и мощность). Указанный метод позволяет также определять скоростную функцию по всему годографу рефрагированной волны, включая петли (расчеты проводятся и по обратной петле годографа), т.е. он приемлем для сред с выпадающими слоями.

Одномерные сейсмические задачи успешно используются при незначительной горизонтальной изменчивости скоростей, что позволяет существенно упростить решение обратной задачи. Однако именно неоднородность земной коры в плане является основным объектом исследований, особенно, при изучении формирования геологических структур и создающих их геологических процессов. Поэтому изучение особенностей сейсмических волн в случае резкой горизонтальной неоднородности среды (вертикальных уступов, тел локальной протяженности и т.д.) имеет особое значение. Учитыв-

вать эту неоднородность необходимо и при выделении волноводов, особенно, при определении их структуры и изменчивости по горизонтали.

1.4. Изучение волноводов при горизонтальной неоднородности среды, методы математического моделирования

При горизонтальной неоднородности среды волновые поля и годографы рефрагированных и закритических отраженных волн искажаются. Если скорость является функцией двух переменных, то нарушается равенство между величиной кажущейся скорости рефрагированных волн и скоростью на глубине максимального проникания луча: в сторону падения изолиний скорости V_k меньше, чем по восстанию. Нарушается симметрия встречных годографов волн, они пересекаются не на середине расстояния от источника, а ближе к тому пункту взрыва, у которого скорости меньше. Наиболее четко устанавливается горизонтальная неоднородность среды по временам прихода рефрагированных волн в точках x , равноудаленных от источника: t ($d = \text{const}$) обратно пропорционально скорости в среде на глубине проникания соответствующих лучей. Эта величина является основой метода специальных полей времен, разработанных школой Н.Н. Пузырева [1979, 1985].

Для двумерного случая (т.е. когда $V = V(x, y)$), большая часть методов решения обратной задачи разработана для нормальных моделей, в которых скорость возрастает с глубиной без увеличения вертикального градиента скорости с глубиной. Эти методы основаны на использовании годографов первых волн с монотонным возрастанием времени при удалении от источника. В частности, к ним относятся методы, разработанные А.С. Алексеевым [1982], Т.Б. Яновской [1983], И.Я. Азбель [1966], З.Р. Мишенькиной [1983] и многими другими. Однако мы не будем на них останавливаться, так как они не могут быть использованы для выделения и определения параметров волноводов.

В сложных случаях, к которым относятся среды с волноводами, при решении обратных задач используется метод подбора, основанный на решении прямых сейсмических задач. Математическое моделирование является в настоящее время основным методом построения скоростного разреза и по данным ГСЗ. Оно заключается в многократном повторении решений прямой сейсмической задачи. При этом производится расчет лучей, годографов и синтетических сейсмограмм отраженных, преломленных и других волн для некоторого скоростного разреза (стартовой модели) и сопоставление расчетных годографов с наблюдаемыми. При наличии расхождений производится внесение изменений в разрез и повторение всей этой процедуры до тех пор, пока наблюдаемые и расчетные времена не будут совпадать с заданной точностью (обычно это 0,1 сек). Должно быть достигнуто не только совпадение времен опорных волн, особое внимание уделяется соответствию расчетных годографов и синтетических сейсмограмм всем главным особенностям наблюдаемого поля: не должно быть лишних волн, должны объясняться так называемые зоны тени, области резкого затухания волн или, напротив, области возрастания амплитуд опорных волн.

Математическое моделирование проводится в двух вариантах: в кинематическом и динамическом. В кинематическом варианте, когда по заданной модели определяются лучи и годографы сейсмических волн, прямая задача решена численными методами для практически неограниченного круга скоростных функций. Теоретические основы решения прямых сейсмических задач были разработаны в нашей стране еще Ю.В. Ризниченко [1946].

Созданные на этой основе современные программы решения прямой кинематической задачи обеспечивают прослеживание сейсмических лучей в заданной среде

согласно законам геометрической сейсмологии, т.е. на основе решения уравнения эйконала:

$$\left(\frac{\partial \alpha}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial z}\right)^2 = \frac{1}{V^2(x, z)}. \quad (1.4.1)$$

При условии непрерывности скоростной функции, а также ее производных, уравнение *эйконала* может быть представлено в виде системы обыкновенных дифференциальных уравнений, что позволяет получить быстрое решение прямой задачи для системы градиентных слоев. Решение сводится к прослеживанию лучей в заданной среде от одного слоя к другому. Задается угол входа луча в среду, непрерывное численное решение проводится внутри слоя, где скорость и ее производные непрерывны. На сейсмической границе определяются новые параметры луча для следующего слоя. Для этого находится точка пересечения луча с границей, в которой отраженные и преломленные волны моделируются по закону Снелиуса. Таким образом, можно проследить каждый луч от входа его в среду до выхода на дневную поверхность.

Наиболее быстрый счет осуществляется в среде, представленной слоями с линейным изменением скорости с глубиной, так как форма луча в данном случае определяется простейшим образом – уравнением окружности. Но современные вычислительные средства позволяют вести счет для самого широкого спектра скоростных моделей.

Сложнее обстоит дело с решением прямых динамических задач (не говоря уже о построении синтетических сейсмограмм), даже если в них определяется только интенсивность (амплитуда) отдельных волн. В принципе современные численные методы позволяют получить решения динамических задач для большого ряда сложных сред. Однако они далеко не всегда реализованы в конкретных алгоритмах и программах.

Наиболее крупные разработки динамических задач в России принадлежат школе Г.И. Петрашеня [Петрашень и др., 1959; Алексеев, Гельчинский, 1959], за рубежом – чешской школе во главе с В. Червени [Cerveny et al., 1977], которые обеспечили прорыв в проблеме расчета интенсивности сейсмических волн в неоднородных средах, предложив лучевой метод. Основан лучевой метод на предположении, что интенсивность волны в непрерывной среде определяется, в основном, расхождением сейсмических лучей (площадью лучевой трубки). Вычисление амплитуды волны ведется, по существу, по законам геометрической сейсмологии. Поэтому лучевой метод позволяет изучать динамику волн только вне области их интерференции.

Расчеты лучевым методом имеют особенно большое значение именно для задач ГСЗ, когда необходимо провести оценку относительной интенсивности волн разных типов (рефрагированных и закритических отраженных) с учетом их расхождения в сложно построенных средах. Чаще всего во всех странах для моделирования используется программа В. Червени и И. Пшенчика s83d [Psencik, 1979; Cerveny, Psencik, 1983] для расчета годографов и синтетических сейсмограмм. Эта программа, как показали расчеты, наиболее точно, без существенных искажений, описывает заданную скоростную модель, как бы сложна она ни была.

Решения динамической задачи, учитывающие сложение колебаний, получены только для ряда простых, в основном, одномерных моделей. Из них можно отметить алгоритмы, доведенные до конкретного счета на ЭВМ. Например, вычисление синтетических сейсмограмм для слоистой среды с помощью reflectivity метода [Fuchs, Muller, 1971]. При этом определяются форма и интенсивность сейсмического импульса, отразившегося от тонкослойной пачки под различными углами падения. Эти параметры

учитывают сложение колебаний, многократно отразившихся и преломившихся в каждом слое пачки.

В целом, перечисленные программы по решению прямых кинематических и динамических задач позволяют моделировать волновые поля ГСЗ на ЭВМ для большего класса сред и решать принципиальные вопросы распространения сейсмических волн в реальных средах. Имеющиеся сейчас программы дают возможность получить решение прямой кинематической задачи для большого ряда сложных моделей с произвольной формой поверхностей уровня скоростей и сейсмических границ в двумерном и трехмерном вариантах. Получено решение прямой задачи и для анизотропных сред [Servey, Psencik, 1983]. Указанные программы вполне удовлетворяют современным запросам сейсмических исследований и дают возможность изучать кинематику и динамику сейсмических волн в весьма сложных средах. Они позволили сделать математическое моделирование основным методом интерпретации данных ГСЗ.

В настоящее время делаются попытки ввести в процесс математического моделирования элементы автоматического подбора модели. Такие методы называются часто томографическими. Основаны они на уточнении некоторой исходной (стартовой) скоростной модели по невязкам между наблюдаемыми и расчетными для данной модели годографами. Такие алгоритмы разработаны пока для интерпретации первых волн с добавлением не более одной отражающей поверхности. Введение нескольких границ усложняет решение, но оно крайне желательно для того, чтобы использовать для сейсмических построений как первые, так и последующие вступления.

Другое ограничение алгоритмов с автоматическим перебором связано с тем, что заложенные в них программы решения прямой задачи рассчитаны на ускоренные расчеты, для этого они сглаживают скоростные неоднородности и тем самым искажают отдельные детали скоростной модели. Это относится, например, к программе Zelt [Zelt, Barton, 1998], разработанной для горизонтально неоднородных сред. Программа Zelt дает возможность решения прямой и обратной задачи, но для этого в ней используется упрощение скоростной функции, которое не позволяет обсчитывать сложные модели.

Одной из задач математического моделирования является не только построение скоростного разреза, но и детальный анализ всех возможных решений для заданной системы годографов или монтажей сейсмограмм. Он особенно важен для нашего случая – решения задачи с волноводом. Для этого необходимо просчитывать самые разные варианты скоростных моделей волновода, что позволяет, в конечном счете, выбрать из них наиболее вероятные и оценить общую степень неоднозначности построений.

В данной ситуации успех такого решения и вообще результат математического моделирования во многом зависит от того, насколько хорошо построена стартовая модель. Качество стартовой модели определяется полнотой анализа волнового поля, правильностью определения природы волн и основных особенностей разреза. Особенно важно это при выделении волноводов. При горизонтальной неоднородности среды волновые поля, описанные выше для зон инверсии скоростей, могут быть связаны и с другими особенностями структуры среды, например, с зонами нарушений, с изменением глубины отражающих границ и т.д.

При существенной изменчивости скорости по горизонтали надежность выделения волноводов резко сокращается, а неоднозначность решения обратной задачи возрастает. Изменение структуры покрывающей волновод среды и самого волновода может привести к искажению волнового поля, к закрытию зон тени или, наоборот, к формированию зон тени, не связанных с волноводами. Закрытие зон тени чаще всего наблюдается при уменьшении глубины волновода, т.е. в случае подъема ограничивающего его снизу преломляющего горизонта.

Волновая картина, подобная случаям инверсии скорости с глубиной, может наблюдаться в среде при резком изменении наклона отражающих границ или при резкой изменчивости скорости по горизонтали. В данном случае необходимо использовать специальные системы наблюдений и методы анализа волновых полей для разделения вертикальной и горизонтальной изменчивости скоростей. Рассмотрим эту проблему подробнее на примерах.

На рис. 6 представлен случай блокового строения земной коры, при котором волновая картина напоминает примеры, приведенные выше для случая волновода. Существуют два блока с разной скоростью: до глубины 7,0 км скорость в одном блоке в среднем 6,0 км/сек, во втором – 6,3 км/сек. Если пункт взрыва расположен в высокоскоростном блоке, то на границе блоков происходит разрыв годографа первых волн и образуется картина, подобная рис. 3. Это связано с тем, что при пересечении границы блока сейсмические лучи, попадая в низкоскоростной блок, отклоняются от дневной поверхности, образуя зону тени, и время пробега волны вдоль этих лучей увеличивается.

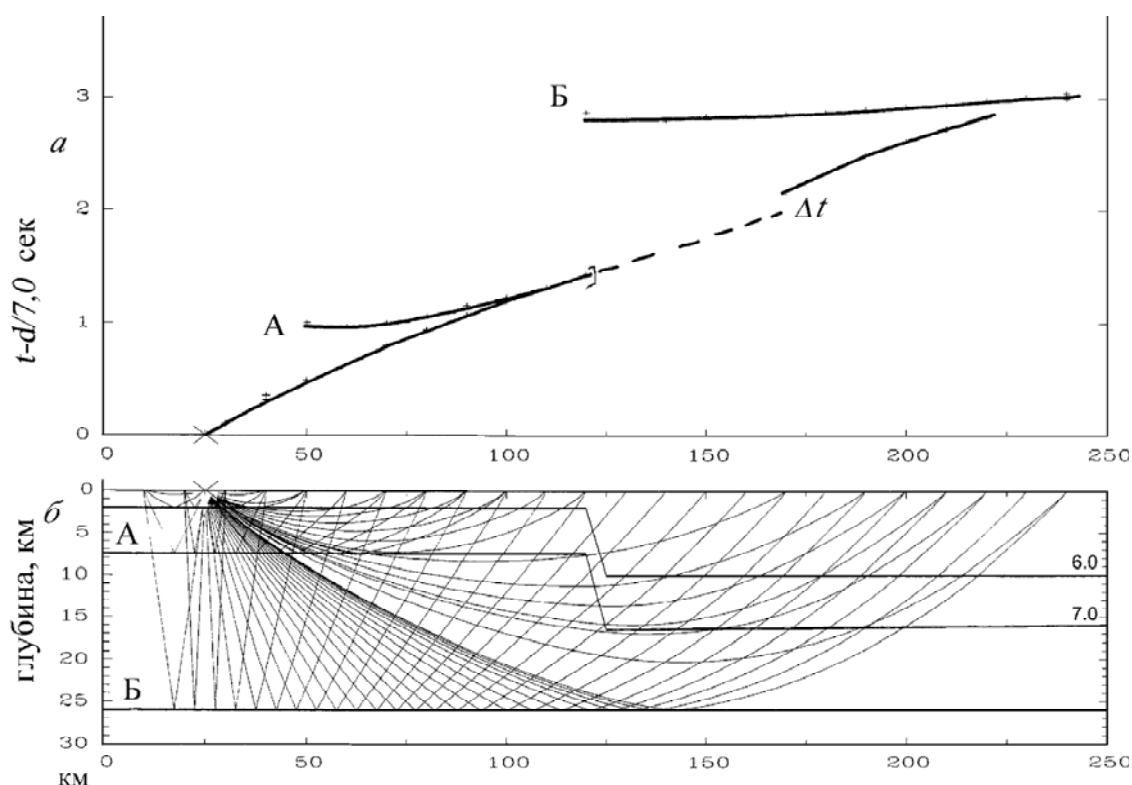


Рис. 6. Расчетные годографы (а) и лучи (б) преломленных и отраженных от границ А и Б волн для модели блокового строения земной коры. Зона тени на удалении 120 – 170 км и смещение годографов Δt связаны не с волноводом, а с границей блоков.

Волновая картина, подобная наблюдаемой в случае инверсии скорости с глубиной, может быть создана и резким изменением наклона отражающей границы.

Для того, чтобы разделить эти случаи (т.е. выяснить, что создает зону тени – волновод или горизонтальная неоднородность), необходимо иметь плотную систему нагоняющих и встречных годографов. Если скорость уменьшается в некотором слое (т.е. по вертикали), то на всех годографах картина, типичная для волноводов, будет наблюдаться на одних и тех же расстояниях от источника. При горизонтальной изменчивости скорости (блоковой структуре) эти же признаки будут наблюдаться по нагоняющим годографам примерно в одной и той же части профиля. При этом нагоняющие годогра-

фы будут параллельными. Встречные годографы на том же самом интервале профиля будут показывать не уменьшение скорости, а ее увеличение.

Следовательно, при выделении волноводов необходим тщательный анализ встречных и нагоняющих годографов. Практика показала, что в данном случае классические приемы КМПВ недостаточны: измерения параллельности нагоняющих годографов, построение разностных годографов и т.д. Для определения формы зон инверсии скоростей и надежности их прослеживания вдоль профиля эффективным способом является метод редуцированных годографов [Павленкова, 1979].

Идея метода заключается в следующем. Как видно из рис. 7а, редуцированное время элемента годографа соответствующей преломленной волны (с кажущейся скоростью, равной скорости редукции) равно t_0 . Отсюда вытекает следующий факт. Если необходимо изучить структуру сейсмической границы с некой граничной скоростью, то система встречных и нагоняющих годографов редуцируется с этой скоростью, и точки годографов относятся к середине между источником и приемником (рис. 7б). В данном случае линия t_0 будет огибающей редуцированных годографов для изучаемой границы. Редуцированные годографы преломленных от указанной границы волн будут совпадать с линией t_0 , а годографы отраженных от этой границы волн – касаться ее в критических точках.

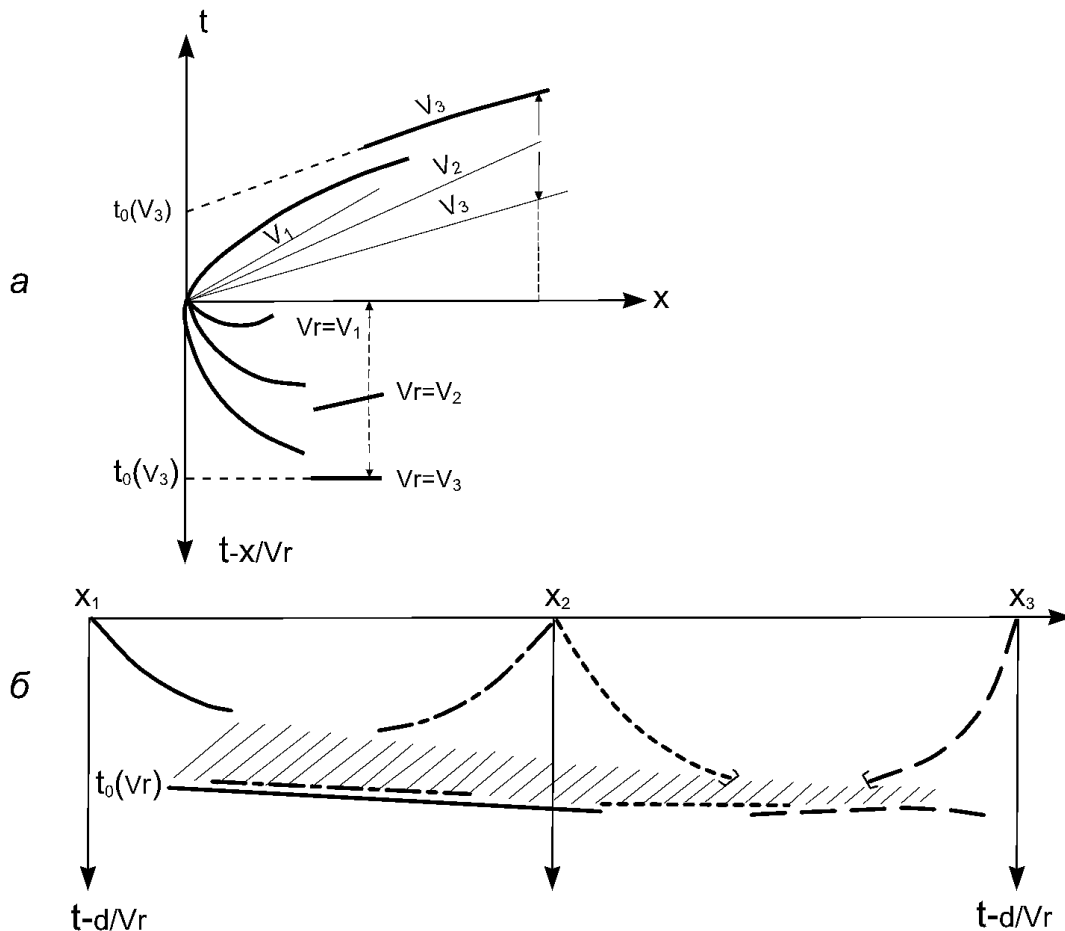


Рис. 7. Пояснения к методу редуцированных годографов [Павленкова, 1979]: а – годографы преломленных волн в случае инверсии скорости в обычном виде и в редуцированном с разными скоростями редукции и приведенные к середине расстояния источник-приемник, б – редуцированные с одной скоростью годографы для трех встречных пунктов взрыва. Заштрихована область "зоны тени".

На рис. 8 приведен пример расчетных лучей и годографов рефрагированных волн для четырех источников для случая наклонного и выклинивающегося слоя пониженной скорости, расположенного в земной коре на глубине 15 – 30 км. Над этим слоем скорость равна 6,4 км/сек, а под ним – 6,8 км/сек. На этом рисунке показаны лучи отраженных и преломленных волн, а также луч каналовой волны. Волновая картина с разрывом первых волн наблюдается здесь только на двух годографах (второй и четвертый источник). Но по редуцированным годографам при скорости (полученной по этой редукции) в 7,0 км/сек зона инверсии четко оконтуривается (заштрихованная область на рис. 8в). Отмечается область выклинивания зоны и оконтуривается ее подошва по огибающей первых вступлений, т.е. линии t_0 .

Таким образом, метод редуцированных годографов позволяет оконтурить зоны инверсии скоростей и приближенно определить рельеф сейсмических границ. Это очень важно для построения стартовой модели при математическом моделировании. Рассмотрим, как решается данная задача на практике, когда используются экспериментальные материалы ГСЗ.

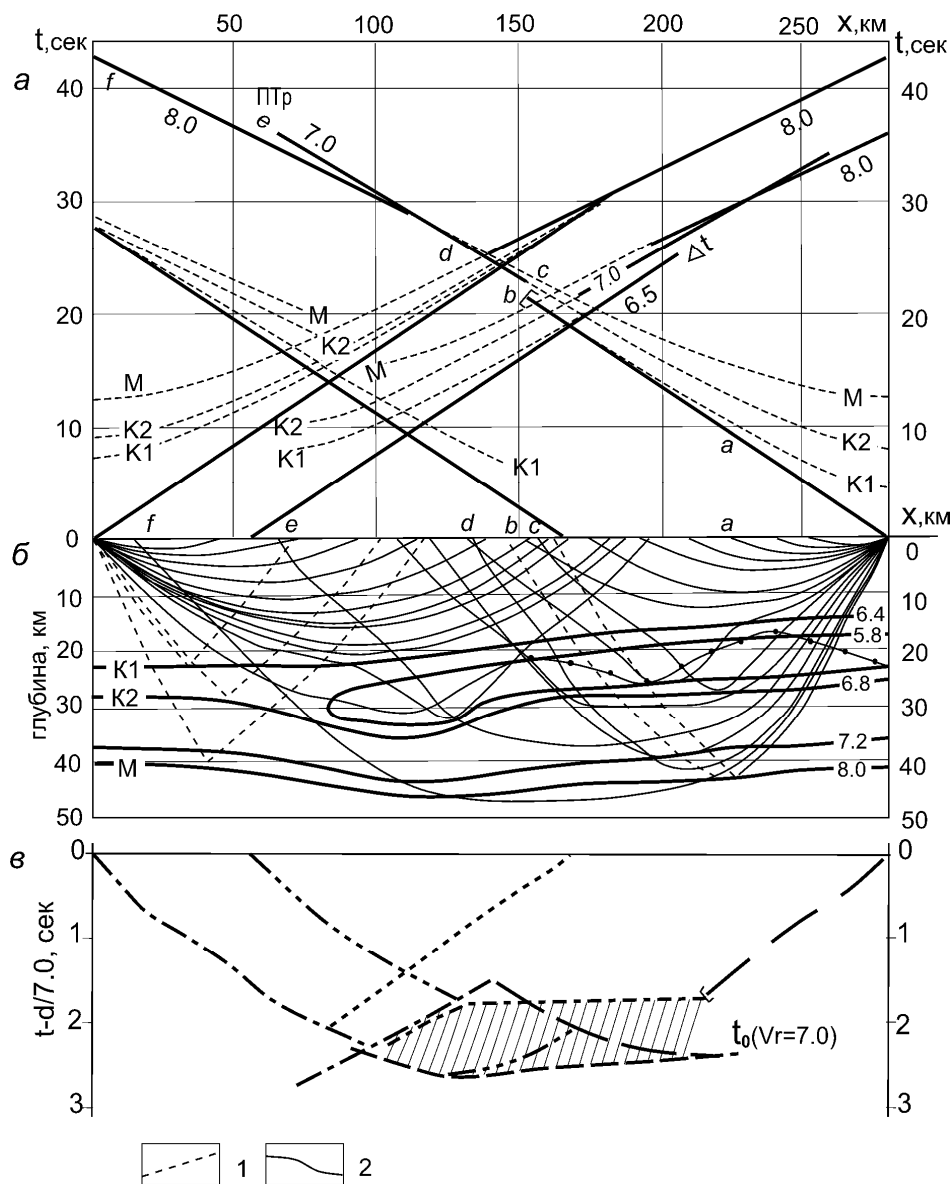


Рис. 8. а – расчетные годографы преломленных и отраженных от границ К1, К2 и М волн; б – расчетные лучи соответствующих волн для модели с выклинивающимся

волноводом; v – редуцированные годографы со скоростью редукции 7,0 км/сек, приведенные к середине расстояния источник-приемник. Заштрихована область "зоны тени", цифры у годографов – кажущиеся скорости отраженных (1) и преломленных (2) волн.

1.5. Выделение волноводов по экспериментальным записям ГСЗ

Рассмотрим наиболее общий случай выделения волновода в земной коре по данным ГСЗ. Для этого будем использовать экспериментальные данные по Балтийскому щиту. Выбор региона обусловлен в данном случае двумя причинами. Во-первых, записи глубинных волн на щите не искажены влиянием осадочного чехла, во-вторых, Балтийский щит наиболее полно изучен многоволновыми сейсмическими методами и проблема выделения и изучения волноводов внутри земной коры может быть рассмотрена на этих материалах наиболее полно.

Как показано выше, главным признаком уменьшения скорости в слое является резкое затухание преломленных волн на определенных удалениях от источника, т.е. наличие так называемой зоны тени. На рис. 9 приведены примеры такой записи для P- и S-волн, полученной при работах ГСЗ на профиле Polar на Балтийском щите (ПВ А [Luosto et al., 1989]). Расположение профиля дано на рис. 10.

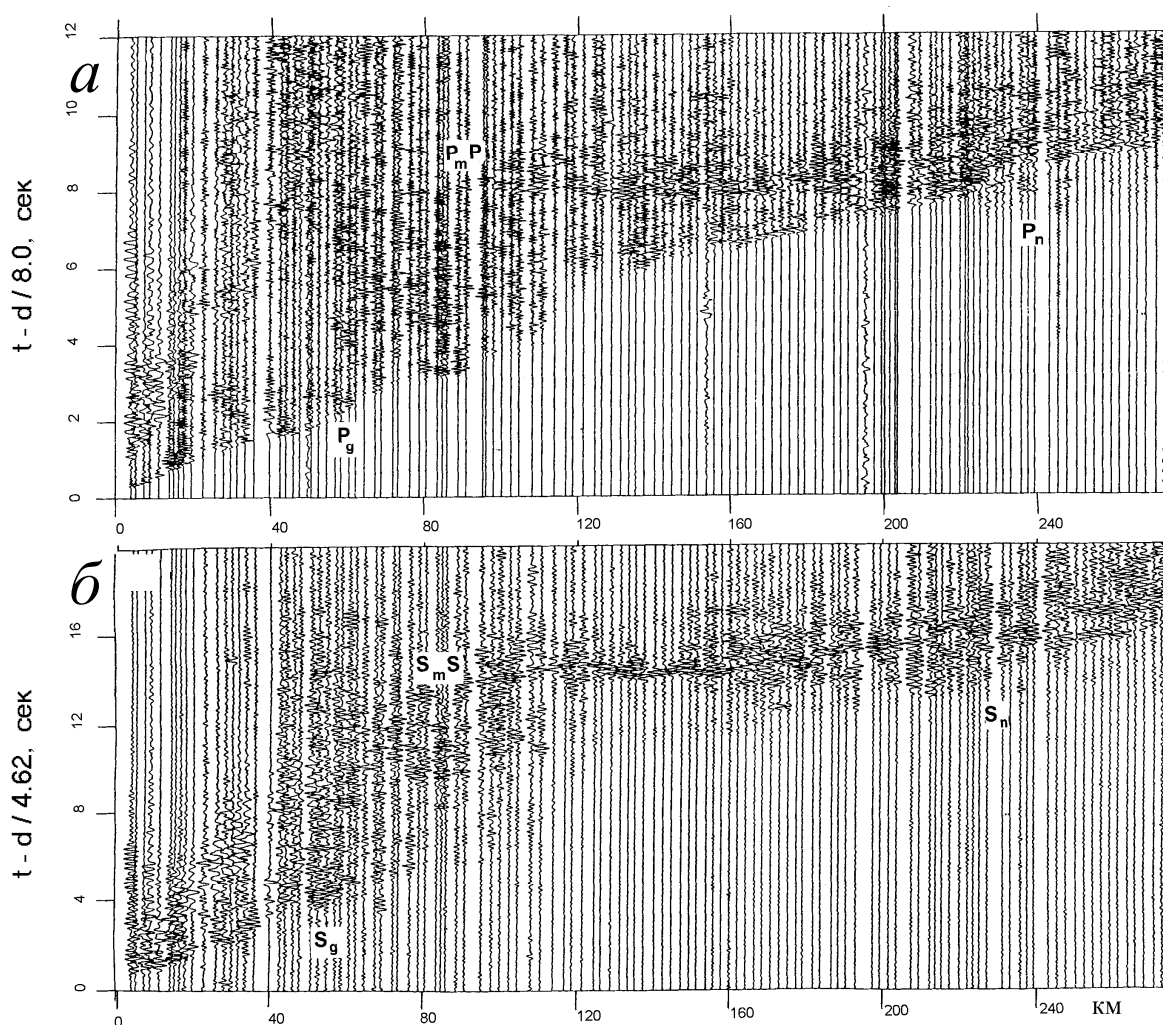


Рис. 9. Монтажи сейсмограмм для профиля ГСЗ Polar: а – для продольных (P); б – для поперечных (S) волн. Сейсмограммы иллюстрируют типовые волновые поля с "зо-

ной тени" на удалении от источника $d = 90$ км. Зона тени связана с волноводом в земной коре на глубине около 10 км. Основные волны: Pg и Sg – преломленные в верхней коре, PmP, SmS – отражения от границы М (подшвы земной коры), Pn, Sn – преломленные волны в мантии.

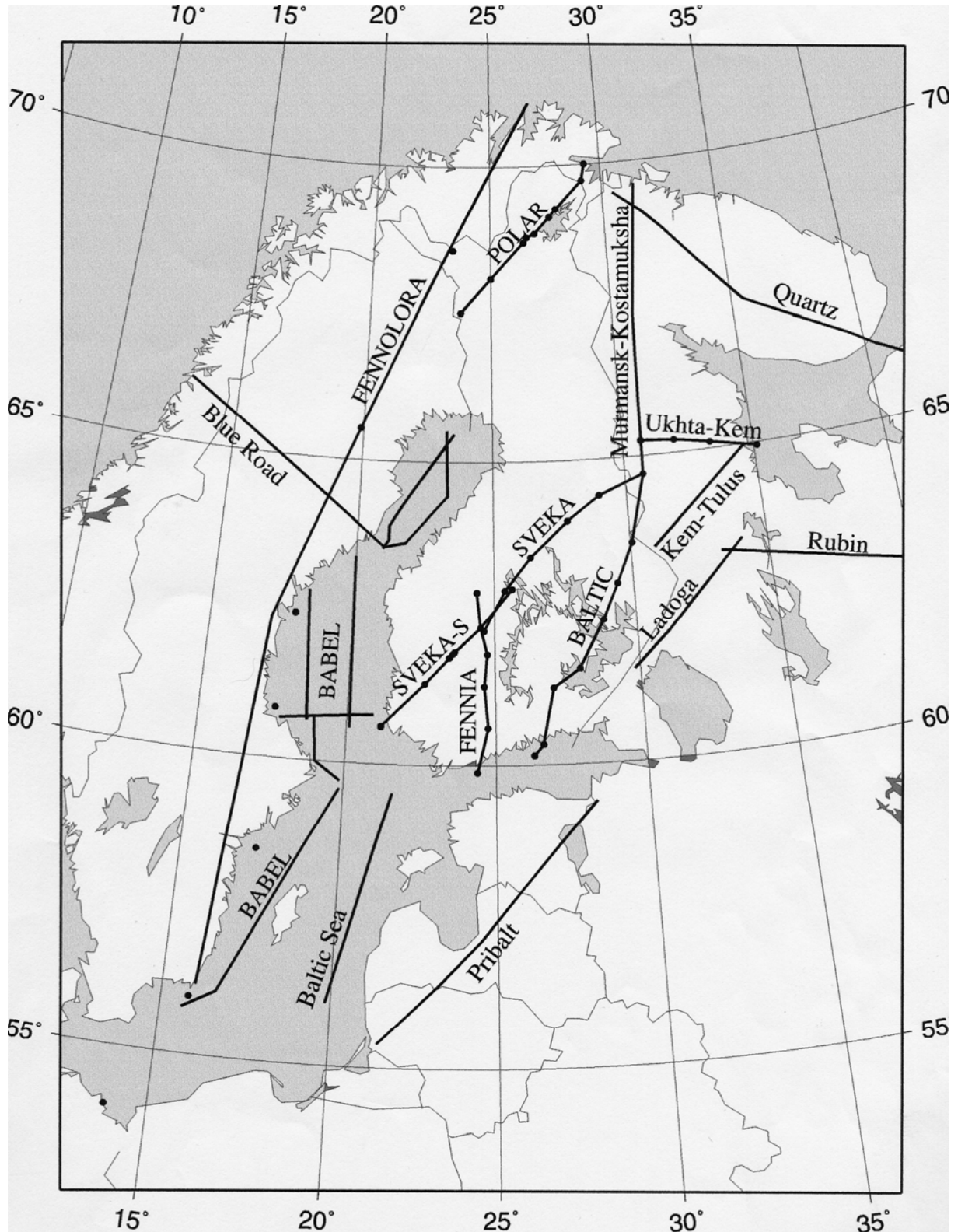


Рис. 10. Схема профилей ГСЗ на Балтийском щите.

Монтажи представлены в редуцированном виде. Для продольных волн скорость редукции выбрана 8,0 км/сек (типичная скорость Р-волн для верхней части мантии у границы М), для поперечных волн скорость редукции 4,62 км/сек, что тоже соответствует S-скорости в верхах мантии. При этом выбрано соотношение скоростей 1,73, что характерно для волн в земной коре. Предложенные монтажи позволяют напрямую сопоставлять волновые поля Р- и S-волн, представленных как бы в одном масштабе.

На обоих монтажах на расстоянии от источника 0 – 80 км в первых вступлениях четко прослеживаются волны Pg и Sg со скоростью порядка 6,0 и 4,7 км/сек соответственно, характеризующие верхнюю часть земной коры. На удалении 80 – 100 км эти волны резко затухают, наблюдается зона тени.

На монтажах сейсмограмм рис. 9 зона тени охватывает большой временной интервал: между волнами Pg и PmP не зарегистрировано никаких других волн. Обычно зона тени менее выразительна и после затухания первой волны с некоторым временным запаздыванием регистрируются последующие волны с такими же кажущимися скоростями.

Такие примеры волновой картины приведены на рис. 11 и 12 для двух профилей ГСЗ, отработанных на Балтийском щите с разной детальностью: для профиля Sveka с расстоянием между станциями 2 – 3 км и для профиля "Кварц" с расстоянием между трассами 10 км (рис. 10). Эти монтажи дают возможность оценить качество материала и то, как его детальность влияет на достоверность при выделении зон инверсии. Однако волновая картина очень похожа на обоих профилях: на удалении 110 км от источника наблюдается зона тени и смещение годографа первых волн на некоторое Δt . На профиле Sveka можно отчетливо проследить не только первые вступления, но и последующие волны, приходящие из-под зоны инверсии скоростей. На профиле "Кварц" корреляция волн не так надежна.

Во всех приведенных случаях объяснить наблюдаемую волновую картину можно наличием зоны инверсии скоростей (уменьшения скорости с глубиной) на глубине порядка 10 км (рис. 3).

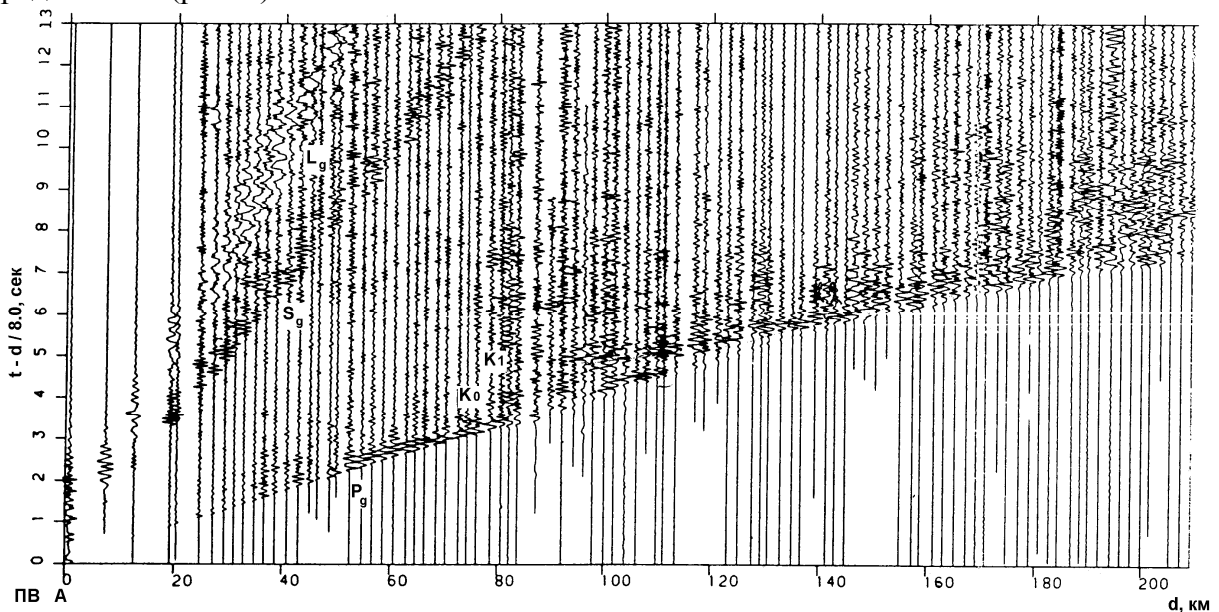


Рис. 11. Монтаж сейсмограмм для профиля Sveka (рис. 10) с "зоной тени" на уда-

лени 110 км, SP A [Grad, Luosto, 1987]. Опорные волны: K1 – от подошвы волновода (скорости 6,4 – 6,5 км/сек), K₀ – от границы внутри волновода, Lg – поверхностная волна, Δt – временной разрыв в ветвях годографов первых волн. Остальные обозначения приведены на рис. 9.

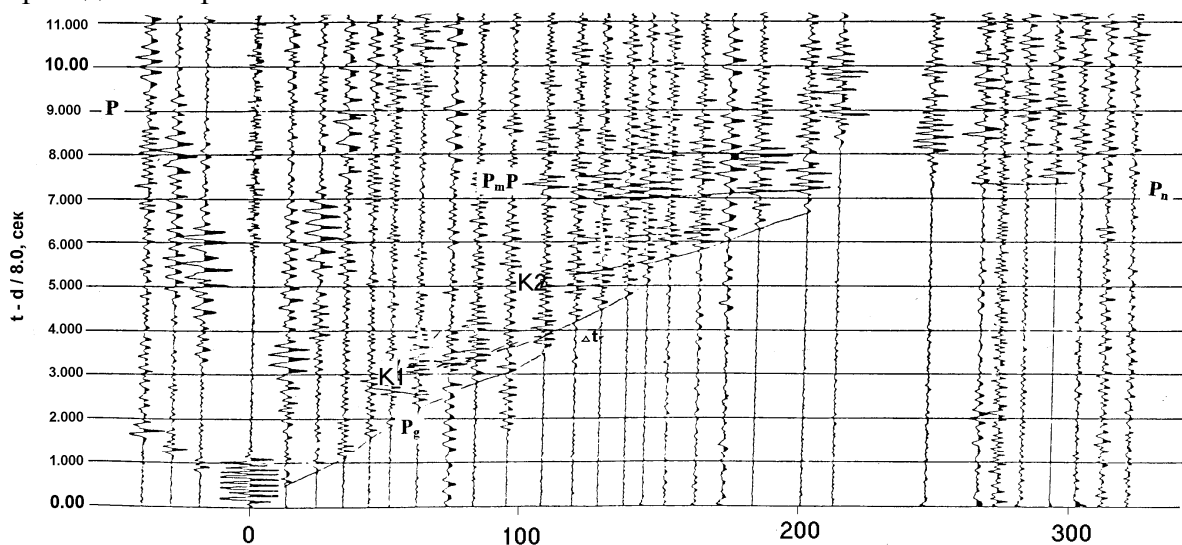


Рис. 12. Типичный монтаж сейсмограмм для профиля "Кварц" (рис. 10). Волна K2 – отраженная от кровли нижней коры (скорости 6,8 – 7,2 км/сек). Остальные обозначения те же, что и на рис. 9 и 11.

Некоторые исследователи интерпретировали наблюдаемую волновую картину как обычную смену волн, когда первые вступления связаны с преломленной волной от слоя с повышенной скоростью. Различить эти два случая (с зоной инверсии скорости и без нее) можно следующим образом. В случае инверсии скорости годограф отраженной волны от подошвы этой зоны параллелен годографу волны P_g и не пересекается с ним, если его продолжить в зону тени (волны P_g и K1 на рис. 11, 12). При отсутствии инверсии скорости смена волн происходит без их относительного временного сдвига, и соответствующие этим волнам годографы пересекаются на некотором удалении от источника (волны K1 и K2 на рис. 11 и 12).

На практике выделение слоев с пониженной скоростью осложняется тем, что зоны тени (затухание первых волн) не всегда четко видны на экспериментальных записях. Они могут быть закрыты дифрагированными волнами или отраженными волнами от границ внутри волноводов. В данном случае признаком наличия волновода является резкое уменьшение амплитуды первых волн на определенном удалении от источника с одновременным уменьшением их кажущихся скоростей. Последнее характерно для смены преломленной волны на дифрагированную.

В результате на практике задача изучения волноводов распадается на две задачи: 1) анализ волнового поля и выделение признаков существования в среде волновода, 2) определение структуры волновода и его параметров. Для решения первой задачи используются описанные выше признаки волновода. К ним относятся: резкое затухание первых волн на некотором удалении от источника, (т.е. наличие так называемой зоны тени); регистрация в последующих вступлениях волн с той же кажущейся скоростью, но со сдвигом по времени Δt , или уменьшение амплитуды и кажущейся скорости первых волн на некоторых удалениях от источника и параллельность годографов отраженных волн.

Решение второй задачи осложнено тем, что определение скоростной модели волновода и даже отдельных его параметров, например, средней скорости в волноводе и его мощности, по годографам преломленных волн не имеет, как отмечалось выше, однозначного решения даже в одномерном случае. Действительно, ветви годографов преломленных волн, сформировавшиеся в слоях над волноводом (ветвь P_g) и под ним (ветвь K₁) характеризуют скорости вне волновода. Параметры самого волновода определяются величиной Δt и длиной зоны тени. Для определения мощности волновода нужно знать среднюю скорость в нем и, наоборот, для определения скорости в волноводе нужно знать его толщину.

Ситуация меняется, если от подошвы волновода зарегистрированы отраженные волны. В данном случае по отраженной волне можно определить глубину и среднюю скорость во всей покрывающей среде до подошвы волновода и тем самым вместе с данными по преломленным волнам оценить толщину волновода и среднюю скорость в нем. Однако это возможно только теоретически. На практике длина годографов отраженных волн минимальна, положение начальной точки преломленной волны определить трудно и в результате ни один из параметров волновода определить однозначно невозможно.

Реальная степень неоднозначности, как показали расчеты, значительна. На рис. 13 приведена серия скоростных моделей земной коры с различными параметрами волновода, которые с одинаковой точностью удовлетворяют наблюдаемым годографам и волновым полям, приведенным на рис. 3 и 12. Величину уменьшения скорости в волноводе ΔV оказалось невозможным определить даже при наличии достаточно протяженного годографа волны, отраженной от подошвы волновода. Она может меняться в пределах от 0 до 0,4 км/сек. Мощность волновода в зависимости от принятой в нем скорости варьируется в пределах нескольких километров: при инверсии скорости в 0,2 км/сек она равняется 3 км, при инверсии в 0,1 км/сек – 5 км. Мощность слоя с постоянной скоростью, т.е. без инверсии, оценивается в 5 км. Все модели, приведенные на рис. 13, являются эквивалентными относительно реальных экспериментальных годографов. Они характеризуют практическую неоднозначность определения параметров волновода в средней коре.

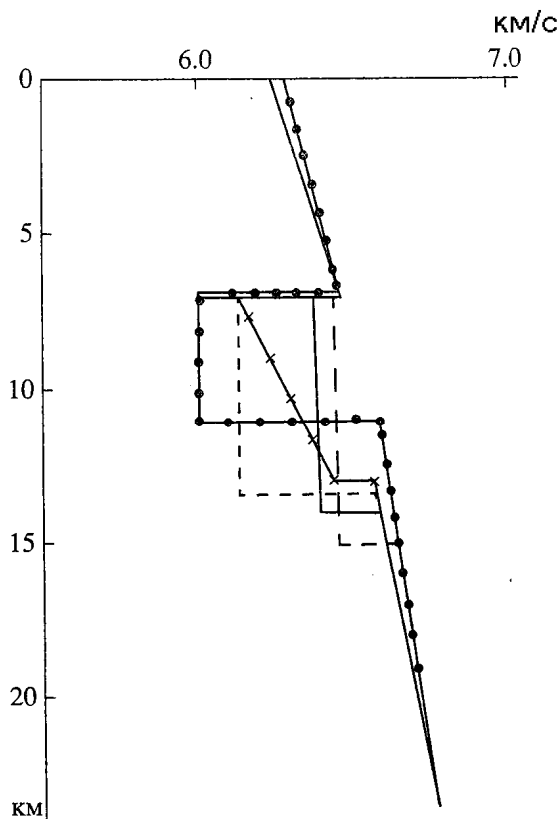


Рис. 13. Серия скоростных моделей верхней коры, удовлетворяющих системе годографов, приведенных на рис. 3, и характеризующих степень неоднозначности в определении параметров зоны инверсии скорости.

Неоднозначно определяется и глубина до кровли волновода. Она зависит от расстояния до зоны тени и характера скоростной функции над волноводом. При малом вертикальном градиенте скорости, что характерно для консолидированной коры, можно получить зону тени на одном и том же удалении от источника, меняя глубину волновода и градиент скорости над ним. Так, при интерпретации годографов, приведенных на рис. 3, глубина волновода может варьировать от 6 до 9 км.

Пример построения модели волновода с использованием метода редуцированных годографов приведен на рис. 14. На нем представлены наблюдаемые годографы по профилю ГСЗ Fennia Балтийского щита (рис. 10) с редукцией 8,0 и 6,5 км/сек. Редукция со скоростью 8,0 км/сек хороша для изучения структуры границы М, характеризующейся такой скоростью. Волны от этой границы выстроились в указанной редукции вдоль почти горизонтальной линии со временем 10 сек.

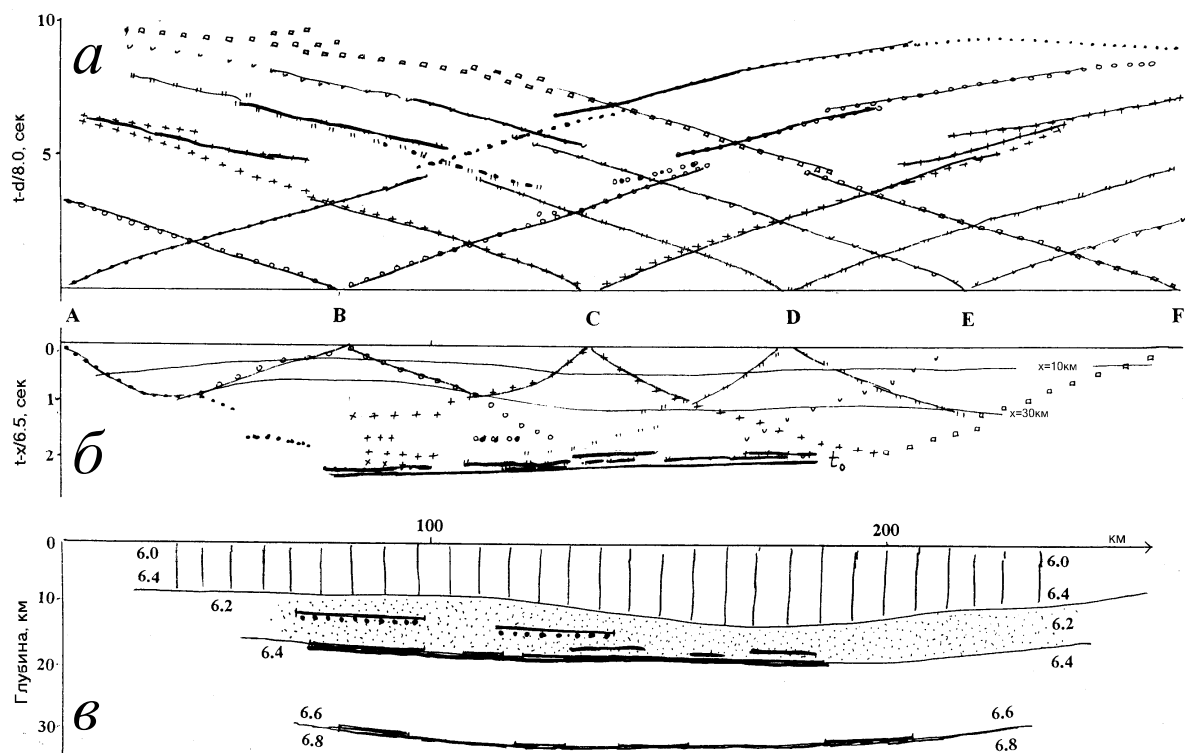


Рис. 14. Модель волновода с использованием метода редуцированных годографов: *а* – наблюдаемые годографы в редукации 8,0 км/сек для профиля Fennia на Балтийском щите (рис. 10); *б* – те же годографы в редукации 6,5 км/сек, приведенные к середине расстояния между источником и приемником. Линии $x = 10$ и 30 км соединяют точки (расположенные на расстоянии 10 и 30 км от источника) годографов первых волн. Форма годографов характеризует структуру верхов коры. Линия t_0 проведена как огибающая редуцированных годографов преломленных волн и по серии отражений K2, показанных утолщенными линиями; *в* – сейсмический разрез земной коры, построенный по приведенным выше наблюдаемым годографам. Обозначение волн те же, что и на рис. 9, 11, 12.

Форма годографов волн от границ внутри коры не столь выразительна при такой редукации. Однако по всем пунктам взрыва отмечается картина, типичная для зоны инверсии скорости: на удалении от источника в 80 – 100 км волна P_g затухает, и после нее с некоторым временным отрывом в первых вступлениях прослеживается волна K1.

На рис. 14б эти же годографы приведены с редукацией 6,5 км/сек, и их точки отнесены к середине расстояния источник-приемник. Для наглядности ось времен направлена вниз, чтобы огибающая редуцированных годографов (линия t_0 для границы с граничной скоростью порядка 6,5 км/сек) напрямую описала рельеф данной границы. Как видно из рисунка, годографы отраженных волн K1 выстроились вдоль огибающей редуцированных годографов. Данный факт означает, что они отразились от той же сейсмической границы. По форме линии t_0 видно, что эта граница залегает вдоль профиля почти горизонтально. Она является подошвой зоны инверсии скорости.

Соединяя точки затухания волны P_g, можно определить форму кровли зоны инверсии. Это означает, что редуцированные таким образом годографы являются по существу временным разрезом. Его можно по известным формулам для t_0 пересчитать в глубинный разрез и получить обоснованную стартовую модель для последующего математического моделирования. На рис. 14в приведен скоростной разрез, полученный в результате такого

моделирования. В данном случае мы использовали для своих расчетов программу s83d в кинематическом и динамическом ее вариантах, т.е. рассчитывали лучи, годографы и амплитуды преломленных и отраженных волн, формирующихся в заданной среде. Правда, опыт показал, что рассчитывать амплитуды каждый раз не обязательно. Качественно интенсивность преломленных волн легко оценивается по расстоянию между расчетными точками на годографах (чем реже точки, тем меньше амплитуда соответствующей волны).

Для оценки возможностей метода ГСЗ при изучении слоев земной коры с пониженной скоростью представляет интерес не только выявление особенностей волновой картины, по которым можно определить наличие волновода. Важно знать, какие по размерам волновода можно выделить по экспериментальным данным ГСЗ. С этой целью необходимо оценить величины временного разрыва годографов в зоне тени, которые можно ожидать для возможных моделей земной коры. Такие оценки были проведены для десятка различных моделей. Они показали, что разрывы годографа в 0,5 – 1,0 сек (которые не могут остаться незамеченными даже при мало детальных системах) образуются, если мощность слоя в коре порядка 10 км, а перепад скорости до 0,5 км/сек. Меньшие по мощности слои приводят к смещению годографов всего на одну – две фазы, и этого недостаточно, чтобы их надежно выделить.

Как видно из рассмотренных выше примеров, наиболее надежно выделяются волноводы по данным преломленных и отраженных волн, зарегистрированных на удалении от источника порядка 100 км. Для определения параметров такого волновода требуются наблюдения на удалении от источника до 200 км. Тогда можно измерить глубину до кровли и подошвы волновода, скорость продольных и поперечных волн в покрывающий и подстилающей волновод среде, а также при благоприятных условиях и среднюю скорость внутри волновода.

Трудности выделения волновода существенно возрастают с увеличением его глубины. На удалении от источника в 180 – 200 км волны от слоев в низах земной коры не регистрируются в первых вступлениях. Их обгоняют и становятся первыми волны от границы М (кровли мантии). Следовательно, волновую картину, описанную выше для зон инверсии скорости, можно наблюдать в первых вступлениях только, если глубина их – не более 20 км. Волны от более глубоких границ уходят во вторые вступления, где зону тени распознать практически невозможно. Выделить инверсию скорости в низах коры удастся лишь тогда, когда от кровли и подошвы этой зоны получены протяженные ветви годографов отраженных волн. Однако эта ситуация представляет собой довольно редкий случай.

Таким образом, выявление и определение структуры волноводов по экспериментальным данным ГСЗ изначально является сложной задачей, которая имеет неоднозначное решение. На практике она осложняется еще тем обстоятельством, что не всегда наблюдаемая волновая картина является столь очевидной, как на приведенных примерах. Часто она осложняется дифракционными явлениями и отсутствием отраженных волн от подошвы волновода. Тогда единственным критерием его выделения остается временной сдвиг Δt параллельных ветвей годографов первых и последующих волн.

1.6. Изучение электропроводности волноводов

Данные об электропроводности земной коры и верхней мантии имеют большое значение при изучении волноводов. Комплексный анализ сейсмических и электромагнитных данных позволяет уменьшить неоднозначность геологической интерпретации слоев с пониженной скоростью, поскольку эти методы по-разному реагируют на свойства земной коры. Скорость сейсмических волн зависит от состава пород, от Р-Т условий и соответствующего физического состояния вещества, а также от содержания флюидов в порах и трещинах. Электропроводность увлажненных горных по-

род практически не зависит от состава твердой фазы, она определяется содержанием флюида и его соленостью. Если в слое понижаются и сейсмическая скорость, и удельное электрическое сопротивление, то можно считать, что оно обусловлено не изменением минералогического состава пород. Главной причиной является увеличение пористости и трещиноватости пород и наличие в порово-трещинном пространстве соленой воды.

Изучение электропроводности земной коры проводится разными методами с использованием естественных и искусственных источников. Основным измеряемым параметром является электропроводность, величина которой измеряется в сименсах (См). Последняя величина представляет собой произведение электропроводности (σ) на мощность проводящего слоя (h). На практике чаще всего оперируют с величинами проводимости, которые измеряются в сименсах на метр (См/м) и электрическим сопротивлением ρ (обратной величиной электропроводности), измеряемым в Ом·м.

Удельное электрическое сопротивление горных пород изменяется в широком диапазоне: от 10000 – 100000 Ом·м в кристаллических породах до 10 – 100 Ом·м в неметаморфизованных осадках (рис. 15), т.е. оно может меняться в земной коре на 8 порядков [Наак, Hutton, 1986]. Особенно чувствительно сопротивление к небольшим добавкам высоко проводящего вещества. Так, электрическое сопротивление пород земной коры очень чувствительно к небольшому изменению содержания малых в процентном отношении элементов (флюидов, частично расплавленных пород или таких высокопроводящих минералов, как графит). Этим методы изучения электропроводности отличаются от других геофизических методов, измеряющих параметры, зависящие, в основном, от валового состава пород.

Как первую приближенную модель общей проводимости земной коры используют обычно закон Арчи, хотя первоначально он был выведен для насыщенных флюидами осадков

$$\sigma_m = \sigma_f f^m, \quad (1.6.1)$$

где σ_m и σ_f соответственно электропроводность породы (матрицы породы) и флюида, f – пористость, а m – величина, изменяющаяся согласно измерениям большего числа различных пород от 1 до 2, при этом для средней коры более типичной является величина 2 [Brace et al., 1968; Jones, 1992].

Для изучения электропроводности среды используются методы, основанные на регистрации естественных токов и созданных искусственными источниками [Berdichevsky, Zhdanov, 1984]. Методы, основанные на естественных источниках (магнитотеллурическое зондирование или МТЗ), обладают большей глубиной и лучше разработаны. Но при искусственном источнике есть возможность варьировать параметры источника (например, частоту), повторять эксперимент для уточнения выявленной аномалии и т.д. Для изучения больших глубин (всей земной коры и верхней мантии) используется, естественно, наиболее глубокий метод МТЗ.

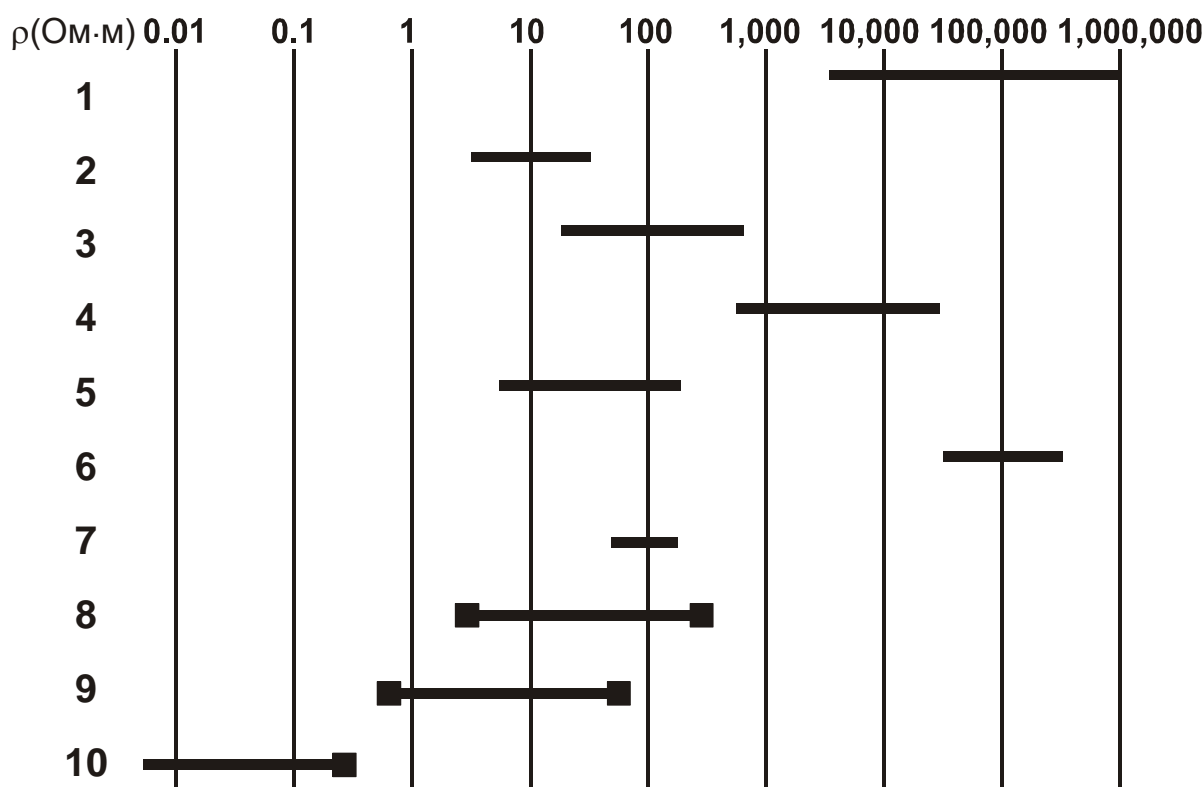


Рис. 15. Изменение электрического сопротивления для пород с различными физическими характеристиками: 1 – сухие кристаллические породы, 2 – молодые рыхлые осадочные породы, 3 – древние уплотненные осадки, 4 – типичные породы верхней коры, 5 – типичные породы нижней коры, 6 – верхняя мантия океанов, 7 – верхняя мантия континентов, 8 – насыщенные флюидом породы высокого сопротивления при 1% пористости и проводимости флюида в 50 См/м, 9 – то же при пористости 5%, 10 – тонкие графитовые пленки при проводимости графита в $5 \cdot 10^4$ См/м. Квадраты, ограничивающие пределы изменения величин сопротивления, соответствуют закону Арчи при степени 1 и 2 соответственно [Наак, Hutton, 1986].

Глубинность и разрешающая способность МТЗ во многом зависит от диапазона регистрируемых частот (частотной характеристики аппаратуры). Чем ниже частота, тем более глубокие слои охватываются измерениями, но при этом уменьшается разрешающая способность метода. При изучении земной коры используются обычно периоды от 10 до 100 секунд (частота 0,1 – 0,01 Гц). Для малопроводящей верхней коры важны периоды в 1 сек и выше, а для осадочных бассейнов – более 30 сек. Обычно хорошие данные получаются при периодах выше 10 сек. В диапазоне от 0,1 до 10 сек наблюдается самое низкое соотношение полезного сигнала к помехам, создаваемым микросейсмичностью и промышленными факторами. Этот интервал часто назывался *мертвой зоной*, и на первых этапах работ МТЗ он существенно ограничивал возможности метода. Но в 80-ые годы аппаратурные разработки и системы обработки данных позволили существенно сократить эти ограничения, и современное МТЗ снизило ошибки наблюдений до нескольких процентов во всем диапазоне наблюдаемых частот. Очень важно, что сейсчас МТЗ работает в широком спектре частот, охватывая до 6 порядков.

Существенное влияние на точность построений по данным МТЗ оказывает степень приповерхностной неоднородности. Ее влияние учитывается при помощи так называемой статической поправки. Недоучет этого влияния приводит к ошибкам в определении глубины до высокоомных слоев в верхней коре (например, до 1 – 2 км при изучении поверхности фундамента).

В настоящее время результаты МТЗ представляются обычно в виде одномерных и двумерных моделей: распределение проводимости или сопротивления с глубиной и вдоль профиля. Решаются уже и трехмерные задачи. Точность и разрешающая способность таких построений зависит, главным образом, от качества наблюдений и сложности среды.

В одномерном случае, когда электропроводность меняется только с глубиной, по наблюдениям во всем диапазоне частот определяется единственная модель. Конечно, на практике единственность решения редко реализуется.

Оценки разрешающей способности и неоднозначности решения задачи по определению проводящего слоя в коре приведены в работе [Jones, 1992]. В качестве модели принята кора мощностью в 40 км с глубиной до проводящего слоя в 20 км. Предполагается, что нет осадочного чехла, удельное сопротивление в верхней коре принято 10^4 Ом·м и для мантии 10^3 Ом·м. Эффект слоя пониженного сопротивления (100 Ом·м) показан на рис. 16а. Был проведен анализ полученных решений обратной задачи для рассмотренного случая в частотном диапазоне от 10 Гц до частот, соответствующих медленным колебаниям с периодом в 10^3 сек. Он показал, что наиболее надежные определения в коре могут быть получены для толщины и сопротивления верхнего слоя. В нижней коре наиболее надежно измеряются сопротивление и интегральная проводимость, т.е. произведение электропроводности нижнего слоя на его мощность $S = \sigma h$. Отсюда следует, что однозначное определение раздельно величин σ и h невозможно. Степень возможной неоднозначности в виде "крайних" величин показана на рис. 16: наблюдаемый эффект с ошибкой измерений в 2% может соответствовать слою мощностью 16 км с сопротивлением 100 Ом·м и слою мощностью в 1 км с сопротивлением 10 Ом·м.

То есть, так же как в сейсмическом методе в случае волновода, в МТЗ определяется не отдельно проводимость в каком то слое (σ) и его мощность (h), а произведение этих двух величин – интегральная проводимость, измеряемая в сименсах или обратная ей величина, интегральное сопротивление, измеряемое в омах.

Другая реальная неоднозначность в методе МТЗ связана с экранирующим эффектом вышележащих проводящих слоев. На рис. 16б приведены две модели, в одной из них имеется один слой повышенной проводимости на глубине 20 км, а во второй – два слоя на глубине 20 и 30 км. Создаваемый ими эффект в "наблюденных" кривых различается в пределах 5%. Это означает, что нижний проводящий слой не может быть выделен на практике.

При двумерных наблюдениях есть возможность увеличить разрешающую возможность МТЗ, снизить неоднозначность и экранирующий эффект. Но такого рода наблюдений высокого качества еще очень мало. Кроме того, на практике приходится встречаться с другими трудностями: с горизонтальной неоднородностью среды, с поверхностными помехами.

Для изучения коровых слоев повышенной проводимости большое значение имеет частотный диапазон используемой аппаратуры. Пока многие наблюдения выполнены с такой аппаратурой, которая не позволяет изучать верхнюю часть коры, где часто выделяются сейсмические волноводы.

Таким образом, методические трудности выделения в земной коре аномальных слоев и характер неоднозначности решения обратных задач МТЗ и ГСЗ схожи. В обоих случаях надежно определяется факт существования слоев пониженной скорости или пониженного электрического сопротивления. Неплохо определяется глубина до их кровли. Но мощность этих слоев и их параметры определить однозначно невозможно, необходимо задавать один из них и определять другой.

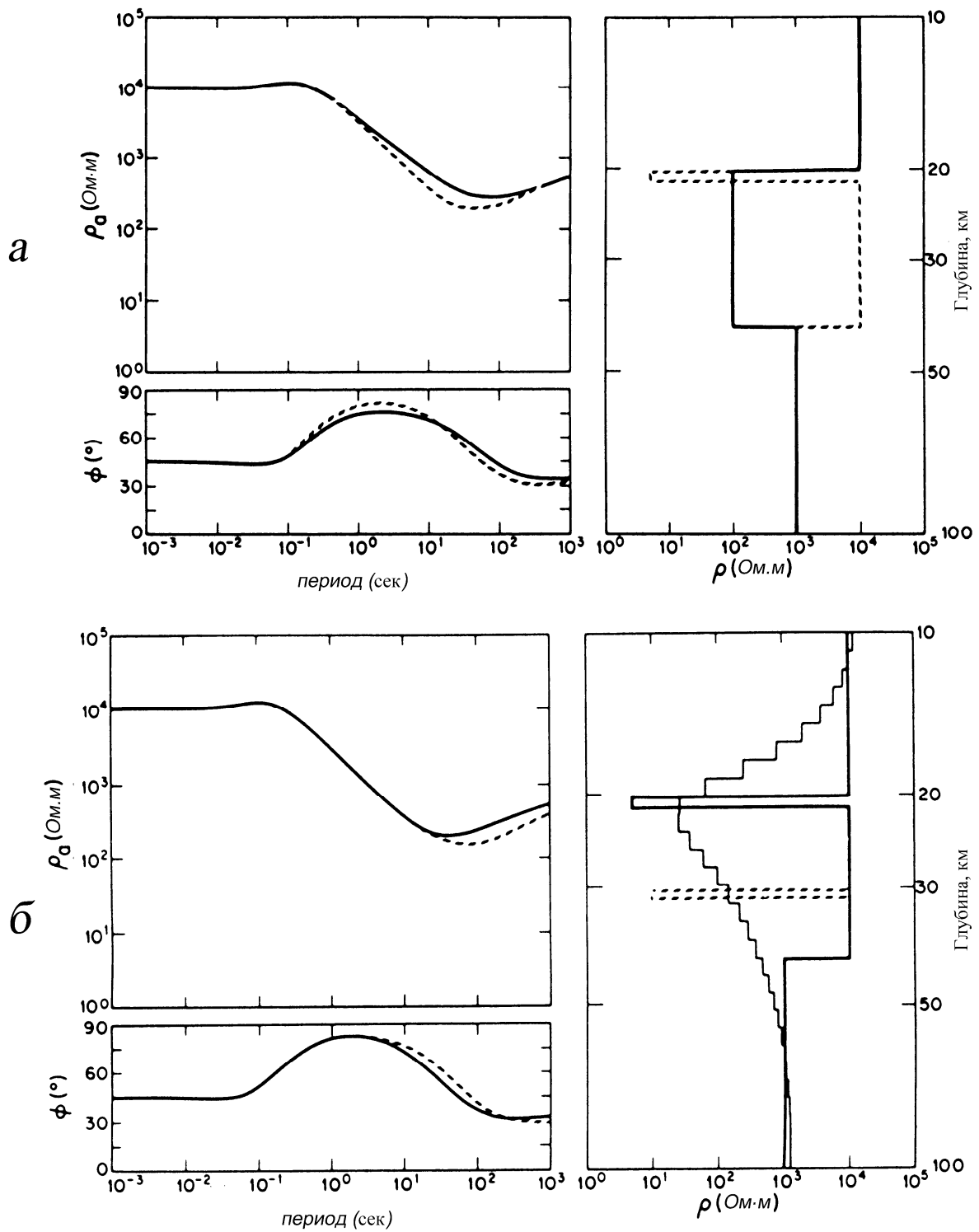


Рис. 16. *a* – кривые кажущегося сопротивления и фазовые кривые для двух моделей нижней части земной коры при суммарной ее проводимости в 200 См. В одной модели электропроводность распределена равномерно в слое с удельным сопротивлением 100 Ом·м (сплошная линия), во второй – электропроводность сосредоточена в тонком слое мощностью в 1 км с сопротивлением в 5 Ом·м (пунктир); *б* – кривые кажущегося сопротивления и фазовые кривые для двух моделей нижней коры: в одной имеется один слой пониженного сопротивления (5 Ом·м), в другой – два [Jones, 1992].

Глава 2. Волноводы в платформенных областях континентов

2.1. Балтийский щит

Балтийский щит является, как отмечалось, территорией, хорошо изученной глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ). В его пределах отработано более десятка профилей, которые пересекают все тектонические элементы щита (рис. 10). Качество записей на большей части профилей высокое. Повсеместно прослеживаются не только продольные (P), но и поперечные (S) волны (рис. 9), что является достаточно редким явлением для других регионов.

Земная кора на Балтийском щите отличается большой мощностью. В южной части Финляндии она достигает 50 – 55 км [Luosto, 1991]. Средняя скорость в коре 6,5 – 6,6 км/сек. Скоростная модель щита при ее мощности в 40 – 45 км может быть описана тремя основными слоями со скоростями: 6,0 – 6,4 км/сек (верхняя кора), 6,5 – 6,7 км/сек (средняя кора) и 6,8 – 7,2 км/сек (нижняя кора).

Большие работы проведены на Балтийском щите и другими геофизическими методами. Прежде всего, среди них нужно отметить морские профили ОГТ, выполненные по проекту BABEL [BABEL working group, 1993], и профили "Спецгеофизики" в Карелии [Берзин и др., 2001a,b]. Крупные исследования проведены и методом магнитотеллурических зондирований [Ковтун и др., 1986, 1994, 2001; Korja et al., 1989]. Хорошо изучены физические свойства пород щита [Kern et al., 1993].

Балтийский щип является уникальным полигоном для изучения земной коры еще и потому, что здесь пробурена самая глубокая (12 км) Кольская сверхглубокая скважина [Козловский (ред.), 1984]. Все это важно для изучения природы волноводов, и поэтому мы уделили данному региону особое внимание.

2.1.1. Данные ГСЗ

Все профили ГСЗ были пересмотрены на единой методической основе, и было определено, как часто встречаются в земной коре слои с пониженными скоростями и насколько надежно они прослеживаются по площади.

Необходимость пересмотра данных ГСЗ на единой методической основе связана с тем, что эти работы выполнялись в течение 40 лет разными организациями и по разной методике. Наиболее детальные работы были проведены в 50 – 60 годы Ленинградским горным институтом [Литвиненко и др., 1981] по методике непрерывного профилирования. При этом расстояние между трассами на монтажах сейсмограмм составляло 100 м (при современных работах ГСЗ на суше оно составляет обычно 2 – 5 км), однако, регистрация проводилась только для P-волн. Несмотря на такую большую детальность наблюдений, слои с пониженной скоростью в то время выделены не были. В самом деле, обработка материалов ГСЗ в те годы была основана на корреляционном методе преломленных волн (КМПВ), предусматривающем слоистое строение среды с увеличением скорости от слоя к слою [Гамбурцев и др., 1952]. Поэтому слои с пониженной скоростью на разрезах тех лет и не могли быть выделены.

Новые профили ГСЗ на российской части щита были выполнены Центром ГЕОН в 80 – 90 годах. Наиболее полный материал получен по профилю "Кварц" на Кольском полуострове (рис. 10). Регистрация проводилась автономными трехкомпонентными станциями [Егоркин, 1984a,b], т.е. предполагалась регистрация не только продольных, но и поперечных волн. Однако расстояние между сеймостанциями составляло 10 км, так что детальность исследований по этим профилям невысокая. Типичные примеры записей приведены на рис. 12. Видно, что, по сравнению с более детальными наблюде-

ниями (рис. 9), эти записи не обеспечивают надежную корреляцию волн в последующих вступлениях. Особенно бедными оказались записи S-волн, которые невозможно использовать для изучения внутреннего строения земной коры.

Профили ГСЗ в других странах Балтийского щита проводились также автономными станциями, но расстояние между приборами было гораздо меньше, чем на профилях ГЕОНа: не более 2 – 3 км. Были получены хорошие записи не только продольных, но и поперечных волн. Были также надежно выделены отраженные волны от границ в коре для вторых вступлений (типичные примеры записи при такой методике приведены на рис. 9 и 11).

На некоторых из этих профилей было установлено наличие в низах верхней коры на глубине 10 – 15 км слоев с пониженной скоростью (волноводов). Это – профили "Кварц" [Егоркин, 1991], POLAR [Luosto et al., 1989], Sveka [Grad, Luosto, 1987]. Но на других профилях слои с пониженными скоростями не были выделены. Оставался открытым вопрос, прослеживаются ли эти слои спорадически или они не были отмечены некоторыми авторами, не уделявшими им должного внимания. По этой причине для надежного сопоставления полученных данных о коровых волноводах и определения их характерных черт авторами был проведен анализ наблюдаемых волновых полей по всем профилям ГСЗ Балтийского щита и дана их переинтерпретация с единых методических позиций.

Необходимость переинтерпретации первичных материалов диктовалась еще тем, что при обработке данных по профилям ГЕОНа (в данном случае по профилю "Кварц") использовалась скоростная фильтрация. Она заключается в суммировании сейсмических трасс по осям с определенной кажущейся скоростью. Волны с такой скоростью должны при этом подчеркиваться на фоне других колебаний. Но применение данного метода к записям, когда расстояния между трассами в 10 км, не обосновано. Оно может привести к появлению ложных волн. Чтобы избежать этих ложных эффектов, мы переинтерпретировали и профили ГЕОНа.

В результате такой переинтерпретации практически на всей площади щита был прослежен слой с пониженной скоростью (волновод) в интервале глубин 7 – 16 км. Выше были рассмотрены примеры выделения этого слоя на профилях "Кварц" и Fennia (рис. 3 и 14). На рис. 17 приведены сводка годографов по профилю Sveka и соответствующая скоростная модель. На годографах четко виден разрыв первых волн на удалении от источника в 100 км и смещение их по оси времен на величину $\Delta t > 0,5$ сек. Соответствующий слой с пониженной скоростью залегает в этой части щита на глубине от 8 до 15 км.

Скоростная модель волновода примерно одинаковая на всех профилях. Он залегает в подошве верхней коры, скорость в которой увеличивается от 5,8 – 6,0 км/сек у поверхности до 6,4 – 6,5 км/сек в кровле волновода. Подстилается волновод чаще всего отражающим горизонтом K1 с граничной скоростью порядка 6,5 км/сек. Величина инверсии скорости по разным оценкам составляет от 0,1 до 0,3 км/сек и соответственно мощность волновода меняется от 2 – 3 до 7 – 8 км.

Хорошее качество записей поперечных волн на большей части профилей Балтийского щита позволили определить модель волновода и по скоростям поперечных волн. Наиболее тщательные исследования в этом плане проведены для профиля Sveka [Grad, Luosto, 1987]. Показано, что соотношение скоростей P- и S-волн (V_p/V_s) в волноводе равняется в среднем такой же величине, как и в верхней коре, – 1,71 или немного ниже (рис. 18). Это означает, что по своему составу породы волновода не отличаются от вмещающих образований. Указанный вывод можно сделать, используя установленную (на большом количестве образцов пород разного типа) корреляционную связь между процентным содержанием кремнезема и скоростями продольных и поперечных волн [Алейников и др., 1990]. Если бы волновод был сложен породами, отличными от пород верхней коры, было бы получено и другое соотношение скоростей продольных и поперечных волн.

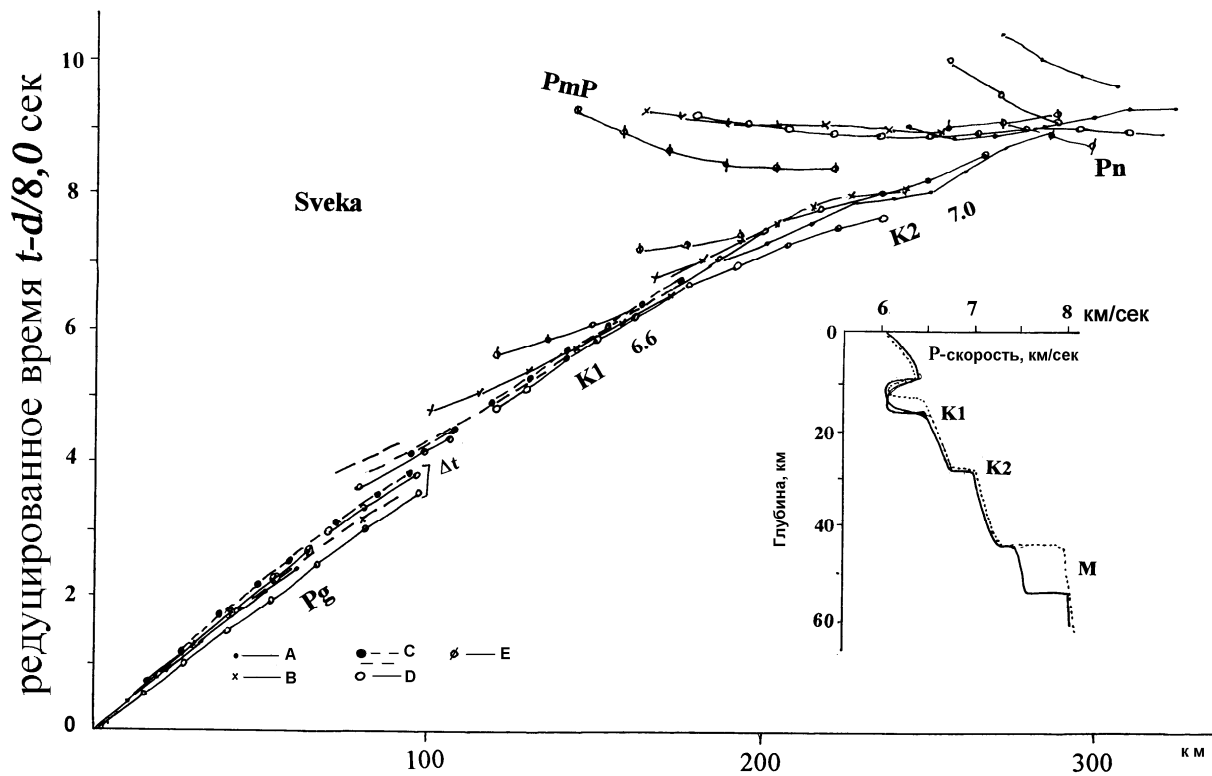


Рис. 17. Сводка годографов опорных волн из разных пунктов взрыва, приведенных к одному источнику, и обобщенная скоростная модель земной коры для профиля Sveka. Цифрами даны кажущиеся скорости. Обозначения волн те же, что на рис. 9, 11 и 12.

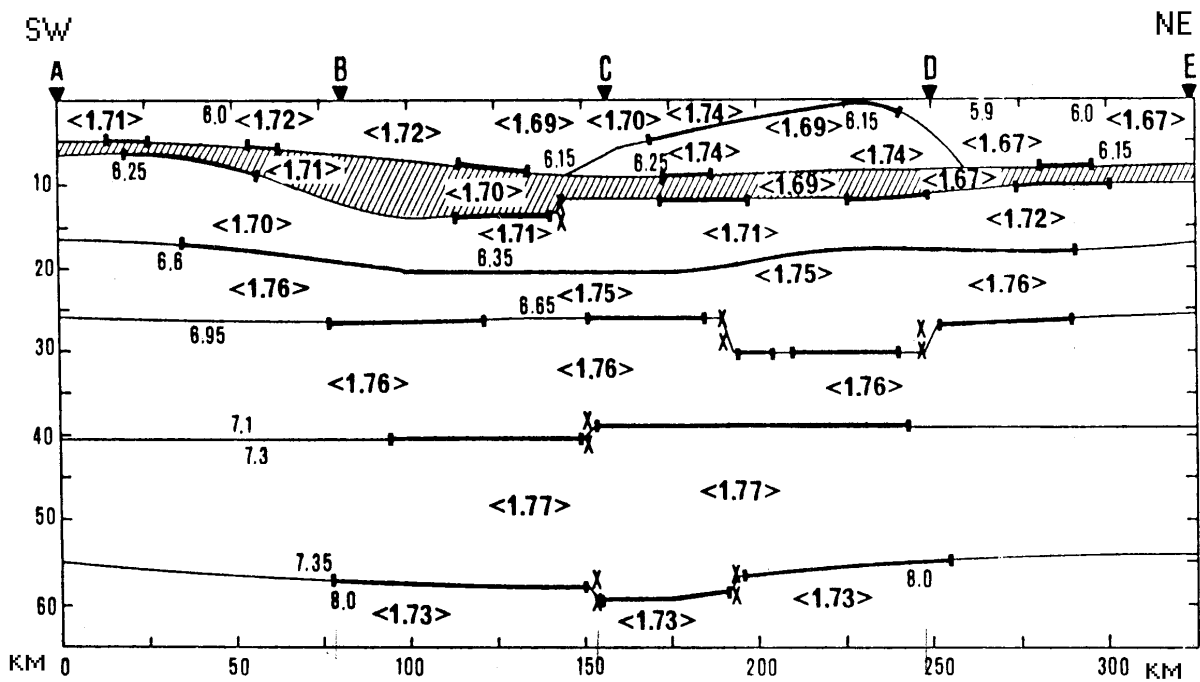


Рис. 18. Сейсмический разрез земной коры по профилю Sveka по двум параметрам: скорости продольных волн и соотношения скоростей продольных и поперечных

волн, данные [Grad, Luosto, 1987]. Заштрихован слой пониженных скоростей. Отражающие площадки показаны утолщенными линиями.

Как уже отмечалось, внутреннюю структуру волновода определить довольно трудно. Но можно предположить, что волновод представляет собой расслоенную пачку с промежуточными границами. На многих профилях отмечены отражения, пришедшие от таких границ. Их можно видеть на примере профиля Fennia (рис. 14), где внутри волновода построено несколько отражающих площадок. Промежуточное отражение K_0 отмечено и на профиле Sveka (рис. 17).

Отмечено также, что внутреннее строение волновода по продольным и поперечным волнам может быть разным. Об этом говорит структура полей Р- и S-волн, наблюдаемых в зонах тени: очень часто она различается интенсивностью волн от подошвы инверсионной зоны и от границ внутри зоны (рис. 9). Данный факт означает, что на внутренних границах волновода коэффициент Пуассона меняется. Причиной может быть наличие пропластков пород разного состава или, что более правдоподобно, наличие насыщенных флюидами слоев.

Рассмотрим теперь некоторые примеры, которые позволяют охарактеризовать свойства корового волновода с других точек зрения и тем самым определить его возможную природу. Наиболее информативными в этом отношении являются профиль Кемь-Ухта, вдоль которого выполнены наблюдения ОГТ, и профиль "Кварц", поскольку он ближе всех находится к Кольской сверхглубокой скважине. Указанные профили интересны и с точки зрения сопоставления сейсмических материалов по волноводам с данными магнитотеллурического зондирования.

2.1.2. Сопоставление данных ГСЗ и ОГТ по внутренней структуре волновода

Наиболее строгие сопоставления данных преломленных и закритических отраженных волн (ГСЗ) и субвертикальных отражений (ОГТ) можно провести по материалам профиля Кемь-Ухта, расположенного в восточной части щита (рис. 10). Профиль пересекает зону глубинного разлома, разделяющего Карельский протократон от Беломорского орогенного пояса. Вдоль профиля выполнены детальные работы не только методом ГСЗ, но и методом отраженных волн (ОГТ), т.е. на его примере можно рассмотреть, как коровые волноводы выглядят в поле докритических отражений и можно ли их выделить по этим отражениям.

Работы ГСЗ на профиле Кемь-Ухта были выполнены в 60 годы [Литвиненко и др., 1981] по описанной выше методике непрерывного профилирования с многоканальными станциями и с расстоянием между приборами в 100 м. Материалы по данному профилю сохранились. Они были пересмотрены на основе современных методов интерпретации (Берзин, Павленкова, 2001).

Наблюденные волновые поля из всех пунктов взрыва имеют много общего (рис. 19 и 20). Выделяется несколько опорных волн. В первых вступлениях регистрируется волна P_g , кажущаяся скорость которой постепенно увеличивается при удалении от источника от 5,8 до 6,3 км/сек. На удалении 80 – 100 км эта волна затухает. На смену ей с некоторым временным сдвигом в первые вступления выходит волна K_1 со скоростью 8,3 – 6,4 км/сек. На расстоянии более 200 км в первых вступлениях регистрируется преломленная волна от мантии – волна P_n с кажущейся скоростью 8,0 км/сек.

В последующих вступлениях выделяется большое число осей синфазности (которые являются следствием отражения от внутрикоровых границ) с кажущейся скоростью большей, чем у первых волн. Как правило, они непротяженны и изменчивы

по амплитуде. Но среди них выделяются относительно устойчивые волны K1 и K2 и доминирующая по интенсивности отраженная от границы М волна PmP (рис. 19).

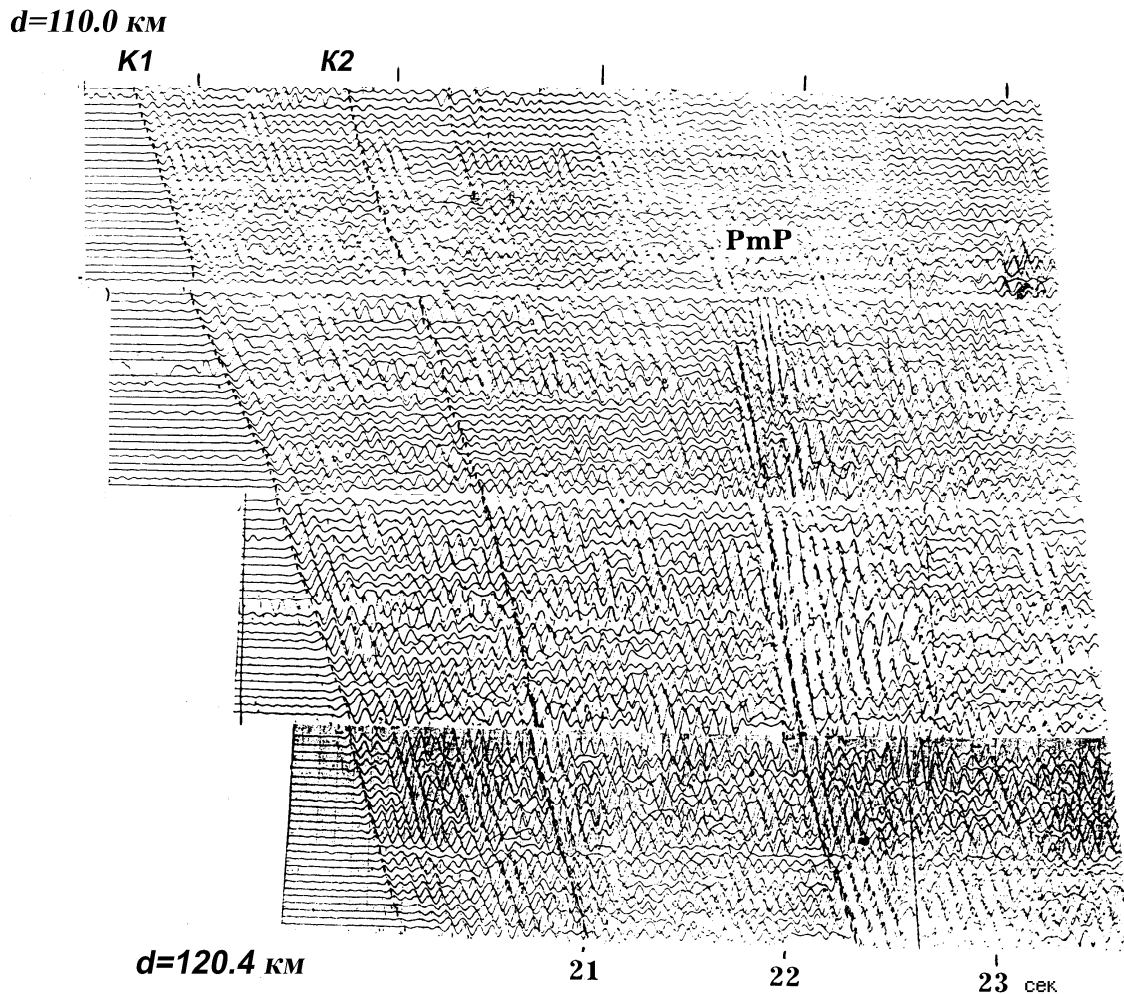


Рис. 19. Монтаж сейсмограмм непрерывного сейсмического профилирования по профилю Кемь-Ухта (рис. 10), характеризующий опорные волны от границ внутри коры K1 и K2 и от границы М (PmP), d – расстояние от источника.

По всем пунктам взрыва четко виден разрыв первых вступлений на удалении 80 – 90 км и смещение их по оси времен почти на полсекунды, что является признаком существования в коре слоя с пониженной скоростью. Надежно коррелируется и отраженная волна K1, соответствующая его подошве. Особенностью волновой картины для этого профиля является наличие отражения от горизонта внутри волновода, которое несколько закрывает зону тени.

Полученный в результате математического моделирования разрез (рис. 20) следующим образом характеризует общую структуру всей земной коры. В верхней ее части до глубины 5 км скорость нарастает от 5,9 до 6,3 км/сек, затем наблюдается зона инверсии скорости. Как отмечалось выше, величине Δt может соответствовать серия моделей с зоной инверсии разной мощности и с разной скоростью внутри зоны. Как и в предыдущих случаях, скорость в волноводе была задана: 6,1 – 6,2 км/сек, что соответствует величинам, измеренным на данной глубине в Кольской сверхглубокой скважине. Мощность волновода была определена в результате математического моделирования. Глубина до подошвы волновода, границы K1, изменяется вдоль профиля от 16 км

на западе до 10 км на востоке. Скорость под этой границей тоже меняется от 6,5 км/сек на западе до 6,3 км/сек на востоке.

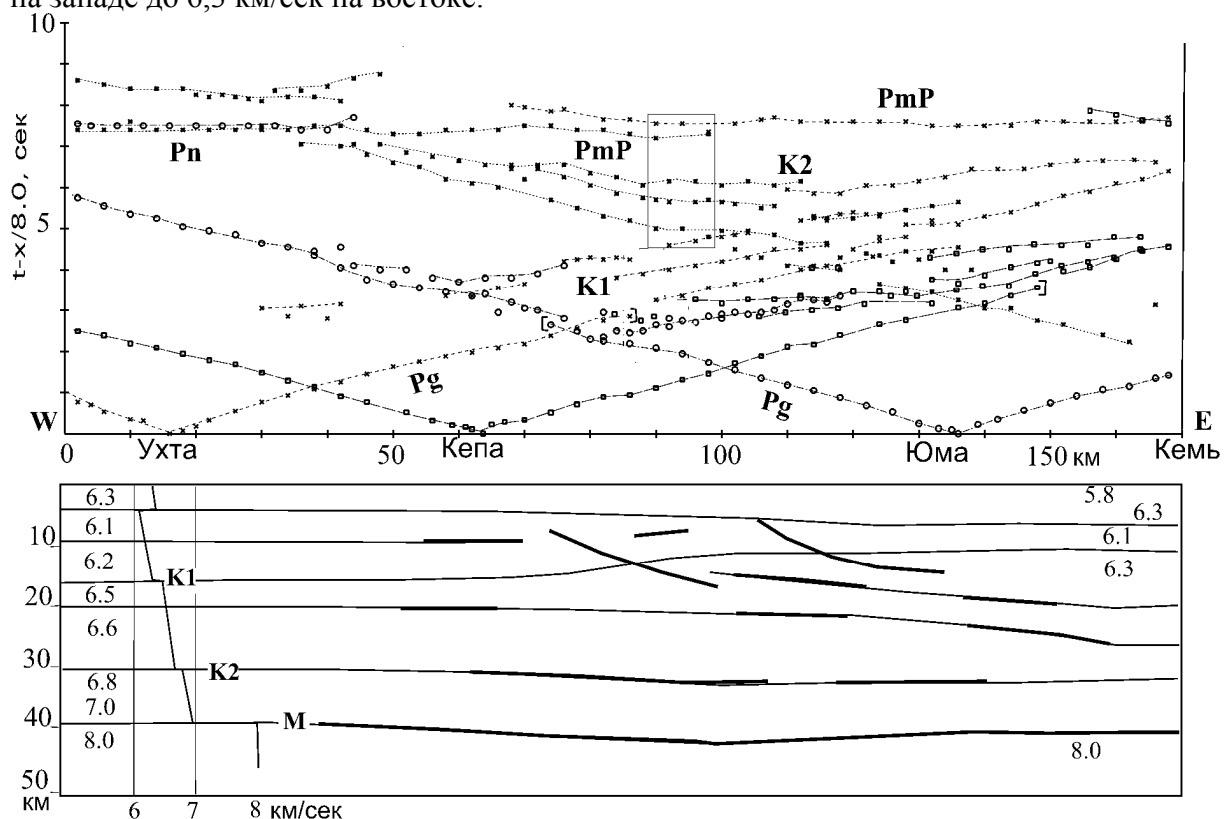


Рис. 20. Наблюдаемые годографы и сейсмический разрез земной коры (со скоростной моделью) по профилю Кемь-Ухта [Берзин, Павленкова, 2001]. Отражающие площадки показаны утолщенными линиями.

Работы ОГТ были выполнены вдоль профиля Кемь-Ухта в 1999 г. [Берзин и др., 2001a,b]. Получен материал хорошего качества с большим числом отражений от границ в коре, характеризующих структуру зоны сочленения двух разновозрастных блоков щита на всю глубину земной коры. На рис. 21 представлен немигрированный временной разрез ОГТ, полученный по профилю Кемь-Ухта. Наиболее яркой особенностью разреза являются наклонные на восток отражающие горизонты, секущие почти всю кору. Они соответствуют разломной зоне, разделяющей Карельский протократон от Беломорского подвижного пояса.

По материалам ОГТ на указанном профиле была сделана попытка – определить скоростной разрез коры, хотя расчеты скорости по коротким годографам субвертикальных отражений не отличаются большой точностью. Только благодаря большой статистике можно было оценить общие черты скоростной модели изучаемой среды. Результаты расчетов, выполненных в работе [Берзин и др., 2001a,b], приведены на рис. 22. В интервале глубин 8 – 17 км (время от 2,5 до 5,5 сек), где расположен волновод, зарегистрировано большое число отражений. Они свидетельствуют о существенной гетерогенности данной части коры и о резком увеличении скорости на глубине, соответствующей границе K1 (время на разрезе 5 сек). В этом плане данные ОГТ согласуются с моделью ГСЗ. Более того, они позволяют обосновать наличие резкого скачка скорости

на границе K1, что немаловажно при выборе оптимальной модели зоны инверсии скорости из множества возможных решений.

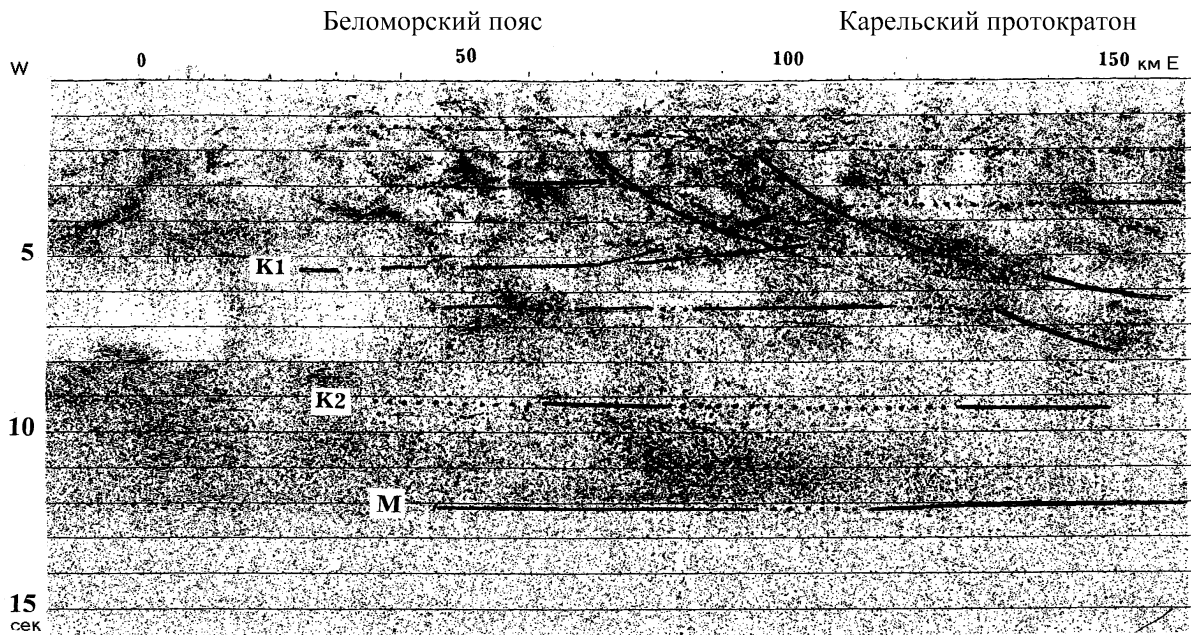


Рис. 21. Временной разрез земной коры по данным ОГТ вдоль профиля Кемь-Ухта [Берзин и др., 2001a,b]. Сплошными линиями даны времена, рассчитанные для границ по разрезу ГСЗ, приведенному на рис. 20.

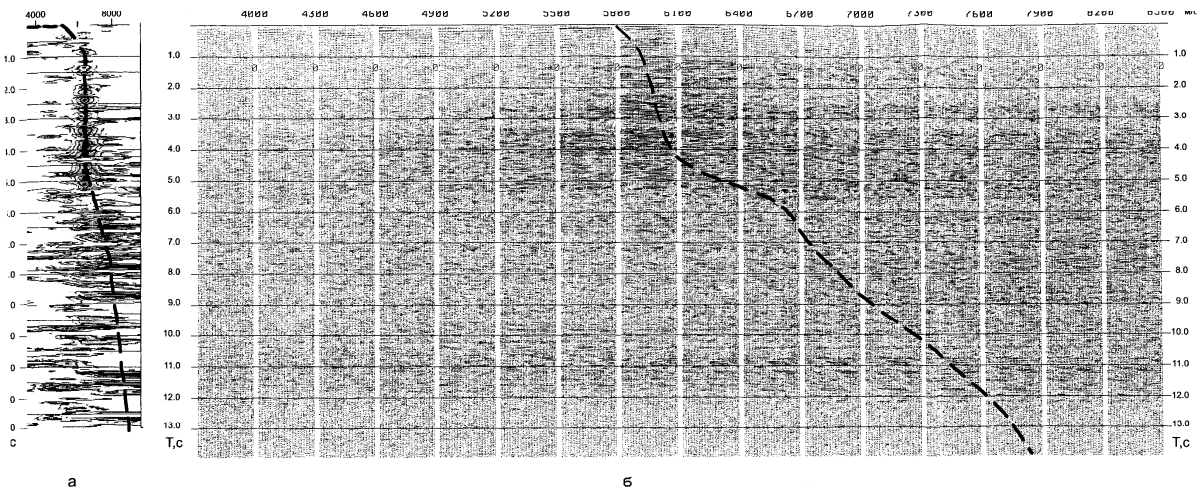


Рис. 22. Результаты скоростного анализа данных метода отраженных волн по профилю Кемь-Ухта (перебор скорости в интервале 4000 – 8500 м/сек) [Берзин и др., 2001a,b].

На временной разрез ОГТ на рис. 21 нанесены основные границы скоростной модели ГСЗ. Последние рисуют, в основном, субгоризонтальную расслоенность коры с закономерным изменением скоростных параметров среды с глубиной. На разрезе ОГТ внутри коры такую же закономерную смену общей картины с глубиной отметить трудно. Некоторые горизонтальные границы между слоями с разными отражающими свой-

ствами можно выделить, но они, как правило, не совпадают с выделенными по ГСЗ границами. Исключение составляет лишь граница М, на которой резко меняется насыщенность разреза отражающими элементами.

Никак не выражен на разрезе ОГТ и волновод. Он пересекает наклонные площадки и зоны разной внутренней неоднородности. Это очень важный результат, необходимый для понимания природы волновода. Он означает, что уменьшение скорости в волноводе и наличие субгоризонтальных границ К1 и К2 не связаны с древней тектоникой. Они представляют собой наложенные более молодые структуры.

2.1.3. Данные магнитотеллурического зондирования

Магнитотеллурические зондирования выполнены на Балтийском щите в большом объеме. В российской части щита эти работы проводились систематически с начала 80-х годов сотрудниками кафедры физики Земли Санкт-Петербургского Университета [Ковтун и др., 1986, 1994]. В западных странах наиболее крупные исследования были выполнены по международным проектам под руководством финских исследователей [Hjelt, Vanyan, 1989; Korja et al., 1989].

Для нас наибольший интерес представляют данные МТЗ, полученные по сейсмическим профилям или вблизи них. Так, для сопоставления результатов МТЗ и ГСЗ по волноводу в верхней коре особый интерес представляют профили "Кварц", Кемь-Ухта и Polar. Магнитотеллурические зондирования, проведенные вдоль них или вблизи них, показали резкое падение кажущегося сопротивления в интервале периодов вариаций 10^{-2} – 1 сек, которое служит четким свидетельством уменьшения удельного электрического сопротивления на глубине 8 – 12 км (рис. 23). Кажущееся сопротивление достигает минимума вблизи периода в 1 сек, а при дальнейшем увеличении периода вариаций возрастает в несколько раз.

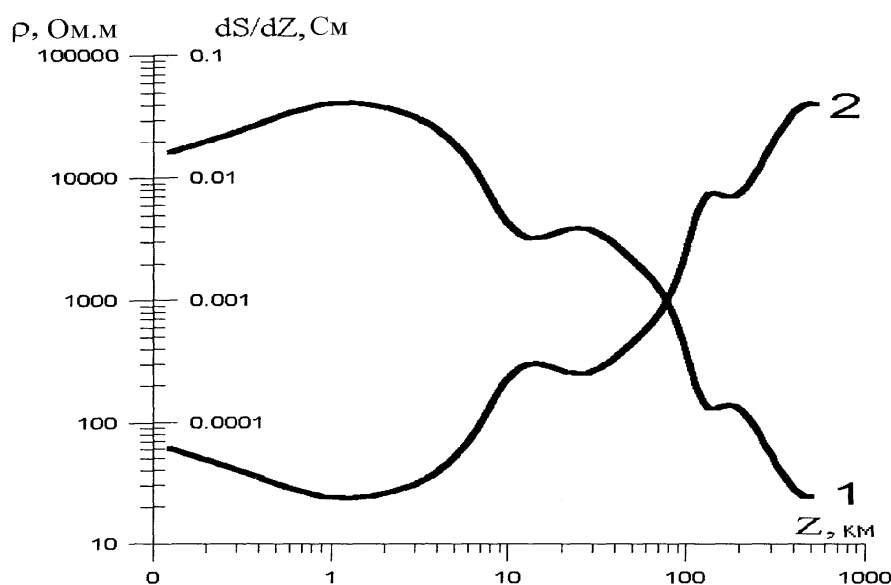


Рис. 23. Кривые кажущегося сопротивления (1) и интегральной электропроводности (2) для профиля Кемь-Ухта [Ковтун и др., 2001] Локальные минимумы кажущегося сопротивления отмечаются на глубине около 10 и 100 км.

Работами кафедры физики Земли и Карельского филиала РАН установлено практически повсеместное распространение этого слоя в земной коре Кольского полуострова.

ва и Карелии, хотя его интегральная электропроводность может изменяться на исследуемой территории больше, чем на порядок [Ковтун и др., 1986, 1994, 2001; Голод и др., 1986].

На рис. 24 проводящий слой на глубине 10 – 20 км прослеживается вдоль меридионального профиля длиной около 1000 км от побережья Баренцева моря до Ладожского озера. В Мурманском блоке на глубине 10 км удельное сопротивление уменьшается в 2500 раз (с $5 \cdot 10^5$ до 200 Ом·м). Мощность проводящего слоя – 10 км, что соответствует интегральной электропроводности 50 См. На глубине 20 км удельное сопротивление вновь возрастает до $5 \cdot 10^3$ Ом·м [Вагин и др., 1985]. В Северной Карелии в пунктах, расположенных вблизи сейсмического профиля Кемь-Ухта, удельное электрическое сопротивление достигает 40000 Ом·м. В верхней коре оно спадает до 1500 Ом·м на глубине около 10 км и возрастает в 2 раза на подошве проводящей зоны, интегральная электропроводность которой составляет примерно 10 См [Ковтун и др., 2001].

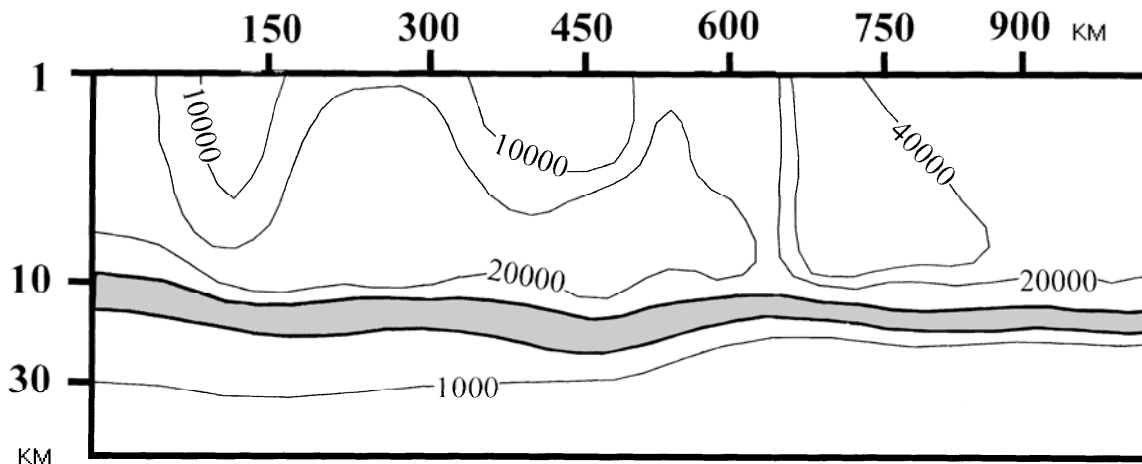


Рис. 24. Геоэлектрический разрез земной коры вдоль сводного субмеридионального профиля магнитотеллурических зондирований Териберка – Лоймола [Ковтун и др., 1986]. Выделен проводящий слой в интервале глубины 8 – 15 км.

Глубина и мощность проводящего слоя в Карелии и на Кольском полуострове хорошо согласуются с соответствующими параметрами слоя пониженной скорости продольных волн. Естественно сделать вывод об общей причине, вызвавшей снижение как сейсмической скорости, так и электрического сопротивления. Данной причиной может быть, например, увеличение содержания соленой воды в поровом пространстве волновода по сравнению с верхней корой.

Сопоставление данных сейсмических и геоэлектрических исследований дает возможность оценить пористость верхней части земной коры. В работе [Ваньян, Павленкова, 2001] такая оценка проведена следующим образом.

Верхние 10 км коры Балтийского щита характеризуются низкой пористостью. Однако даже исчезающе малое содержание воды в порах резко понижает электрическое сопротивление, что дает возможность оценить пористость f с помощью закона Арчи (1.6.1). В застойной зоне кристаллического фундамента можно ожидать высокую минерализацию поровой воды. Существует ряд прямых свидетельств в пользу насыщенных рассолов, удельное сопротивление которых при температуре верхней коры падает до 0,03 Ом·м. При данном значении удельного сопротивления и его среднем значении в верхней коре $3 \cdot 10^4$ Ом·м дается оценка пористости $f = 0,1\%$. Указанное значение соответствует общепринятой оценке пористости гранитов по данным лабораторного изучения образцов. Оно может слегка увеличиться, если поры и трещины заполнены не на-

сыщенным, а более пресным раствором. Таким образом, чувствительность геоэлектрических измерений к увлажнению пород оказывается достаточной, чтобы почувствовать пористость, измеряемую долями процента.

Иначе обстоит дело со скоростью сейсмических волн. Влияние воды в порах изучено недостаточно, хотя и рассматривалось многими авторами с использованием теоретических моделей и лабораторных измерений [Лебедев и др., 1989; Kern, 1982]. Используя формулы, приведенные в работе [Ляховицкий и др., 1984], можно показать, что содержание флюида в верхних 10 км земной коры (примерно 0,1%) понизит скорость продольных волн на 0,018 км/сек. Эта величина лежит за пределами разрешающей способности ГСЗ.

В целом, понижение удельного сопротивления в основании верхней коры в среднем на 2 порядка указывает согласно закону Арчи на увеличение пористости примерно до 1%, т.е. на порядок по сравнению со средним значением в верхних 10 км. Понижение скорости продольных волн на 0,2 км (относительное уменьшение примерно на 3%) соответствует согласно грубой оценке такой же величине пористости 1%. Разумеется, это совпадение нельзя понимать буквально, учитывая определенную неоднозначность интерпретации магнитотеллурических и сейсмических зондирований, о которой говорилось выше. Тем не менее, можно сделать вывод: геоэлектрическая и сейсмическая модели согласуются между собой не только качественно, но и количественно. Оба метода указывают на повышение содержания воды до 1% в слое мощностью 5 – 10 км на глубине около 10 км. Близкая величина 1,19% получена для этих глубин и по данным Кольской сверхглубокой скважины [Козловский (ред.), 1984].

Поскольку верхняя кора находится в области хрупких деформаций, то речь, по-видимому, может идти об увеличении трещинной пористости. Иными словами, мы имеем дело с влажным слоем пониженной прочности.

За рубежом магнитотеллурические зондирования проводились в пределах Балтийского щита с применением более низкочастотной аппаратуры, и поэтому проводящий слой в верхней коре не был отмечен в центральной и западной частях щита. Но повышенная электропроводность отмечалась в зонах глубинных разломов, которые чаще всего имели листрическую форму и выполаживались на глубине 10 – 20 км. Примером может служить профиль Polar. По данным геоэлектрических измерений на нем четко прослежен известный по геологическим данным глубинный разлом (рис. 25), который выполаживается на глубине 15 – 20 км [Korja et al., 1989]. По сейсмическим данным на этом профиле выделен мощный волновод, создающий разрыв в годографах первых вступлений в 1 – 2 сек (рис. 9, 11, 12, 17).

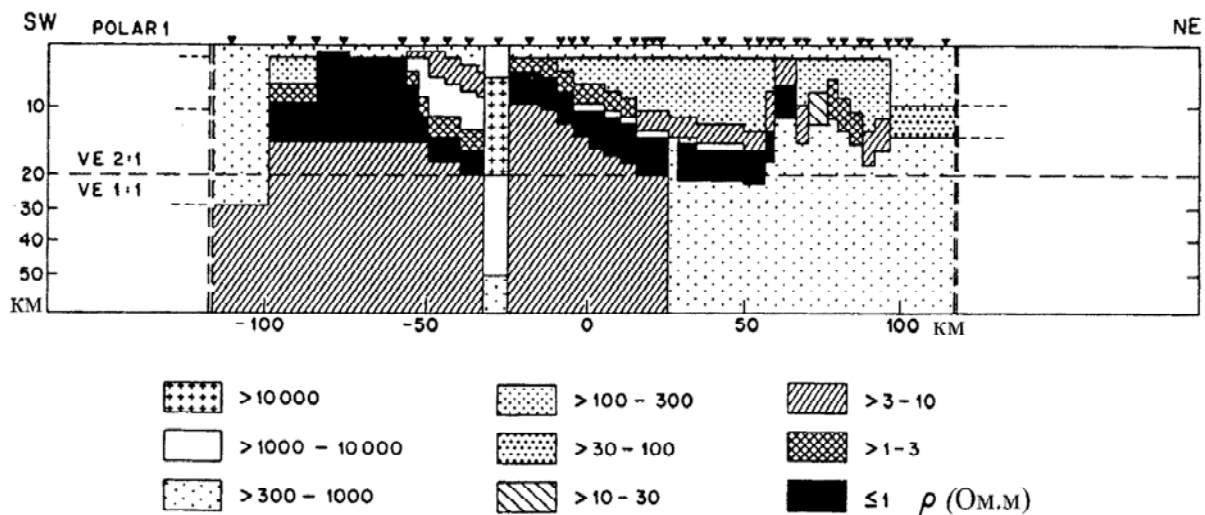


Рис. 25. Двумерная модель электропроводности земной коры по профилю Polar (рис. 10) в Северной Финляндии [Corja et al., 1993].

Проводящий слой был отмечен и в низах коры Балтийского щита, например, по профилю Sveka (рис. 26) [Corja et al., 1993]. Но определенных данных, соответствует ли указанному проводящему слою волновод, не получено. Можно предположить, что глубокие инверсии скорости, как отмечалось выше, очень трудно обнаружить по сейсмическим данным.

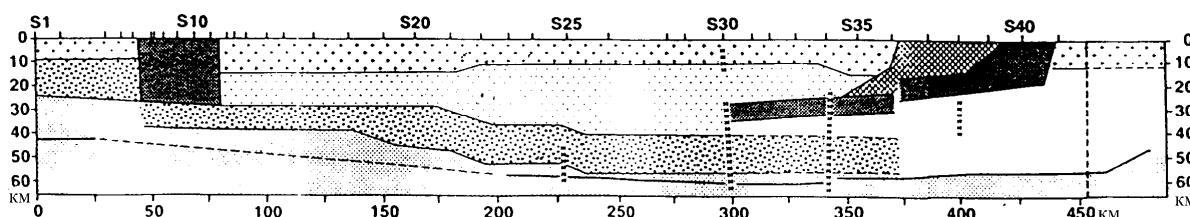


Рис. 26. Модель электропроводности земной коры по профилю Sveka (рис. 10) в южной Финляндии [Corja et al., 1993]. Области повышенной электропроводности отмечены более густым крапом.

2.2. Украинский щит

В 50-ые годы на Украинском и Балтийском щитах были проведены глубинные сейсмические исследования. В частности, было проведено непрерывное профилирование многоканальными станциями с расстоянием между приборами 100 м. Земная кора Украинского щита имеет сходное строение с Балтийским щитом: мощность коры 40 – 45 км, средняя скорость в ней 6,5 км/сек. Так же, как и Балтийский щит, он является областью низкого теплового потока. Сходство щитов проявляется и в том, что оба они имеют участки с аномально большой толщиной коры (до 55 км).

Именно на Украинском щите впервые были выделены слои с пониженными скоростями в средней части коры на глубине 10 – 15 км [Павленкова, 1973]. В то время эти данные были восприняты как маловероятные, поскольку коровые волноводы связывались тогда только с тектонически активными регионами с высоким тепловым потоком. Объяснялись они влиянием высокой температуры, понижающей сейсмическую скорость, что было неприемлемо для Украинского щита. Однако волновая картина с типичной для инверсии скорости зоной тени и смещением ветвей годографов первых волн почти на полсекунды была настолько очевидной, что отказаться от модели с волноводом (пусть и неясной природы) было невозможно.

К сожалению, работы в те годы проводились с однокомпонентными приборами, и записи поперечных волн были получены на вертикальных приборах лишь до удалений в 80 – 100 км. Это не позволило оценить свойства волновода по S-волнам.

На рис. 27 приведен монтаж сейсмограмм по профилю вдоль Украинского щита. Зона тени особенно четко наблюдается на удалениях от источника в 80 – 100 км. Данный профиль был обработан методом редуцированных годографов. Полученные со скоростью редукиции 6,5 км/сек годографы, приведенные к середине расстояния взрыв-прибор (рис. 28а), четко оконтуривают кровлю волновода и его подошву. На рис. 28б приведен полученный в результате математического моделирования скоростной разрез земной коры.

Позже было показано, что слой с пониженной скоростью прослеживается и на других профилях Украинского щита [Ильченко, 1987; Troupolsky, Kaluzhnaya, 2001]. На рис. 29 приведены монтажи сейсмограмм из встречных пунктов взрыва по профилю, пересекающему Коростеньский плутон. На обоих монтажах на одних и тех же удаленностях от источника первые волны затухают, и в последующих вступлениях прослеживается интенсивная отраженная волна K1. Глубина до соответствующего слоя пониженной скорости оценена здесь в 7 км, а до границы K1 – в 15 км.

Для Украинского щита были отмечены интересные структурные особенности корового волновода. По данным метода отраженных волн было показано, что большинство глубинных разломов, выявленных геологическими методами, имеет листрическую форму и выполаживается на глубине порядка 10 – 15 км [Шаров, 1987]. Субгоризонтальная часть разломов формирует в этом интервале глубин расслоенную пачку. Именно такие зоны повышенной расслоенности и создают, очевидно, отражающий горизонт K1.

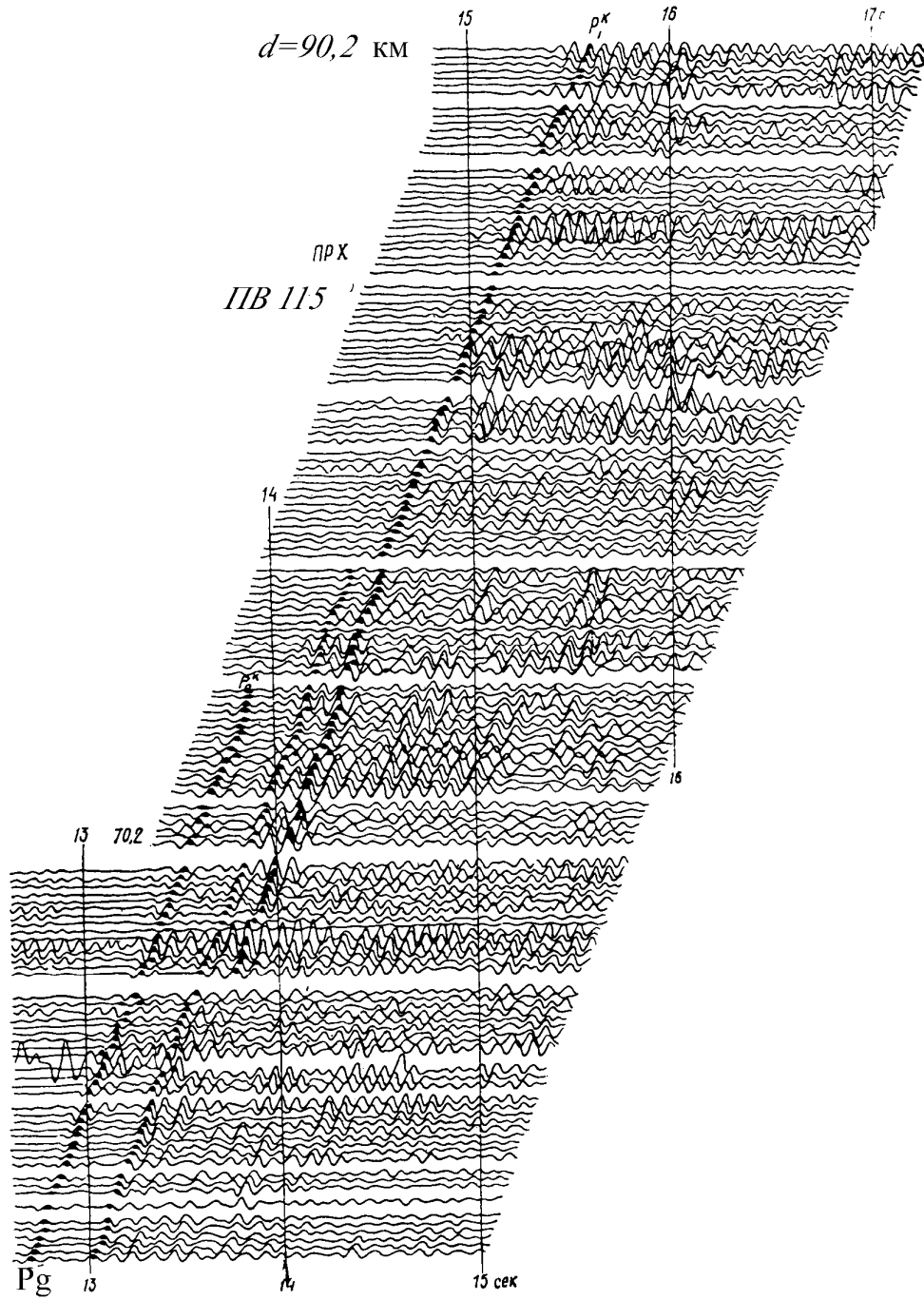


Рис. 27. Монтаж сейсмограмм по профилю непрерывного профилирования вдоль Украинского щита для расстояний от источника 65 – 90 км, характеризующих область "зоны тени" по волне Pg и надежность выделения волновода.

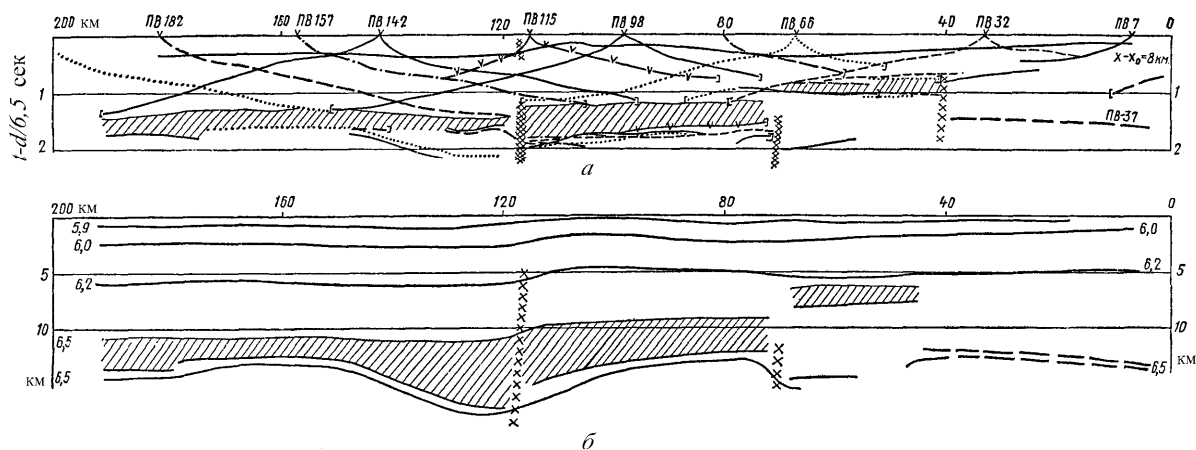


Рис. 28. а – редуцированные годографы, приведенные в середине расстояния прибор-источник; б – скоростной разрез земной коры по профилю вдоль Украинского щита [Павленкова, 1973]. Заштрихованы область "зоны тени" и слой с пониженной скоростью.

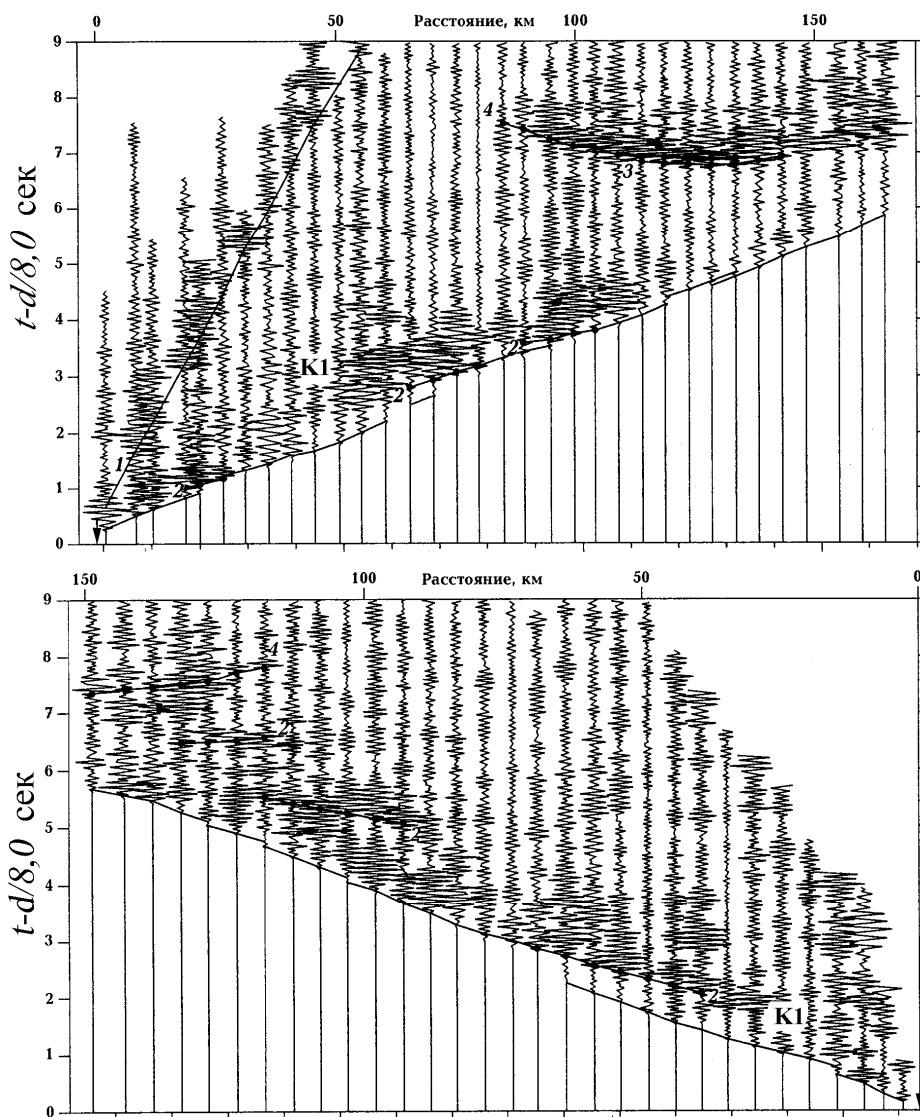


Рис. 29. Монтажи сейсмограмм для встречных пунктов взрыва по профилю ГСЗ в районе Коростеньского плутона на Украинском щите, на которых четко видны зоны тени, соответствующие волноводу на глубине около 10 км, и интенсивные отраженные волны от его подошвы K1 [Ильченко, 1987].

Так же, как и на Балтийском щите, проведенные на Украинском щите магнитотеллурические зондирования подтверждают связь волноводов со слоями повышенной электропроводности [Четаев и др., 1984; Белявский и др., 2001]. Здесь выявлены проводящие слои на глубине 10 км и в низах коры. Есть разрезы, где эти слои не разделены, и вся область глубин от 10 до 30 км характеризуется повышенной электропроводностью.

2.3. Русская плита

Структура земной коры Русской плиты мало отличается от коры Балтийского и Украинского щитов. Мощность коры колеблется от 40 до 50 км, ее средняя скорость стабильна и характеризуется величиной 6,5 км/сек. Различие лишь в наличии осадочно-го чехла, мощность которого обычно не превышает 3 – 4 км.

Однако степень изученности Русской плиты детальными сейсмическими исследованиями гораздо ниже, чем Балтийского и Украинского щитов. В своей большей части профили, выполненные на громадной территории этой платформы, являются рекогносцировочными. К ним относятся профили ГЕОНа ("Кварц", "Рубин" и др.) с расстоянием между станциями в 10 км [Егоркин, 2000] и профиль "Гранит", выполненный Уральскими геофизическими организациями также по редкой сети наблюдений [Геотраверс..., 2002]. Выделение по таким наблюдениям тонких особенностей волновой картины, связанных с волноводами, затруднено. Задача осложняется и изменчивой формой фундамента, который искажает записи глубинных волн.

Правда, по профилям ГЕОНа построены детальные разрезы, на которых в коре выделено множество слоев с пониженными скоростями. Однако, как отмечалось выше, достоверность этих слоев, полученных после скоростной фильтрации, невысокая, и мы не могли строить свое обобщение на такой информации. Более того, ни один из волноводов, выделенных на профилях ГЕОНа, не был обоснован первичными записями.

Фактически на Русской плите существуют лишь два достаточно детальных профиля ГСЗ, по которым возможно восстановить скоростную структуру земной коры. Это – старый профиль непрерывного профилирования Черное море – Воронежский щит, выполненный в 60-ые годы [Соллогуб и др., 1978], и новый международный профиль Eurobridge [EUROBRIDGE..., 1999], являющийся частью программы "Европроба".

На обоих этих профилях в земной коре были выделены слои с пониженной скоростью примерно на той же глубине, что и на щитах. Например, в районе Воронежского массива по профилю Черное море – Воронежский массив волновод выделен на глубине 10 – 15 км и так же, как на щитах, он подстилается четким отражающим горизонтом со скоростью порядка 6,5 км/сек [Павленкова, 1973].

По международному профилю Eurobridge, который пересекает западную часть Восточно-Европейской платформы от Балтийского моря до Припятского грабена, получена достаточно полная информация о волновых полях как по Р-, так и по S-волнам. Работы на нем были проведены с цифровыми станциями, с трехкомпонентной регистрацией при расстоянии между станциями в 2 – 3 км. По данному профилю на такой же глубине 10 – 15 км был выявлен слой с пониженными скоростями (рис. 30). Соотношение скоростей продольных и поперечных волн в этом слое оценено в 1,71, такое же, как для окружающей слой среды.

В пределах Русской плиты выполнены большие работы по магнитотеллурическому зондированию. К сожалению, нет наблюдений, проведенных вдоль одних и тех же профилей методами МТЗ и ГСЗ. Однако сопоставление результатов оказалось вполне возможным. На большей части профилей МТЗ вблизи профиля Eurobridge выделен проводящий слой на глубине порядка 10 – 15 км [Астапенко, Файнберг, 1999]. Такое

совпадение данных независимых наблюдений ГСЗ и МТЗ, выполненных в разных регионах платформы, включая щиты, не может быть случайным. Несомненно, что слой с пониженной скоростью и с повышенной электропроводностью на глубине порядка 10 – 15 км является характерной особенностью земной коры всей Восточно-Европейской платформы.

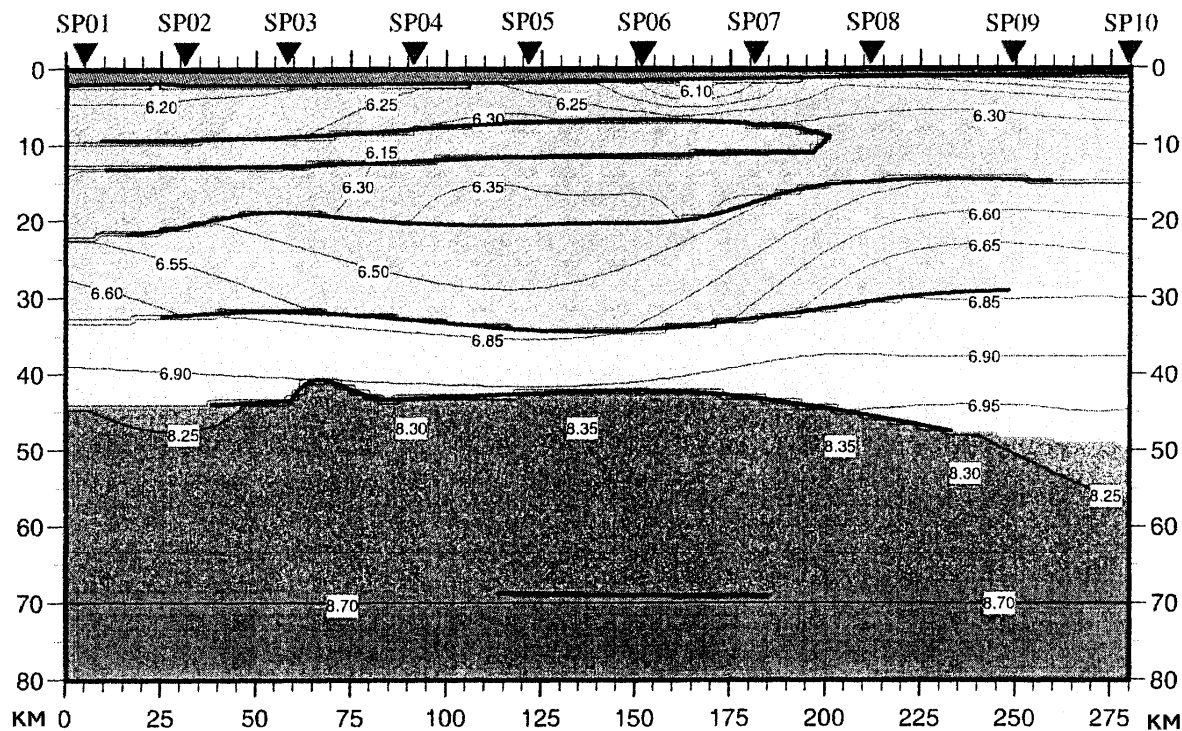


Рис. 30. Сейсмический разрез земной коры по профилю Eurobridge вдоль западной окраины Восточно-Европейской платформы [EUROBRIDGE..., 1999].

2.4. Западно-Европейские плиты

Земная кора в Западной Европе существенно отличается от коры Восточно-Европейской платформы [Белоусов, Павленкова, 1989; Белоусов В.В. и др., 1991]. Она тоньше: 30 – 35 км по сравнению с 40 – 45 км на востоке континента. Средние скорости в ней тоже несколько ниже: 6,3 – 6,4 км/сек по сравнению с 6,5 – 6,6 км/сек на древней платформе. Отличается она и по возрасту (она относится к молодым плитам, в основном, герцинского возраста), и по характеру геофизических полей. Тепловой поток в этих регионах повышен (в среднем 50 мВт/м² по сравнению с 30 – 40 мВт/м² на Восточно-Европейской платформе).

По-другому выглядит и внутренняя структура земной коры Западной Европы. Ее отличительной особенностью является четкое деление на верхнюю относительно прозрачную кору и нижнюю – существенно расслоенную. Данное свойство было выявлено на основании большего числа профилей ОГТ, которыми покрыт практически весь этот регион.

Природе расслоенности нижней коры молодых плит посвящено много работ [Mereu et al., 1989; Fountain et al., 1993; Meissner et al., 1991], и до сих пор она продолжает обсуждаться. По ряду признаков это – реологически ослабленная часть коры, характеризующаяся часто повышенной электропроводностью. Однако, сказать, что ниж-

няя кора Западной Европы подобна средней коре с волноводом древних платформ, нельзя, так как скорости сейсмических волн здесь существенно выше относительно верхней коры: на 0,5 – 0,6 км/сек.

Гораздо большее сходство между молодыми и древними платформами получено по структуре внутрикорового волновода. На международном Европейском геотраверсе, который пересекает всю Европу от Балтийского щита до Средиземноморья, были выполнены комплексные геофизические исследования: работы ОГТ и ГСЗ с трехкомпонентной записью, магнитотеллурические зондирования, детальная магнитная и гравиметрическая съемка [Aichruth et al., 1992]. В результате этих работ в районе Рейнского массива в земной коре на глубине 8 – 12 км был выделен волновод, по всем характеристикам сходный с волноводом Восточно-Европейской платформы. Мощность его около 5 км, скорость уменьшается на 0,1 – 0,2 км/сек (рис. 31).

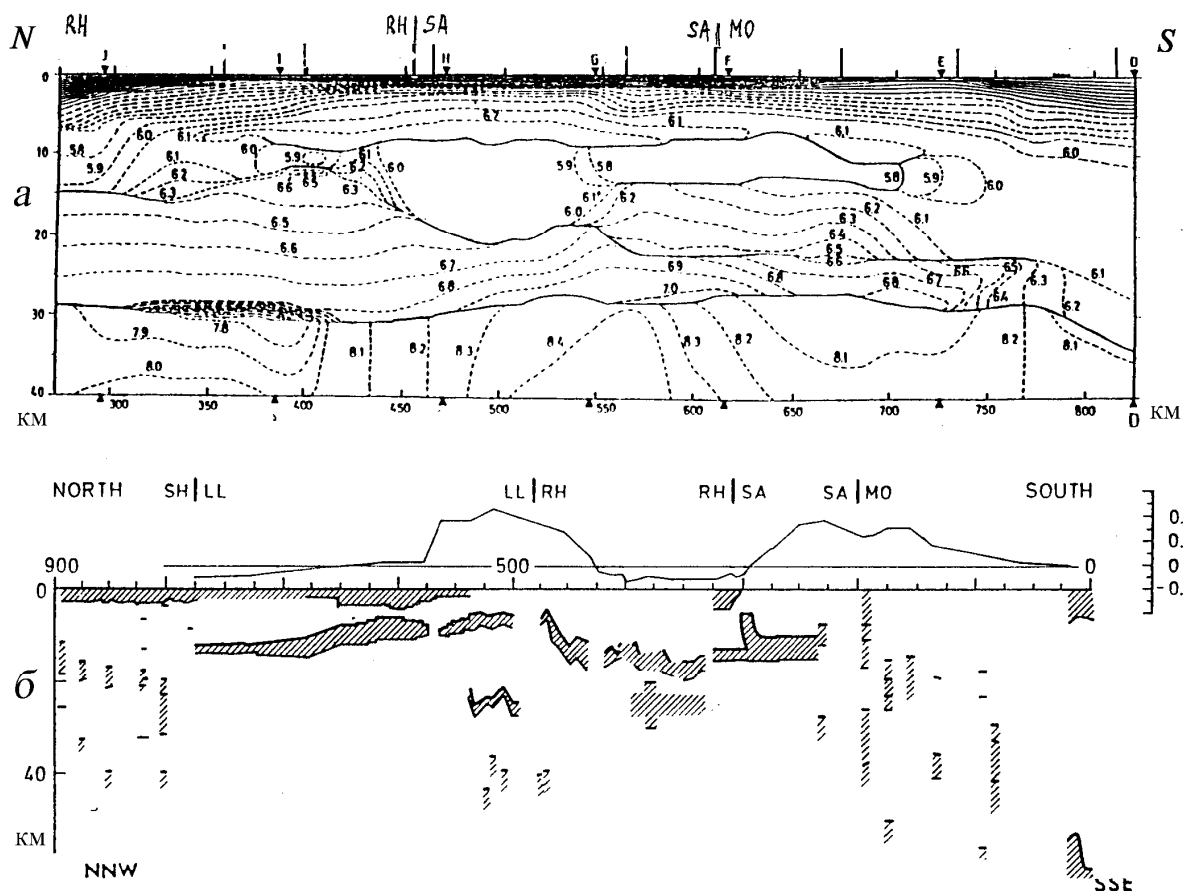


Рис. 31. Сейсмический (а) и геоэлектрический (б) разрезы по Европейскому геотраверсу для центральной части Западной Европы: рейнских герцинид (RH), саксонской (SA) и малдынубинской (МО) зон [Aichruth et al., 1992]. Цифрами дана скорость продольных волн в км/сек, заштрихован слой повышенной электропроводности.

Детальные исследования методами ГСЗ и МТЗ были проведены на профилях DECORP-2N в районе Рейнского массива. В результате были получены разрезы со слоем пониженной скорости и повышенной электропроводности на глубине порядка 15 км: 5 сек на разрезе рис. 32 [Volbers et al., 1990]. Важно отметить, что и здесь так же, как и на Украинском и Балтийском щитах, к волноводу выполаживаются наклонные отражающие площадки, а зоне пониженных скоростей соответствует повышенная электропроводность.

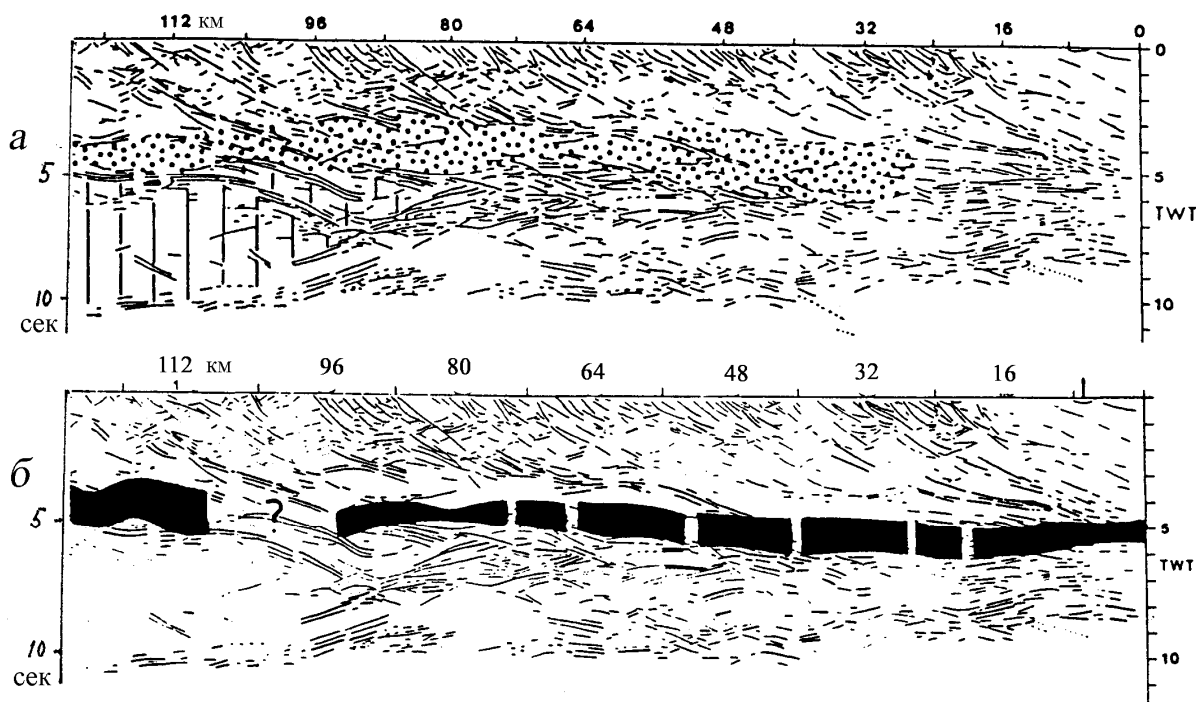


Рис. 32. Сопоставление данных сейсмического и магнитотеллурического зондирования с материалами метода отраженных волн для профиля DECORP-2N [Volbers et al., 1990]. На временном разрезе ОГТ точками показан слой пониженных скоростей (а) и черной прерывистой лентой слой пониженного электрического сопротивления (б).

2.5. Сибирская платформа

На Сибирской платформе не было проведено достаточно детальных работ ГСЗ, как в Европе. Опорная сеть профилей ГЕОНа носила, как отмечалось, рекогносцировочный характер, и выделенные на них отдельные прослои с пониженными скоростями нельзя считать достаточно обоснованными. Для того, чтобы убедиться, существуют ли слои с пониженной скоростью в коре Сибирской платформы, была проведена переинтерпретация данных по профилю "Рифт" без применения скоростной фильтрации [Ravlenkova et al., 2002]. Последнее означает, что построенная модель коры основана только на волнах, которые видны на экспериментальных записях без какого-либо суммирования трасс. К ним относятся, в основном, первые вступления: волна P_g , отраженные и иногда преломленные волны от границы М.

Профиль "Рифт" пересекает западную часть Сибирской платформы от полуострова Ямал до Байкала. Его длина более 2700 км, он характеризует всю платформу и области ее сочленения с Западно-Сибирской плитой и с Байкальской рифтовой зоной.

Структура земной коры в пределах Сибирского кратона более однородна, чем на стыке с Западно-Сибирской плитой в северной части профиля. Однако существуют очевидные различия в строении северной, центральной и южной частей кратона (рис. 33). Мощность коры изменяется незначительно, в пределах от 40 до 43 км. Более значимые изменения наблюдаются для мощности осадков: от 1 до 3 км на большей части кратона и до 10 км в Нижне-Ангарской впадине. Диапазон скоростей волн P_mP в коре северной части кратона, определенных по асимптоте годографа отраженной волны от границы М, составляет 6,8 – 7,0 км/сек по сравнению с 6,4 – 6,6 км/сек в южной части кратона и под Нижне-Ангарской впадиной. Амплитуда волны P_mP больше на юге, чем на севере, также благодаря низкому градиенту скорости в южной части коры и, возможно, изменению в структуре Мохо. Скорость волны P_n в северной и южной частях

Сибирского кратона 8,4 – 8,5 км/сек, а в центральной части профиля – 8,0 – 8,1 км/сек. В нижней коре и в верхах мантии южной части Нижне-Ангарской впадины выявлены наклонные к северу отражающие площадки. Такая картина может соответствовать древней разломной зоне с пододвиганием южного блока кратона под северный.

Южная оконечность профиля "Рифт" представляет структуру земной коры Байкальского рифта. В этом регионе осадки или незначительны по мощности, или отсутствуют. Скорости, а также градиент скорости в коре, значительно ниже, чем под кратоном, граница Мохо поднимается до 35 км, а скорость волны Pn составляет 8,0 км/сек.

При сравнении данной модели коры с построенной ранее моделью А.В. Егоркина [Егоркин и др, 1996] с применением скоростной фильтрации оказалось, что параметры коры, полученные по первым вступлениям и отражениям от Мохо (глубина фундамента, диапазон скоростей коровых волн, скорости в верхах мантии и мощность коры), одинаковы в обеих моделях. Другими словами, их определение не зависит от методов интерпретации, и они являются наиболее стабильными параметрами земной коры. Тем не менее, новая модель коры [Pavlenkova et al., 2002] существенно отличается от модели А.В. Егоркина. Последняя представляет собой множество мелких блоков с различными скоростями. Мы считаем выделение этих мелких неоднородностей ненадежным и опираемся лишь на крупные аномалии скоростей, выделенные непосредственно по экспериментальным записям.

Эти построения дают основание полагать, что в коре Сибирской платформы существуют слои с пониженной скоростью, но их глубина и выразительность меняется по площади. Наиболее выразительный слой выделен в Енисейском блоке, глубина которого примерно такая же, как и на Восточно-Европейской платформе. На рис. 33, 34 приведены наблюденные годографы и скоростной разрез данной части профиля. Мощность волновода в Енисейском блоке оценивается в 10 км. Соответствующая ему зона тени наблюдается на расстоянии 60 км от источника и охватывает расстояния в десятки километров. Запаздывание первых волн после зоны тени составляет около секунды.

Енисейский блок расположен на северо-западной окраине Сибирской платформы на северном продолжении Енисейского кряжа. Строение коры в нем отражает, возможно, не платформенный, а орогенный этап развития геоструктуры. Тогда выделенный внутрикоровый волновод может отличаться по своей природе от описанных выше волноводов древних платформ.

В коре центральной части Сибирского кратона тоже выделен волновод, но на глубине 4 – 8 км. Соответствующий ему разрыв годографов наблюдается на удалении 60 км от источника (рис. 33). Природа данного волновода может отличаться от природы описанных выше волноводов. Сибирская платформа покрыта плато-базальтами, и не исключено, что слои с пониженными скоростями соответствуют здесь не ослабленным насыщенным флюидами зонам, а высоко метаморфизованным осадкам, перекрытым базальтами.

На Сибирской платформе проведен также большой объем электромагнитных исследований. Однако на значительной части платформы исследования электропроводности средней и нижней коры оказались невозможными из-за значительного экранирующего эффекта осадочного чехла и проводящего слоя, выявленного на глубине 3 – 5 км [Vanjan et al., 1989]. В регионах, где не было значительных экранов, в нижней коре на глубине 30 – 40 км выделен слой повышенной электропроводности (350 – 650 См). Мощность коры в этих регионах составляет 45 – 50 км, т.е. этот слой не совпадает по глубине с описанным выше слоем пониженной скорости.

Исключение составляет край платформы, граничащий с Байкальской рифтовой зоной. Здесь по данным [Попов, 1987] на глубине 20 – 35 км выделен проводящий слой, который продолжается в рифтовую зону и совпадает там со слоем пониженной скорости.



Рис. 33. Наблюдаемые годографы и скоростные модели основных геоструктур, пересекаемых профилем "Рифт": 1 – Пур-Гыданская впадина, 2 – запад Тунгусской впадины, 3 – Енисейский блок, 4 – Прибайкальский блок.

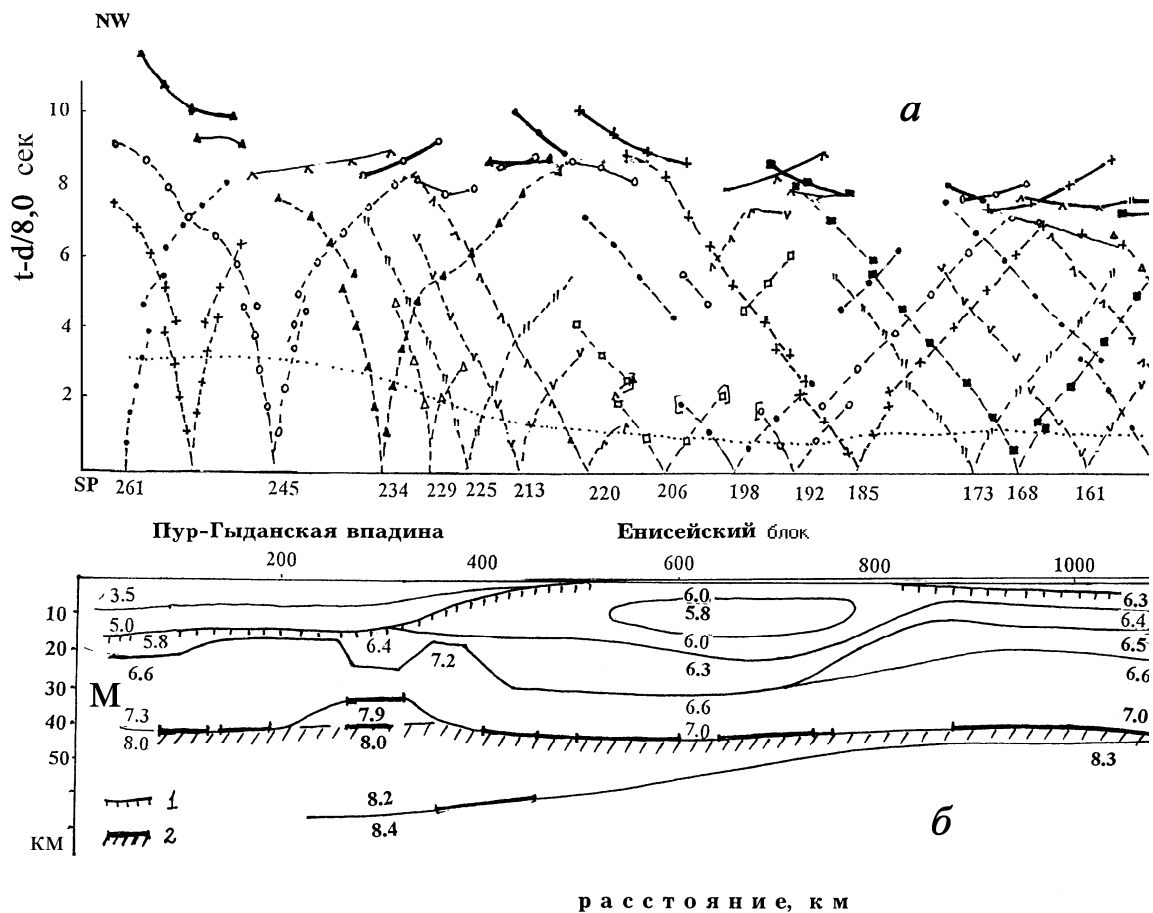


Рис. 34. Наблюдаемые годографы (а) и сейсмический разрез (б) северо-западной окраины Сибирской платформы по профилю "Рифт" [Pavlenkova et al., 2002]. На годографах утолщенными линиями показаны годографы отраженных волн, точечной линией соединены точки годографов с одинаковым расстоянием от источника. На разрезе штриховкой показаны поверхность фундамента (1) и граница М (2), утолщенными линиями – отражающие площадки.

Глава 3. Волноводы в тектонически активных регионах

Изучение структуры земной коры в тектонически активных регионах проводится не только сейсмическими, но и сейсмологическими методами. Такого рода работы проводились в зоне альпийской складчатости (Альпы, Кавказ, Памир и др.). С первых же записей близких землетрясений почти повсеместно в этих регионах были обнаружены слои с пониженными скоростями. Они выделялись не только по скоростным моделям, но и по каналовым волнам, и поэтому с полным правом назывались волноводами. Природа этих волноводов казалась очевидной. Они объяснялись, главным образом, влиянием на сейсмические скорости высокой температуры, поскольку во всех этих регионах наблюдается высокий тепловой поток.

Однако детальность сейсмологических исследований была невелика, и охарактеризовать свойства волноводов, особенно, их соотношение с общим структурным планом земной коры, было трудно. Работы ГСЗ и ОГТ существенно расширили представления о структуре волноводов в этих регионах, хотя проведение детальных исследований в горной местности было затруднено.

3.1. Альпийские орогены

Горные сооружения альпийского пояса достаточно хорошо изучены геофизическими методами. Они относятся к регионам высокой сейсмической и тектонической активности со сложной структурой земной коры. Кора под горными сооружениями обычно утолщена и, как правило, в ее подошве и внутри коры выделяются круто наклоненные горизонты и сложная скоростная неоднородность. Однако на этом фоне достаточно надежно выделяются и сейсмические волноводы.

Наиболее полные сейсмические исследования проведены в районе Альп. Здесь выполнено большое число профилей ГСЗ и ОГТ, секущих Альпы, и профили вдоль горного сооружения. Последние наиболее полно отражают внутреннюю структуру орогена и, благодаря своей протяженности, позволяют надежно определять глубину и мощность волноводов.

Первичные данные (монтажи сейсмограмм) по данному региону полностью опубликованы, и мы имели возможность провести сопоставление волновых полей и оценить достоверность их интерпретации, а не опираться только на готовые разрезы разных авторов.

На рис. 35 приведены типовые годографы для ряда профилей в районе Альп. Все они характеризуются двумя разрывами первых волн: на удалении 110 и 200 км со смещением удаленных ветвей почти на секунду. Соответствующая осредненной годографу модель содержит две зоны инверсии на глубине около 10 и 20 км.

В 60 – 70-ые годы на Кавказе были проведены работы ГСЗ и, в частности, непрерывное профилирование с многоканальными станциями и расстоянием между приборами в 100 – 200 м. Как уже неоднократно отмечалось, волноводы в те годы не могли быть выделены, поскольку работа проводилась в рамках модели с постоянным ростом скорости с глубиной. К сожалению, не сохранились и записи тех лет, но имеются подробные годографы, на которых отмечены многочисленные оси синфазности. Анализ этих годографов позволил в 80-ые годы построить достаточно детальные скоростные модели земной коры этого региона.

На рис. 36 приведен разрез коры Большого и Малого Кавказа по профилю Волгоград-Нахичевань [Баранова и др., 1980, 1990]. По нему видно, что под горными сооружениями на глубине 20 – 30 км выделяются слои с пониженными скоростями. Эта глубина соответствует второму более глубокому волноводу, отмеченному в коре Альп.

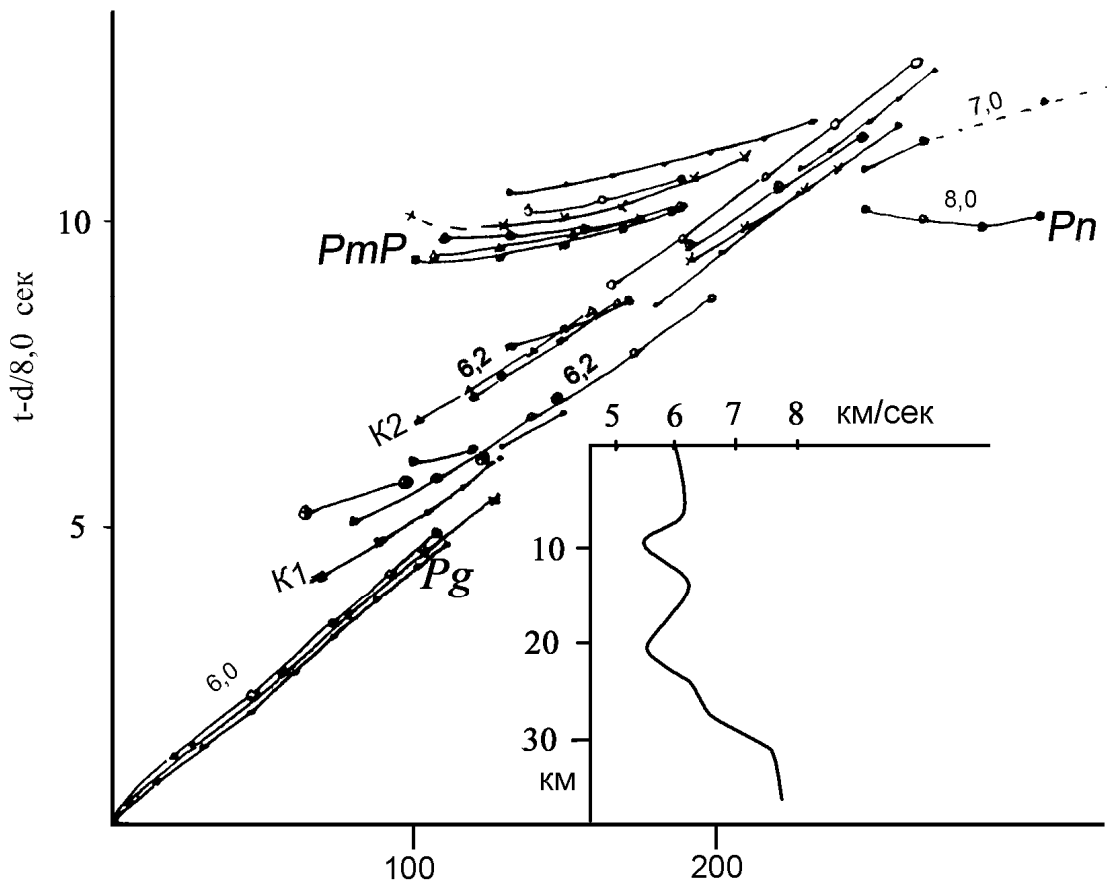


Рис. 35. Наблюдаемые годографы по профилям ГСЗ в районе Альп, приведенные к одному источнику, и полученная по ним средняя модель земной коры. Обозначения волн такие же, как и на рис. 9, цифры на годографах – кажущиеся скорости в км/сек.

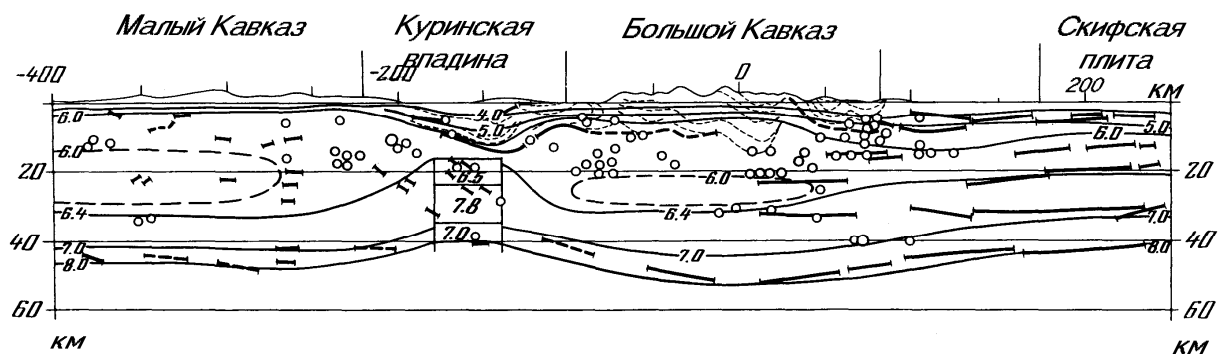


Рис. 36. Сейсмический разрез земной коры Кавказа по профилю Волгоград-Нахичевань [Баранова и др., 1980, 1990]. Утолщенными линиями показаны отражающие площадки, тонкими линиями – изолинии скорости (км/сек), кружочками – очаги землетрясений.

Нужно отметить, что земная кора этих двух орогенов по своим общим характеристикам существенно различается. Альпы сформировались на коре западноевропейского типа, которая отличается меньшей мощностью и более низкими средними скоростями. Кора Малого Кавказа по этим параметрам близка к альпийскому типу, но Большой Кавказ тяготеет к коре, типичной для платформ Восточной Европы. Она толще, и в ее

низах присутствует мощный слой с высокими скоростями (6,8 – 7,2 км/сек). Однако, что касается волновода, он выделен в этих регионах на глубинах примерно 20 – 30 км.

В обоих регионах отмечается также одинаковое соотношение между глубиной волноводов и распределением очагов землетрясений. Последние располагаются, в основном, в верхней коре над волноводами (рис. 36). Другими словами, зоны инверсии сейсмических скоростей соответствуют реологически ослабленным слоям.

Примерно такая же картина наблюдается и на восточном продолжении альпийской складчатости – на Тянь-Шане. По общим характеристикам (мощности, средней скорости) земная кора Тянь-Шаня близка Большому Кавказу, но по структуре волноводов она ближе Альпам. Здесь, как и в Альпах, выделены два волновода на глубине около 10 и 20 – 30 км по данным сейсмологических исследований. Работы ГСЗ проводились на Тянь-Шане, но они до сих пор не переинтерпретированы на новой методической основе, и сказать по ним, есть ли в коре Тянь-Шаня волноводы, пока не представляется возможным. Однако сейсмологические исследования, проведенные на Тянь-Шане, отличаются высокой детальностью и хорошим качеством материала. Поэтому их данные по волноводам в коре не вызывают сомнения.

В Киргизской части Тянь-Шаня были проведены также магнитотеллурические зондирования. В результате в низах коры была выделена зона пониженного электрического сопротивления, которая приурочена к нижнекоровому волноводу [Бердичевский и др., 1984, 1997]. Это означает, что причиной понижения скорости в низах коры Тянь-Шаня является повышенная флюидонасыщенность, а не простое влияние повышенной температуры, как это обычно предполагается в тектонически активных регионах. Возможно такую же природу имеет волновод в нижней коре других горных сооружений Альпийской складчатости.

3.2. Байкальская рифтовая зона

Байкальская рифтовая зона мало отличается по мощности и структуре коры от соседней Сибирской платформы. Однако она является зоной высокого теплового потока и существенной тектонической активности. Здесь проведены значительные комплексные геофизические исследования, и потому структуру земной коры можно охарактеризовать достаточно полно. На рис. 37 приведена сводка характеристик земной коры, полученная для данного региона [Крылов и др., 1990]. По данным детального ГСЗ на глубине 15 – 20 км выделен слой с пониженной скоростью.

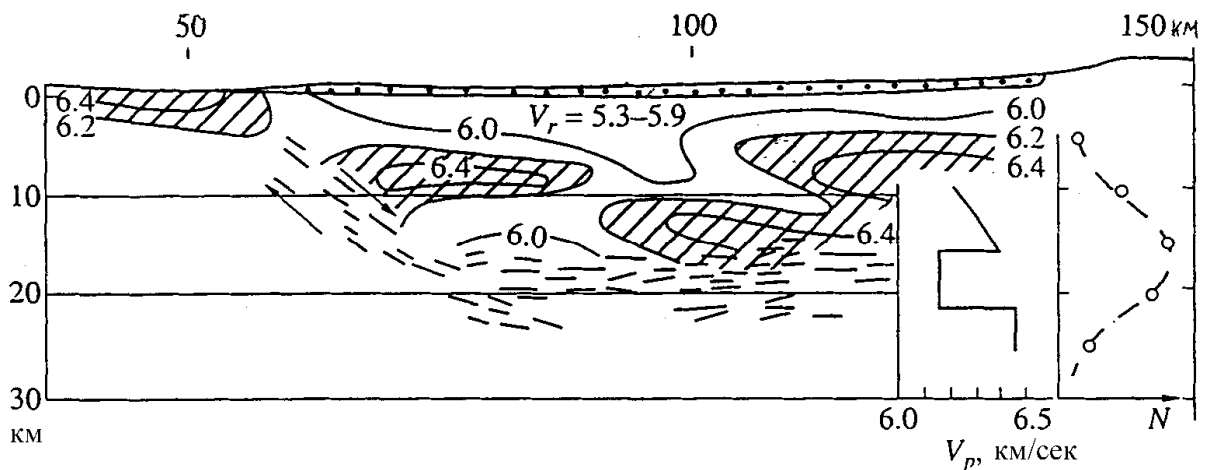


Рис. 37. Сейсмический разрез земной коры Байкальской рифтовой зоны, скоростная модель (V_p) и график распределения с глубиной очагов землетрясений N [Крылов и др., 1990].

Этот слой обладает рядом характерных структурных особенностей. К нему выполаживаются разломы, и увеличивается число субгоризонтальных границ. В области пониженных скоростей уменьшается число эпицентров землетрясений. По данным электромагнитных исследований в нем наблюдается и повышенная электропроводность [Попов, 1987].

Все перечисленные особенности корового волновода, выявленного в такой тектонически активной области, как Байкальская зона, с удивительной точностью совпадает с характеристикой, данной выше волноводам на древней Восточно-Европейской платформе. К ним относятся близкая глубина залегания волновода, выполаживание к зонам пониженных скоростей литрических разломов, повышенная их расслоенность, а также повышенная электропроводность. Все сказанное говорит о, возможно, единой природе формирования инверсионных зон в коре как на древних платформах, так и в рифтовых зонах.

3.3. Охотское море и Сахалин

Вся область перехода от Азиатского континента к Тихому океану характеризуется очень высокой тектонической активностью и высоким тепловым потоком. Земная кора Охотского моря и Сахалина была изучена работами ГСЗ в 50-ые годы с помощью донных станций и взрывов. Эти исследования давали для тех лет самые детальные результаты глубинного зондирования. Не потеряли они своего значения и сейчас, так как по плотности трасс на монтажах они вполне сопоставимы с некоторыми современными работами ГСЗ на континентах. Важно, что сохранились первичные записи этих работ, которые, в принципе, можно анализировать.

Как уже отмечалось, в те годы методы интерпретации основывались на моделях с увеличением скорости с глубиной, и поэтому слои с пониженными скоростями не выделялись. Было показано только, что мощность коры небольшая, в пределах 25 – 30 км, и скорости в ней – типичные для континентальной коры (6,0 – 6,5 км/сек).

Переинтерпретация указанных материалов на основе современных компьютерных методов показала, что мощность коры и средние скорости в ней были определены в те годы правильно. Но что касается внутренней структуры коры, то здесь выявлено много новых деталей. Во-первых, в коре Охотского моря и на Сахалине практически повсеместно выделен слой с пониженной скоростью. Глубина его залегания оценивается в 10 – 15 км. В Южно-Охотской впадине и в Предкурильском прогибе слой выклинивается, и ему на смену приходят тела с повышенными скоростями.

Глава 4. Общие геофизические характеристики коровых волноводов

Приведенные выше экспериментальные материалы показывают, что в земной коре в различных по возрасту и геологической истории регионах выделяются слои с пониженными скоростями (волноводы). Их природа может быть разной. Они могут возникнуть в результате воздействия высоких температур, изменения механических свойств пород или неравномерного распределения в коре флюидов и т.д.

Для определения причин инверсии скорости с глубиной важно выявить, не существует ли определенных закономерностей в корреляционных связях между волноводами и данными других методов. Ниже приводится анализ полученных материалов с этой точки зрения.

4.1. Скоростная характеристика волноводов и их распространенность по площади и глубине

Слои с пониженными скоростями встречаются в консолидированной части земной коры практически повсеместно: на кристаллических щитах, молодых и древних платформах и в орогенных областях.

Мощность волноводов переменчива, и есть регионы, где они отсутствуют. Пока трудно судить, в каком процентном соотношении находятся регионы, в которых слои с пониженной скоростью наблюдаются, и где они отсутствуют. Это связано с тем, что долгое время этим слоям не уделялось должного внимания и не были разработаны критерии их определения. При первых работах ГСЗ они полностью исключались из рассматриваемых моделей. Для ответа на поставленный выше вопрос необходим пересмотр всех первичных материалов на единой методической основе.

По глубине слои с пониженными скоростями располагаются вполне закономерно. На щитах и древних платформах характерной глубиной волноводов является 8 – 15 км. В тектонически активных регионах (в орогенах) выделяется два волновода, один на глубине 10 – 20 км, другой на глубине около 30 км. Возникновение слоев с пониженной скоростью в низах коры в непосредственной близости к границе М не исключено и в стабильных регионах. Однако доказать их наличие в настоящее время невозможно.

Большие трудности связаны и со скоростной характеристикой волноводов. Выше уже отмечалось, что определение их скоростной модели – задача неоднозначная. Для одной и той же величины временного разрыва годографов первых волн, являющегося главным признаком наличия инверсии скорости с глубиной, можно получить бесчисленное множество пар параметров волновода – скорости в нем и его мощности (рис. 5 и 13). Возможна даже модель, в которой скорость остается неизменной, а уменьшается только вертикальный градиент скорости. Задача несколько упрощается, если от подошвы волновода зарегистрированы отраженные волны, по которым можно ограничить глубину зоны инверсии скоростей. Наличие отраженных волн от подошвы волновода позволяет также ограничить число возможных его скоростных моделей: мало вероятными становятся модели с постоянной скоростью в волноводе, так как для образования отраженной волны необходим положительный скачок скорости на подошве волновода.

В большинстве описанных выше случаях отраженные волны от подошвы волноводов имеют значительную интенсивность. Другими словами, инверсия скоростей может быть значительной. Самые минимальные оценки колеблются в пределах 0,1-0,3 км/сек.

Более определенно можно сказать о соотношении скоростей продольных и поперечных волн в волноводе. Оно оценивается непосредственно по соотношению времен разрыва годографов первых Р- и S-волн. Как уже отмечалось, наиболее надежные опре-

деления скоростей S-волн сделаны по материалам ГСЗ на Балтийском щите. Показано, что соотношение скоростей в волноводах (для средних величин, относящихся ко всему волноводу в целом) мало отличается от указанного соотношения вмещающих пород (рис. 18). Что касается отдельных его пропластков, особенно, в зонах повышенной расслоенности, то можно предположить, что соотношение скоростей в них резко меняется.

Интересные данные в этом плане получены для расслоенной нижней коры Западной Европы. В работе [Luschen et al., 1989], где анализируются данные ГСЗ для Рейнского массива, показано, что нижняя кора существенно расслоена по Р-волнам и практически однородна по S-волнам. Последнее и означает резкое изменение соотношения скорости Р- и S-волн в отдельных тонких прослоях.

4.2. Электропроводность волноводов

Как видно из приведенного выше материала, отмечается четкая корреляция между слоями пониженной скорости и повышенной электропроводности. Практически везде, где вдоль одних и тех же профилей проводились сейсмические и электромагнитные зондирования, наблюдается совпадение зон повышенной электропроводности с зонами инверсии скоростей [Бердичевский и др., 1997; Ваньян, Павленкова, 2002].

На рис. 24 и 31 приведены два таких примера, которые принципиально различаются по геологической истории региона: Западно-Европейская молодая плита с высоким тепловым потоком и "холодный" Балтийский щит. В обоих случаях повышенной электропроводностью обладает один и тот же интервал глубин – интервал корового волновода.

Аналогичное явление отмечено и на других щитах, например, на Канадском и Австралийском щитах [Осипова и др., 1982]. Недавно были опубликованы результаты магнитотеллурических зондирований Бразильского щита [Padilha, Vitorello, 2000]. Там, на глубине 10 км выявлен проводящий слой с интегральной электропроводностью 20 См.

Сказанное относится к коровому волноводу на глубине порядка 10 – 20 км. Что касается нижней коры, то электромагнитные данные гораздо чаще говорят о наличии проводящего слоя в низах коры, чем сейсмические данные о наличии здесь волновода. Возможно, это связано с трудностями, возникающими при выделении зон инверсии скорости в непосредственной близости к границе М, которая экранирует в волновых полях преломленные волны от низов коры. Существуют, правда, некоторые косвенные данные, свидетельствующие о возможном наличии ослабленного слоя в низах коры, который соответствует слою повышенной электропроводности, но плохо выражен в сейсмических скоростях.

4.3. Волноводы, разломная тектоника и степень расслоенности земной коры

Сейсмические исследования методом отраженных волн (ОГТ), выполненные в последние годы во многих регионах, позволили детально изучить внутреннюю структуру земной коры. Характерными чертами сейсмических разрезов ОГТ, полученных в разной тектонической обстановке и практически на всех континентах, являются [Берзон и др., 1969; Вольвовский, Бакман, 1982; Кунин, Шейх-Заде, 1993; Павленкова, 1998; Карбонель, Павленкова, 1999]:

- отсутствие опорных отражений, имеющих региональную или межрегиональную прослеживаемость;
- фрагментарность осей синфазности отражений протяженностью от сотен метров до первых километров;

– латеральная и вертикальная неоднородность в распределении отражений, ассоциации которых образуют области различных размеров, конфигураций и преимущественной ориентировки;

– существенная дифференциация этих областей по интенсивности отражений, что позволяет представить разрез как совокупность сейсмически контрастных, "прозрачных" и "полупрозрачных" объектов [Гильберштейн и др., 2001a,b].

Указанные черты сейсмического облика свидетельствуют о существенно неоднородном строении земной коры, имеющей фрагментарно-слоистую или фрагментарно-ячеистую блоковые модели.

Природа отдельных отражений и их ассоциаций достаточно многообразна. В этой связи, следуя "сейсмостратиграфической традиции", в работе [Кунин и др., 1992] была сформулирована система сейсмических образов и их интерпретации. Так, в частности, относительно протяженные ансамбли отражений субгоризонтальной ориентации ассоциируются с впадинами и глубинными врезами с метаосадочным выполнением, силлами, метавулканическими потоками, следами горизонтальных движений при деформациях. Выделены также наклонные, небольшой временной толщины ансамбли отражений, связанные с зонами милонитизации и окварцевания вдоль разломов и плоскостей надвигов. Они интерпретируются как "прозрачные" области с интрузивными телами и зонами дробления, которые обрамляют разломы с упругими гомогенными образованиями.

В качестве примера на рис. 38 представлен глубинный сейсмо-энергетический разрез западной части геотраверса Уралсейс [Гильберштейн и др., 2001a,b]. Разрез получен в результате соответствующего преобразования оценок ЭКО-эффективных коэффициентов отражения [Рудницкая и др., 1983]. Он отображает обобщенный облик земной коры, каждый элемент которого состоит из совокупности ЭКО, времена регистрации которых субпараллельно расположены на ограниченных интервалах разреза. Эти совокупности различаются по амплитуде и числу ЭКО на единицу глубины (времени). Достаточно четко на разрезе выделяются сейсмически контрастные области на глубинах 35 – 42 км (раздел МОХО), 15 – 20 км (граница, соответствующая поверхности главного среднекорового срыва) и 2 – 5 км – область отражающих границ осадочного чехла, расположенная в пределах западных 100 км участка геотраверса.

Каждая из указанных областей отображает зоны земной коры, отличающиеся повышенной расслоенностью. Так, для раздела М характерно наличие двух-трех серий ЭКО с толщиной слоя каждой 200 – 300 м при их высокой контрастности (ЭКО ~0,1 – 0,2). Вторая область отличается в целом меньшей контрастностью (ЭКО ~0,05), но существенно большей слоистостью: при общей ее толщине, достигающей 3 – 5 км, она содержит до 30 – 50 серий ЭКО. В пределах каждой области по профилю указанные характеристики не остаются постоянными: по мере приближения к границам областей по профилю, как правило, имеет место увеличение числа слоев и уменьшение их сейсмической контрастности. Протяженность по профилю отдельных серий ЭКО изменяется от 0,5 до 8 – 10 км.

Областями высокой контрастности ограничены довольно обширные интервалы земной коры, отличающиеся слабой дифференциацией свойств по вертикали – "прозрачные" или "полупрозрачные" зоны, в волновом поле которых превалирует рассеянная компонента. В этих зонах величины ЭКО лежат в пределах 0,03 – 0,05, а протяженность их серий не превышает 0,1 – 0,15 км. В зоне, расположенной непосредственно над разделом среднекорового срыва, имеют место довольно протяженные интервалы аномально низкой контрастности.

Приведенное описание сейсмического облика земной коры дополнено на рис. 39 скоростными характеристиками. Возможность их оценки в данном случае связана с

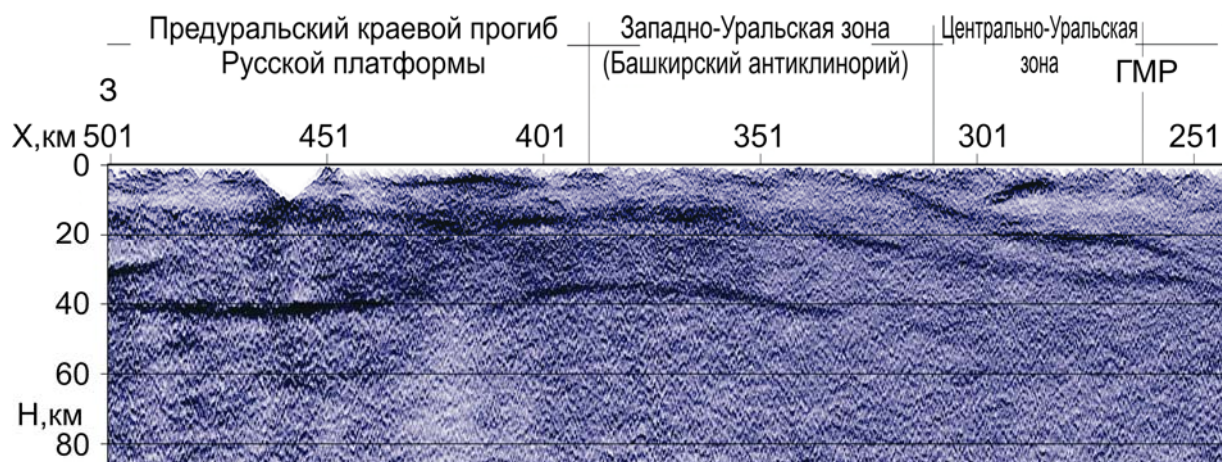


Рис. 38. Разрез земной коры по данным ОГТ (сейсмоэнергетический) вдоль западной части геотраверса Уралсейс [Гильберштейн и др., 2001a,b].

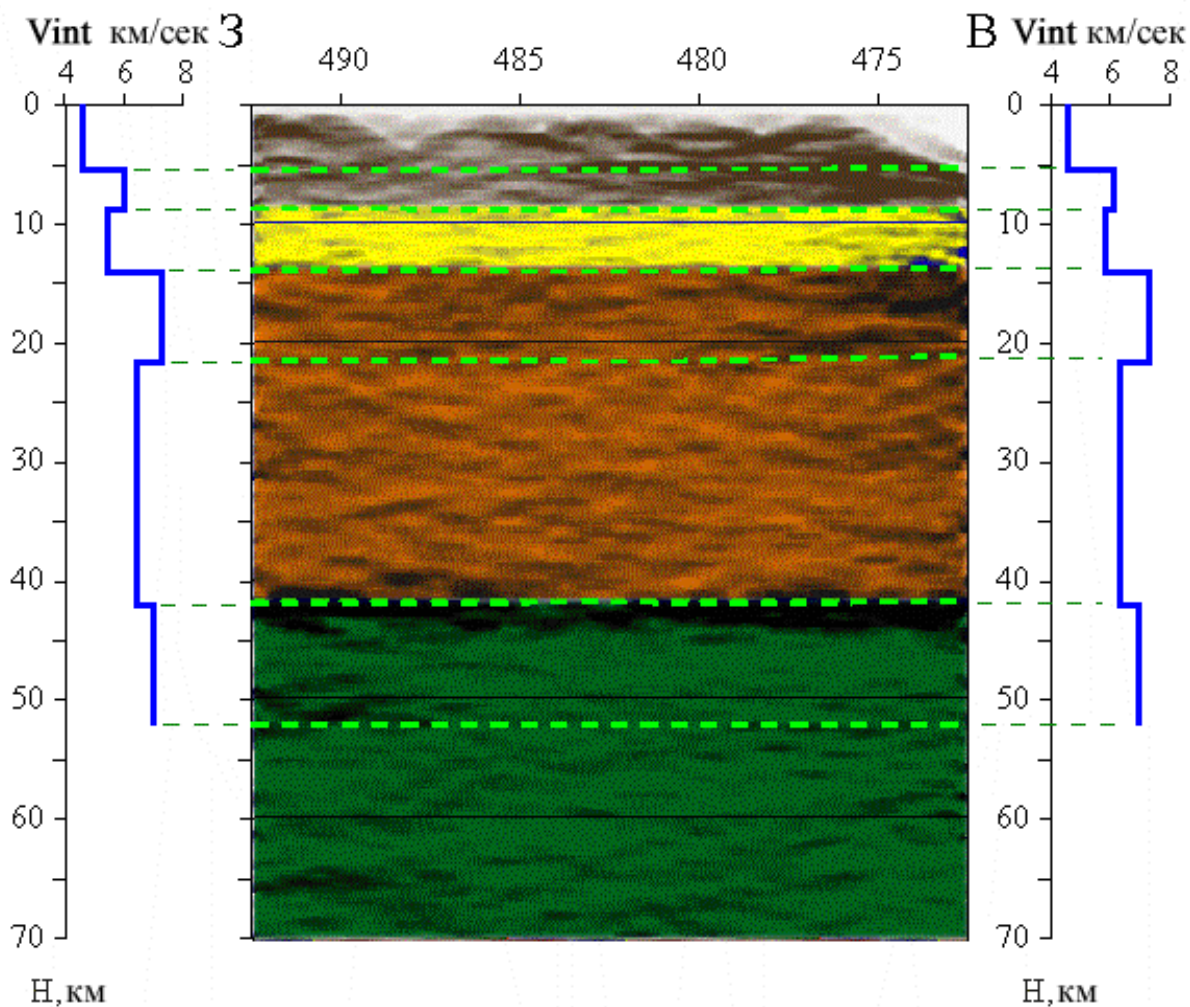


Рис. 39. Разрез земной коры (сейсмоэнергетический) и скоростные модели, полученные по данным ОГТ в зоне Предуральского прогиба вдоль геотраверса Уралсейс [Гильберштейн и др., 2001a,b].

наличием в пределах контрастных областей относительно протяженных интервалов прослеживания осей синфазности отраженных волн. На этих интервалах могут быть получены горизонтальные спектры скоростей ($V_{OГТ}$). На их основе в совокупности со значениями времен отражений определяются оценки глубин отражающих границ и интервальных скоростей V_{int} между ними. Наиболее эффективным средством решения этой задачи в условиях слоистой локально-однородной модели среды является обобщенный способ взаимных точек [Глоговский и др., 1979].

В результате оценки глубинно-скоростной характеристики в пределах западного участка рассматриваемого геотраверса (в зоне Предуральского прогиба) установлена 6-ти слойная модель коры, включающая и верхи мантии [Гильберштейн и др., 2001a,b]. При общей согласованности нарастания с глубиной скорости продольных волн с данными, полученными по ГСЗ [Кашубин и др., 2001; Пучков, Светлакова, 2001], представленная модель отличается наличием двух волноводов. Один из них (со значениями скоростей $V_{int} = 5,7 - 5,9$ км/сек) находится в верхней коре в интервале глубин 8 – 15 км. Другой волновод (со скоростью $V_{int} \sim 6,2$ км/сек) расположен в нижней части коры непосредственно над границей М на глубинах 22 – 40 км. Первый волновод приурочен к верхней "прозрачной" зоне, а второй – к нижней "полупрозрачной". Для первого волновода с учетом других зондов оценки глубинно-скоростной характеристики отмечается определенная согласованность в уменьшении "прозрачности" (увеличении энергии ЭКО) и возрастании значений скорости, вплоть до утраты волноводного качества, например, на интервале ПК 400 – 420 км. Данное обстоятельство свидетельствует о возможной линзовидности волновода. Примечательно, что в том же интервале глубин и также линзовидно выделяются непротяженные области аномальной проводимости [Дьяконова, 1996; Берзин и др., 2001a,b,c].

В целом, установленное распределение интервальных скоростей по глубине в пределах земной коры коррелируется с прочностной моделью, рассчитанной для геотраверса в работе [Михайлов и др., 2001]. В связи с этим допустимо предположение, что субгоризонтальные участки контрастных областей отображают относительно более прочные разделы земной коры.

Выделение и трассирование зон разломов на сейсмических разрезах МОВ-ОГТ осуществляется по набору их модификаций, отличающихся различной степенью генерализации сейсмического облика. При этом используются критерии, известные по изучению осадочного чехла: резкие изменения времен (глубин) регистрации отражений и снижение амплитуд (энергии) последних, коррелирующихся в плоскости разреза и секущих общее простираение осей синфазности.

В целом, было показано, что глубинные разломы создают интенсивные отраженные волны, которые позволяют проследить их на большие глубины и определить их форму. В результате было установлено, что большую роль в разломной тектонике кристаллической коры играют нарушения листрической формы: они почти вертикальны у поверхности, затем их угол уменьшается, и на глубинах 10 – 20 км они образуют пологие границы.

Такое поведение разломов впервые было отмечено в работе [Шаров, Гречишников, 1982] на Украинском щите, а также в известных работах СОСОРР и др. [Klempereger et al., 1987]. Они подтвердили лидирующую роль листрических разломов в тектонической структуре коры разных по возрасту и типу развития регионов.

Было отмечено также, что в области выполаживания разломов формируются субгоризонтальные расслоенные зоны, которые и являются сейсмическими границами группы К1, подстилающими волноводы.

Повышенная расслоенность средней части земной коры отмечалась ранее и по данным детального ГСЗ (непрерывного профилирования). Так, на Русской платформе было показано увеличение числа субгоризонтальных отражающих площадок в интересующем нас интервале глубин 10 – 15 км (рис. 40) [Юров, 1980]. Однако к этим данным всегда было и сохраняется недоверчивое отношение, так как при ГСЗ на больших удалениях от источника вместе с критическими отражениями регистрируется большое число волн другой природы (обменных, преломленных, кратных), и интерпретация штрихового поля ГСЗ не может быть однозначной.

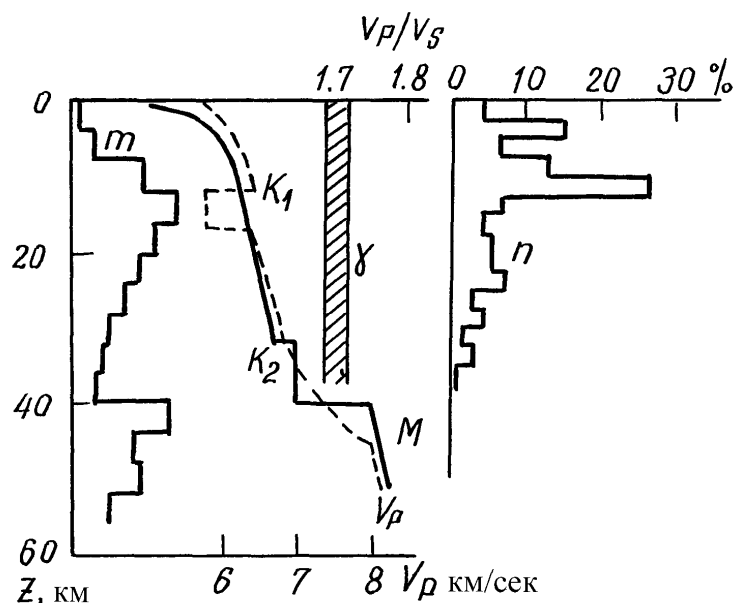


Рис. 40. Сопоставление геофизических характеристик земной коры Восточно-Европейской платформы по числу отражающих площадок m [Юров, 1980], скоростям продольных волн V_p , соотношению скоростей продольных и поперечных волн $\gamma = V_p/V_s$ [Павленкова, 1991] и числу эпицентров землетрясений n [Korhonen, Porkka, 1981].

Совершенно другое отношение выработалось к методу субвертикальных отраженных волн (МОВ, ОГТ). Геологическая реальность этих волн, проверенная большим опытом работ, не вызывает обычно сомнений. Этим методом доказано, что кристаллическая кора неоднородна, что существуют зоны повышенной ее расслоенности (в англоязычной литературе – *reflectivity zones*), которые с определенной закономерностью распределены по глубинам.

Глубинные разломы листрической формы выделяются и по данным электромагнитных исследований. На рис. 25 и 26 приведены такие примеры для Балтийского щита: аномалии повышенной проводимости имеют здесь листрическую форму и выклиниваются к средней или нижней коре.

По мнению некоторых авторов именно по этим зонам верхняя кора проскальзывает по средней или нижней коре, формируя пологие надвиги и покровы [Иванов, 1990]. Расслоенные зоны в средней коре часто называют *детачмент* зонами или зонами срыва.

Закономерная смена структурного плана отражающих горизонтов является важным признаком изменения физического состояния пород на больших глубинах. Это относится не только к протяженным горизонтам, трассирующим глубинные разломы, но и к тонкой расслоенности, характеризующей внутреннюю текстуру вещества.

Глубина распространения и форма разломов качественно характеризуют реологические свойства земной коры. Согласно геомеханическим представлениям [Николаевский, 1978, 1984a,b, 1996], разломы развиваются в жесткой части коры и исчезают в

пластичной. Наблюдаемое регулярное выполаживание разломов на глубинах 10 – 20 км свидетельствует о существовании в данном интервале коры ослабленной зоны. На больших глубинах (нижняя кора) в некоторых регионах снова наблюдаются круто наклоненные отражающие горизонты, которые, возможно, также связаны с разломами. Чаще всего они наблюдаются в толстой коре мощностью более 40 км. Другими словами, внутрикоревая ослабленная зона охватывает лишь среднюю часть коры, глубже жесткость пород снова увеличивается. Более подробно эта точка зрения будет изложена ниже.

Помимо листрических разломов, выполаживающихся в средней коре, существуют и разломы, пересекающие всю кору. Пример такой разломной зоны приведен на рис. 21. На нем показана граница между двумя разновозрастными блоками Балтийского щита. Она сечет волновод и прослеживается до глубины в 30 км. Еще более глубокие разломы оконтуривают такие крупные геоструктуры, как Припятский грабен [Гарецкий, Клушин, 1989] или Урал [Глубинное..., 2001]. Они выполаживаются к границе М, которая так же, как граница К1, характеризуется повышенной расслоенностью. Данный факт дает еще одно основание предполагать наличие волноводов и в низах коры.

4.4. Плотность и магнитная восприимчивость средней коры

Охарактеризовать коровые волноводы напрямую по плотности и магнитной восприимчивости не представляется возможным. Изменение скорости в волноводе незначительно и связано оно, скорее всего, с долями процентного содержания флюидов. Поэтому нет никаких оснований ожидать соответствующего уменьшения плотности. К тому же установить их существование по гравитационному полю очень трудно, так как субгоризонтальные слои, подобные волноводам, не могут создать ощутимые аномалии на фоне горизонтальной неоднородности коры, обусловленной разным составом слагающих верхнюю кору пород. Данное замечание относится и к магнитным аномалиям.

Однако потенциальные поля позволили отметить некоторые особенности структуры земной коры, которые, возможно, связаны с волноводами. Так, расчеты глубин нижних кромок гравитационных и магнитных масс, выполненные по территории разных по возрасту и истории развития геоструктур, дали один и тот же результат. Оказывается, что горизонтальная неоднородность верхней коры по плотности и магнитной восприимчивости исчезает на глубине с характерным интервалом в 10 – 12 км [Булина, 1976], т.е. на глубине корового волновода.

В свое время отмеченная особенность магнитной и плотностной моделей коры послужила одним из оснований разделить кору на верхнюю и среднюю кору. Верхняя кора отличается высокой горизонтальной неоднородностью, создающей поле локальных магнитных и гравитационных аномалий. В то же самое время средняя кора является относительно однородной. Правда, такое деление не связывалось тогда с волноводами и реологическими свойствами пород, а объяснялось тем, что на глубине порядка 10 – 15 км происходит увеличение намагниченности пород [Крутиховская, 1976] и уменьшение их теплогенерации [Гордиенко и др., 1982]. Данный факт объяснялся увеличением регионального метаморфизма пород (на глубине 10 – 15 км), которое и приводит к выравниванию плотности, к общему повышению магнитной восприимчивости и понижению теплогенерации. Сейчас можно предполагать, что граница К1 и является кровлей этого метаморфизованного слоя. Не исключено, что волновод, располагающийся над данной границей и насыщенный флюидами, сыграл определенную роль в процессе метаморфизма пород средней коры.

4.5. Коровые волноводы и землетрясения

В настоящем разделе описывается определенная закономерность в распределении очагов землетрясений в коре, связанная с наличием волноводов. Она укладывается в современные представления о природе волноводов. Некоторые сведения о техногенной сейсмичности и элементы теоретической сейсмологии приводятся в следующей главе. Проблема сейсмичности в данном контексте имеет не самостоятельное значение, а служит целям, поставленным в соответствующих главах.

Выше отмечалось, что в разных по геологической структуре и тектонической активности регионах наблюдается одинаковое соотношение между слоями пониженной скорости в земной коре и характером распределения очагов землетрясений. На Балтийском щите глубина землетрясений не превышает 10 км (рис. 40), хотя он является холодным регионом с низким тепловым потоком. Та же картина наблюдается в Байкальской рифтовой зоне (рис. 37) и во всех регионах альпийской складчатости: очаги землетрясений приурочены к верхней, неоднородной коре и исчезают в инверсионной зоне. Данный факт подтверждает предположение о реологической ослабленности средней коры. Данная ослабленность связана не только с влиянием глубинных температур, но и с наличием волновода.

Таким образом, средняя часть коры на глубине от 10 до 20 км характеризуется рядом специфических свойств:

- наблюдается инверсия сейсмических скоростей P- и S-волн при относительно малом изменении их соотношения;
- инверсия скоростей сочетается с повышенной электропроводностью;
- глубинные разломы верхней части коры выволаживаются к зонам инверсии скоростей, и одновременно происходит смена субвертикальной (блоковой) ее структуры на субгоризонтальную;
- наблюдается повышенная тонкая расслоенность, характеризующаяся резкими перепадами скоростей P- и S-волн в отдельных прослоях;
- число эпицентров землетрясений резко уменьшается.

Перечисленные выше характеристики волноводов позволяют сделать некоторые суждения об их природе.

Глава 5. Природа коровых волноводов

В предыдущих главах было приведено распределение слоев с пониженной скоростью в коре и описаны их свойства. Ниже рассматриваются различные точки зрения на их природу. На начальной стадии исследования реологических свойств коры (особенно, ее нижних слоев) доминировал феноменологический подход. При больших изменениях температур и давлений (соответствующих глубинам средней и нижней коры) трудно формализовать характеристики прочностных и реологических свойств пород с помощью единой модели и достаточно адекватного математического аппарата. Поэтому ранние представления носили сугубо качественный характер. Однако они заложили основу некоторых современных взглядов, которые в большей степени опираются на физический подход и экспериментальные данные.

5.1. Возможные причины понижения сейсмической скорости в средней коре

До недавнего времени температурное влияние считалось главной причиной формирования коровых волноводов. Эта точка зрения наиболее полно представлена в работах Р. Майснера [Meissner, 1986; Meissner, Strehlau, 1982; Cloetingh, Burov, 1996]. Она исходит из термодинамических условий, формирующихся в континентальной коре на глубинах более 10 – 15 км (рис. 41). В тектонически активных регионах и на молодых плитах, где тепловой поток превышает $40 - 60 \text{ мВт/м}^2$, породы переходят на данной глубине от жесткого состояния через крип в состояние, близкое к пластичному. Естественно, что степень их пластичности зависит не только от температурного режима, но и от состава и метаморфизма пород; кислые и менее плотные породы будут обладать большей пластичностью, чем основные и высоко метаморфизованные. Возникают условия для формирования дополнительной неоднородности коры, в частности, для формирования ослабленных слоев над резкими сейсмическими границами.

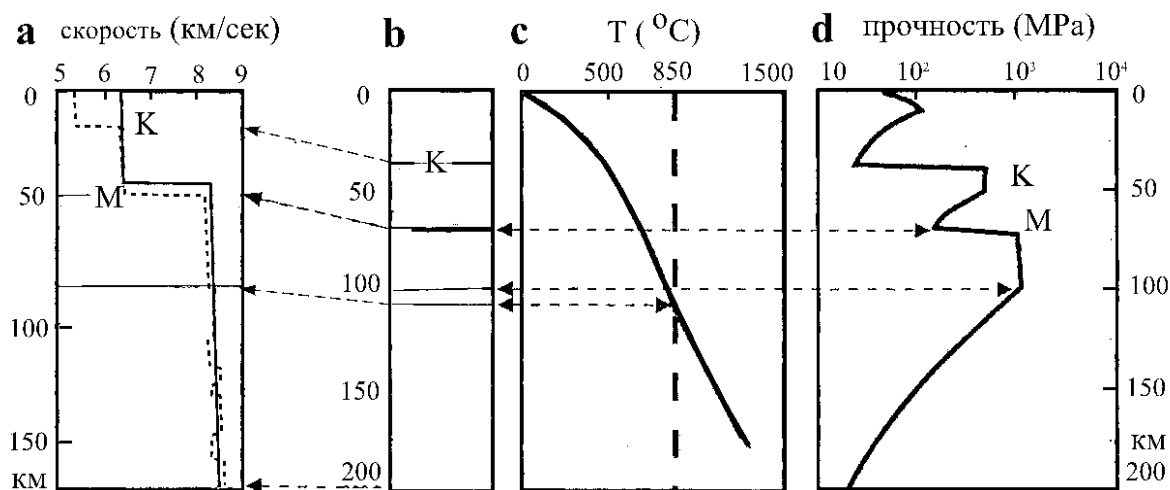


Рис. 41. Сейсмическая и реологическая модели континентальной литосферы при тепловом потоке 50 мВт/м^2 , взятые из работы [Nemeth, Hajnal, 1998]; *a* – скоростная модель континентальной литосферы по данным сейсмологии (сплошная линия) и по данным ГСЗ (пунктир), *b* – модель литосферы, принятая для расчетов (М – граница Мохо, кора разделена на два слоя границей К), *c* – расчетное распределение температуры с глубиной (пунктирная линия, соответствующая 850°C , определяет область возможного сохранения структурной анизотропии), *d* – расчетное распределение обобщенной прочности.

Ослабленные слои, в свою очередь, создают благоприятные условия для проникания в кору мантийных пород. Последние подчеркивают уже сформировавшуюся расслоенность, усложняя ее дополнительной вертикальной и горизонтальной неоднородностью. Таким образом, создаются тонко расслоенные пачки (reflectivity zones) и общая тонкая расслоенность нижней коры.

Такой подход стал общепринятым в западных странах и был исследован с разных точек зрения. Оказалось, что он хорошо согласуется с наблюдаемыми величинами скоростей в коре, тепловым потоком и геодинамическими моделями ее развития. Данное согласие достигнуто, в основном, для коры западноевропейского типа. В Западной Европе, как отмечалось, относительно тонкая кора (20 – 30 км) представлена двумя слоями со скоростью 6,0 – 6,4 км/сек и 6,5 – 6,7 км/сек со средним тепловым потоком 50 – 60 мВт/м². Температурным режимом можно объяснить также слои с пониженными скоростями в коре молодых орогенов (Кавказ, Альпы). Тепловой поток здесь повышенный, и температура в средней коре достигает величин, достаточных для уменьшения сейсмической скорости.

Однако в центральных частях континентов, включая молодые плиты, кора – толстая (40 – 45 км), и тепловой поток составляет, в основном, 30 – 40 мВт/м². Тем не менее, волноводы наблюдаются в этих регионах на той же глубине примерно 10 – 15 км. Объяснить их появление влиянием температуры невозможно. Так, новейшие исследования реологии Балтийского щита [Kukkonen, Peltonen, 1999; Glaznev et al, 1996; Kaikkonen et al, 2000] подтвердили, что глубина переходной зоны от хрупкого к пластичному режиму в архейской коре Карелии около 20 км. Следовательно, потеря прочности, вызванная разогревом земной коры, предполагается на глубине, вдвое большей, чем это следует из данных сейсмоки и геоэлектрики о слое пониженной скорости и повышенной электропроводности на глубине 10 – 15 км.

По-видимому, следует согласиться с тем, что геофизическими исследованиями выявлен "холодный" тип волноводов [Ваньян и др., 1982; Ваньян, Павленкова, 2002]. Его невозможно объяснить влиянием температуры, как в тектонически активных регионах. Действительно, на глубине около 10 км на Балтийском щите температура не превышает 150°С, что может уменьшить градиент скорости по глубине, но не может создать зону инверсии скорости. Поэтому высказывались и другие гипотезы.

Иногда свойства волноводов связывались с различиями в петрологическом составе пород, например, с наличием графитосодержащих пород. Рост же степени метаморфизма пород приводит к увеличению, а не уменьшению сейсмических скоростей. Гипотеза о петрологическом происхождении волноводов в коре наталкивается на ряд серьезных трудностей. Действительно, отдельные участки коры в процессе тектонических движений постоянно поднимаются и опускаются. Ее слои (которые первоначально имели горизонтальное простираие) наклоняются и сминаются в складки, что приводит к перемешиванию вещества коры. Между тем волноводы, как правило, выдерживаются на определенной глубине в горизонтальном положении. Все говорит о том, что они, скорее всего, связаны с состоянием вещества, а не с его составом.

5.2. Природа повышенной электропроводности в земной коре

Определение природы выявленных в земной коре слоев с повышенной электропроводностью является трудной задачей, что обусловлено многими факторами. Во-первых, как уже отмечалось выше, при МТЗ с естественными источниками невозможно определить раздельно величину проводимости и мощность проводящего слоя. Возникает некоторая неопределенность: имеем ли мы дело с тонкими высоко проводящими слоями или с достаточно толстыми слоями средней проводимости. Так, при решении

одномерной задачи зоны с удельным сопротивлением в коре 300 Ом·м и мощностью в 20 км фактически могут быть толщиной всего в 2 км с удельным сопротивлением 30 Ом·м (рис. 16).

Ясно, что ни одна из разновидностей сухих кристаллических пород, слагающих земную кору, не может создать такие слои. Как видно из рис. 15, кристаллические породы характеризуются средним удельным сопротивлением в 10^4 Ом·м. При увеличении давления и температуры до уровня 400°C эта величина уменьшается до 10^2 в кислых породах и до 10^3 в основных породах при $T = 800^\circ\text{C}$. Обобщение же данных по проводимости коры в разных регионах показывает, что величина удельного сопротивления выше нескольких тысяч Ом·м является скорее исключением, чем правилом. Типичными же величинами являются сотни Ом·м. Обычно принимается, что нормальное удельное сопротивление средней и нижней коры порядка $10^2 - 10^3$ Ом·м.

В геофизической литературе часто обсуждается вопрос о том, что же является причиной более высокой проводимости в средней и нижней коре. Эту аномалию обычно объясняют четырьмя основными факторами [Jones, 1992]: 1) наличием флюидов (рассолов), 2) карбоновыми пленками в межзерновом пространстве, 3) высокопроводящими минералами и 4) частичным плавлением.

5.2.1. Высокопроводящие минералы

В 70-ые годы было принято связывать высокую электропроводность с серпентинизированными породами, поскольку по данным лабораторных измерений эти породы обладают высокой проводимостью. Позже было показано, что в условиях средней коры амфиболовые гнейсы, содержащие структурную воду, имеют такую же проводимость, как и граниты. Правда, ориентироваться на лабораторные данные в данном случае очень сложно, потому что невозможно восстановить условия нижней коры, в частности, проходящие в ней реакции, а также фактор времени. Измерения, проведенные в течение разных отрезков времени, давали величины проводимости на несколько порядков отличающиеся: при увеличении времени обычно увеличивается и электропроводность серпентинитов.

Другой возможной причиной повышенной электропроводности средней и нижней коры могут быть графиты, тоже обладающие высокой электропроводностью. Графитовые пленки на кристаллах пород могут увеличить их электропроводность на порядок (рис. 15).

Такие пленки действительно были обнаружены в породах, и они вполне могут быть причиной высокой проводимости земной коры. Эта природа проводимости выглядит убедительно и используется многими исследователями, но возникает естественный вопрос, могут ли насыщенные графитом породы образовывать региональные слои в земной коре. Ответ зависит от того, возможно ли формирование в коре таких пленок в большом масштабе и какова их сохранность в течение длительного времени.

Возможность образования графитовых пленок зависит от глубины и температурного режима региона. На глубинах, где температура выше температуры кристаллизации породы, CO_2 исключается из этого процесса. Следовательно, породы, кристаллизующиеся на малых глубинах, не могут быть насыщены графитом.

Лабораторными исследованиями показано также, что проводимость породы зависит от размеров зерен. Мелко зернистые породы (менее 1 см) имеют удельное сопротивление менее 100 Ом·м, в то время как крупно зернистые породы (более 10 см) характеризуются удельным сопротивлением более 1000 Ом·м. В пластичной нижней коре можно ожидать крупно зернистую структуру среды. Объяснение ее высокой проводимости за счет графита выглядит мало обоснованным.

Исследования пород, содержащих графит, показали также, что их проводимость резко меняется при изменении РТ условий, и вряд ли они могут образовывать стабильные зоны высокой проводимости в течение длительного геологического времени.

Кроме того, установлено, что графит не обладает достаточной подвижностью, чтобы распространиться в процессе диффузии на большие расстояния от первоначального источника, и для объяснения возможной насыщенности графитом пород всей нижней коры нужно предположить предварительную пропитку ее флюидами, насыщенными CO_2 или CO .

Таким образом, графит может объяснить высокую электропроводность отдельных блоков коры, и, следовательно, МТЗ является наиболее эффективным методом разведки месторождений графита. Но сформировать протяженные на многие сотни километров слои в средней и нижней коре они вряд ли могут.

5.2.2. Частичное плавление

О возможности частичного плавления в нижней коре можно говорить лишь в случае тектонически активных регионов. Эта возможность определяется двумя основными факторами: температурным режимом и наличием в среде свободных флюидов. На рис. 42 оконтурены области возможного солидуса для пород габброидной группы в зависимости от температуры и от наличия или отсутствия в них флюидов. В первом случае частичное плавление в нижней коре возможно в тектонически активных регионах, где температура на глубине 20 – 30 км достигает 1200°C . Эти участки обычно занимают локальные области и хорошо объясняют магматические очаги в коре. Связывать их с протяженными слоями повышенной электропроводности, выявленными в нижней и средней коре платформенных регионов, невозможно.

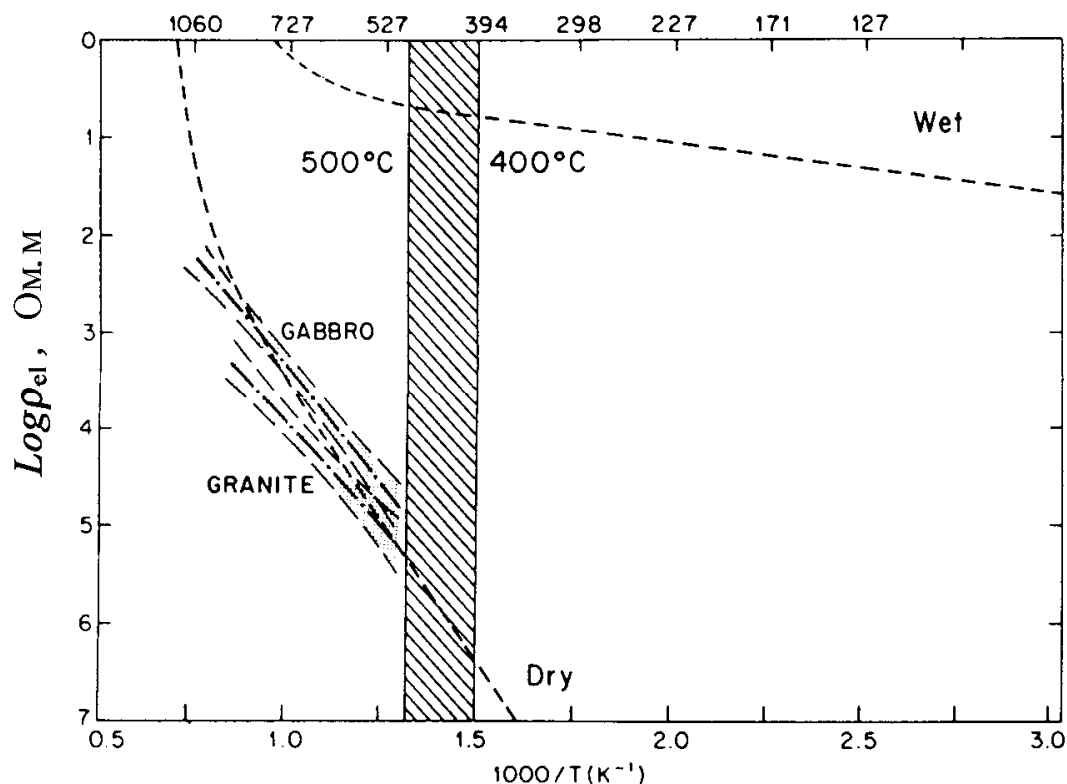


Рис. 42. Зависимость электрической проводимости от температуры для сухих и насыщенных раствором гранита и габбро. Заштрихована область температур, типичных для нижней коры ($400 - 500^\circ\text{C}$) [Shankland, Ander, 1983].

По-другому выглядят условия частичного плавления при наличии в коре свободных флюидов. Как видно из рис. 42, температура солидуса достигается на глубине 20 – 30 км уже при температуре 700°C. Такие условия можно ожидать в нижней коре в областях с тепловым потоком порядка 40 – 50 мВ/м². Они могут представлять достаточно обширные регионы. Тем не менее, они все-таки не охватывают древние платформы, где слои с повышенной электропроводностью наблюдаются не только в нижней, но и в средней коре.

Таким образом, напрашивается следующий вывод. Поскольку участки возможного частичного плавления занимают обычно локальные области, то связывать их с протяженными слоями повышенной электропроводности в нижней и средней коре достаточно трудно.

5.2.3. Свободные флюиды

Иначе оценивается влияние свободных флюидов на формирование в коре слоев повышенной электропроводности. Из рис. 15 видно, что присутствие в породе мизерных объемов воды увеличивает ее электропроводность на 5 порядков. Однако и в этом случае возникает много вопросов. Прежде всего, существуют ли вообще флюиды в коре. Если да, то каков их характер и какова их реальная электропроводность. Не менее важный вопрос заключается в том, могут ли они сохраняться в низах коры в течение длительного времени, перемещаются ли они и с какой скоростью.

Сама возможность существования флюидов в коре оценивается разными исследователями по-разному [Jones, 1992]. Практически установлено наличие в коре флюидов в тектонически активных регионах, особенно, в зонах субдукции. Их присутствие объясняется тем, что на глубине порядка 40 км в результате низко температурных реакций метаморфизма из погружившихся коровых пород выделяется большое количество воды.

Такое же происхождение могут иметь флюиды и в других регионах с повышенным тепловым потоком. В работе [Ваньян, 1996] эта проблема рассмотрена для региона Памира и Тянь-Шаня. Тепловой поток здесь повышен, и температура на подошве коры достигает 600 – 800°C. В период активизации температура здесь могла быть выше на 200 – 300°C. Многочисленными лабораторными исследованиями показано, что повышение температуры приводит к высвобождению химически связанной воды. Объем ее может достигать 1 – 2% от общего объема вещества. Такое количество воды вполне может объяснить высокую электропроводность нижней коры.

Однако приведенные соображения относятся к тектонически активным регионам. Возникает вопрос, могут ли флюиды насыщать протяженные слои в средней и нижней коре стабильных регионов, в которых температура коры не превышает 400°C и никакой субдукции не предполагается.

Мнения петрологов и геохимиков по данному вопросу противоречивы. Некоторые из них возражают против присутствия воды в нижней коре. Их возражения основаны, во-первых, на том, что ксенолиты из нижней коры не содержат свободной воды. Во-вторых, подчеркивается, что нижняя кора состоит, в основном, из пород гранулитовой фации метаморфизма, а указанные породы стабильны в присутствии флюидов лишь при высоких температурах (700 – 800°C). Температура же в кровле проводящих слоев в земной коре, как отмечалось, не превышает 400°C. Вода, пропитывающая гранулиты при такой низкой температуре, приводит к восстановлению гранулитовых пород. Соответствующие изменения были бы замечены в породах, вынесенных из нижней коры на поверхность. Однако некоторые ученые отмечают, что растворы, проникшие в кору ниже уровня перехода по-

род в пластичное состояние, не несут им существенных изменений. Возможно, этим и объясняется отсутствие указанных изменений в породах нижней коры.

По данным геохимиков в нижней коре должны присутствовать флюиды для того, чтобы обеспечить процессы метаморфизма, которые там наблюдаются. Изучение этих процессов позволило предположить и преобладающий состав флюидов на разных уровнях в коре [Jones, 1992]. Так изучение влияния флюидов на метаморфизм пород в системе С-О-Н дало основание предположить формирование в земной коре следующей зональности: насыщенная метаном верхняя кора, наличие H_2O – в средней коре и CO_2 – в нижней. Предполагается, что CO_2 поступает из мантии вместе с расплавами. H_2O перемещается на более высокие уровни из нижней коры, поскольку при температуре выше $650^\circ C$ насыщенные водой силикатные расплавы выносятся вверх. Насыщенные CO_2 расплавы проходят стадию кристаллизации при более высокой температуре (в нижней коре).

Данные о высокой электропроводности средней и нижней коры, несомненно, свидетельствуют в пользу присутствия в них свободных флюидов. Но при этом проблемы полностью не снимаются. Для объяснения высокой проводимости нижней коры необходимо предположить значительную пористость коры и содержание в ней высоко проводящих растворов. На первый план выходят проблемы существования пористости на больших глубинах и ее сохранности в течение длительного времени, а также возможной сохранности самих флюидов.

5.3. Геомеханические концепции возникновения разломов и волноводов

В предыдущих разделах было показано, что наиболее вероятной причиной существования слоев в коре и мантии с ослабленными механическими свойствами является их двухфазное состояние. Среда этих слоев является трещиноватой или пористой, насыщенной флюидом. Флюидом могут быть минерализованная вода или расплав. Возможны и *летучие*, т.е. газообразная форма флюида в коре и мантии. Именно добавление небольшого количества флюидов существенно меняет сейсмоакустические и электрические свойства пород, по которым мы судим о существовании волноводов.

Ограниченные возможности для прямого, инструментального изучения микроструктуры, состояния и динамики глубоких слоев земной оболочки повышают роль теоретических исследований. В следующих главах будет проведен анализ основ механики пористых деформируемых сред при физических условиях коры с целью математического моделирования флюидных процессов в ней. Данный раздел носит концептуальный характер. Он как бы предваряет более глубокие исследования на уровне геомеханики.

В ранних публикациях возникновение ослабленных зон в коре (и в более глубоких слоях литосферы) связывалось со снижением прочности пород [Ranalli, Murphy, 1987; Лобковский, 1988]. Понятие прочности массивов коры нуждается в некотором уточнении. Обычно в него вкладывают общепринятый в механике смысл как предел нагружения упруго-хрупкого или пластического тела. Однако определенная таким образом прочность зависит от времени, режима нагружения, а также масштаба объекта даже в небольших интервалах глубин. Другими словами, она не является паспортной характеристикой вещества. Кроме того, с глубиной меняются режим деформаций и характер разрушения. Соответственно, размывается смысл самого понятия.

По указанной причине термину *прочность* дается более широкое толкование. В частности, в условиях нелинейно-вязкого течения вводится понятие криповой прочности, соответствующей уровню девиаторных напряжений при определенной величине скорости деформаций. Вводится также т.н. *обобщенная прочность*, включающая в себя все перечисленные аспекты. Она характеризует степень податливости вещества и склонность его к разрушению в реальных условиях при соответствующих глубинах и давлениях. График

обобщенной прочности представлен на рис. 41d до глубин 200 км. Совершенно очевидно, что говорить о прочности в обычном смысле на таких глубинах не имеет смысла.

Однако понятие обобщенной прочности, а также другие геофизические понятия, связанные со стратификацией коры по механическим свойствам, являются общими и нечеткими. В этой связи была предложена также несколько другая точка зрения, развиваемая с конца 70-х годов В.Н. Николаевским [Николаевский, 1978, 1981, 1984a,b, 1996; Николаевский, Шаров, 1985; Nikolaevskii, 1990], а затем продолженная в работах А.В. Каракина [Каракин, Камбарова, 1997; Каракин, 1990a, 2001]. Суть ее сводится к некоторой интерпретации известных механических экспериментов по разрушению и деформированию горных пород и созданию на ее основе геомеханических моделей.

На рис. 43 схематически показана структура листрических разломов, которая была подтверждена сейсмическими методами в работах В.И. Шарова [1987]. Именно форма и глубина выполаживания листрических разломов явились толчком к исследованию режима разрушения в коре с помощью геомеханических экспериментов. Следуя В.Н. Николаевскому, можно предложить некоторую геомеханическую концепцию, которая объясняет результаты этих экспериментов и наблюдаемую структуру коры. На рис. 44 в виде графиков и схем представлена классификация режимов достижения прочности и последующего разрушения в коре в зависимости от глубины. В верхней части рисунка приведены графики изменения предела прочности, предела упругости и начала дилатансии в зависимости от давления. Последняя кривая представляет собой предельное значение сдвигового напряжения, при котором начинается дилатансионное расширение упругой среды в результате образования трещин. В нижней части рисунка на графиках и схемах соответствующих экспериментов показан характер разрушения в зависимости от давления и температуры в континентальной коре на различных глубинах.

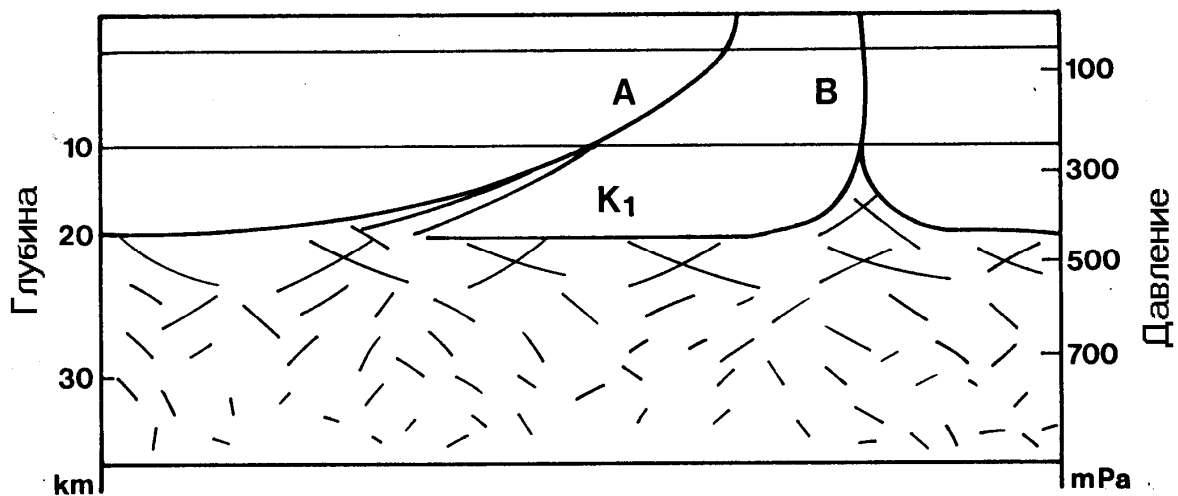


Рис. 43. Схематическое изображение нарушений в земной коре согласно концепции В.Н. Николаевского [1984a,b]. Кривая А соответствует листрическому разлому.

Оказывается, что с глубиной меняется лишь режим разрушения, а сам факт разрушения прослеживается достаточно глубоко, возможно, вплоть до низов коры. При малом боковом сжатии появляются трещины, параллельные сжимающему напряжению. Поэтому в верхних этажах коры поверхности разрушения имеют вид субвертикальных трещин и магистральных разрывов. Затем по мере заглубления появляется система наклонных трещин. Они обусловлены тем, что при большем обжатии образца в эксперименте появляются наклонные трещины. При еще большей глубине (когда сила кулоновского трения достигает предела прочности) возникает ситуация неустойчивого

разрушения (т.н. "stick-slip"), обусловленная разрушением материала вдоль бортов трещины.

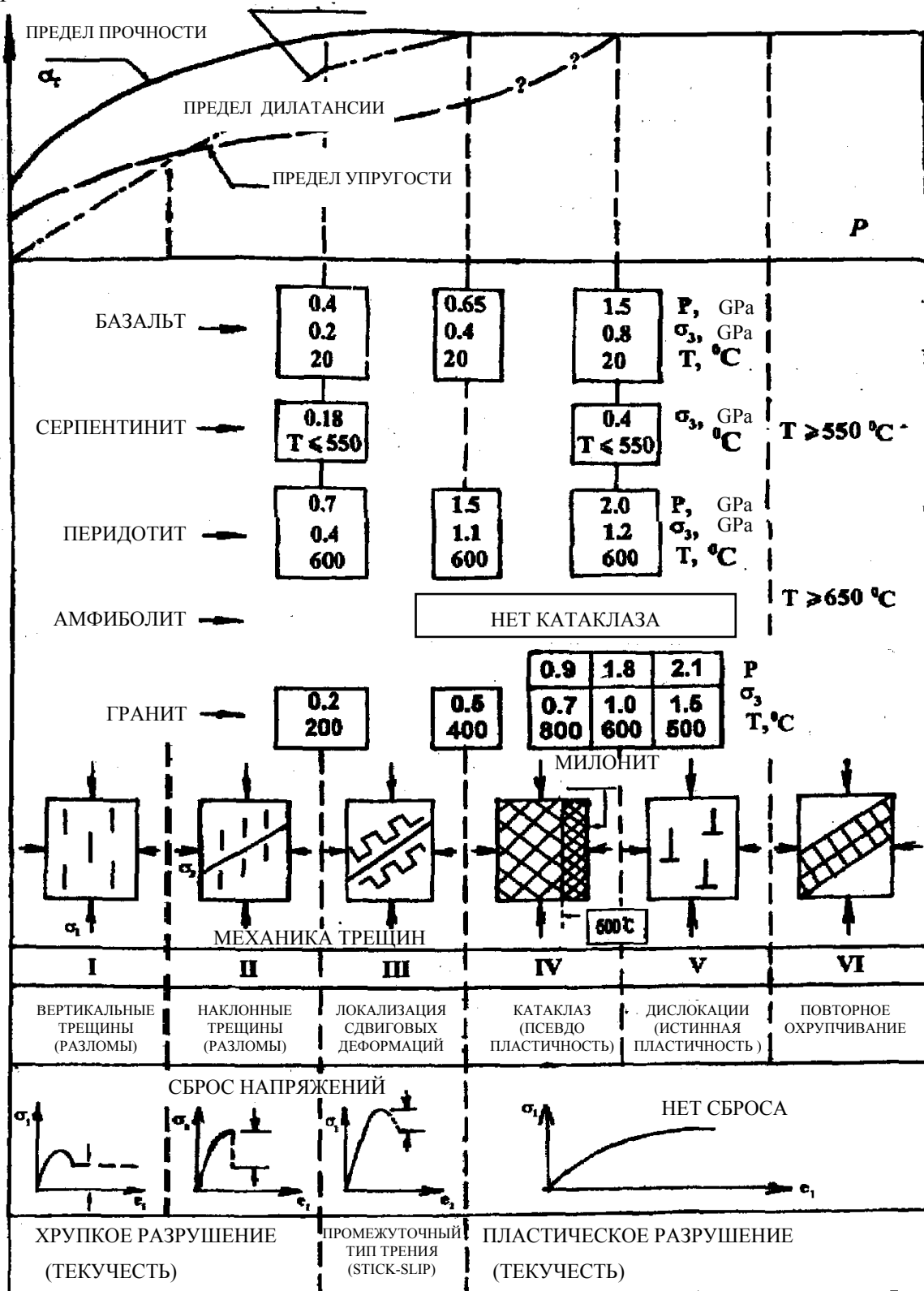


Рис. 44. Обобщенное описание хрупко-пластического разрушения геоматериалов при термодинамических условиях, соответствующих континентальной коре по В.Н. Николаевскому [1996]. Верхняя часть рисунка представляет собой кривую нагружения при малом давлении. В средней части рисунка показано изменение наклона трещины

по отношению к главным осям тензора напряжений. Нижняя часть рисунка соответствует моменту возникновения явления прерывистого скольжения в зоне волновода.

Явление прерывистого скольжения ("stick-slip") связано с наличием падающего участка на кривой характеристики скольжения. Падающий участок в законе трения обычно всегда приводит к возникновению различного рода неустойчивостей типа автоколебаний. Эти неустойчивости делают невозможным движение по узким зонам локализации деформаций и приводят в конечном итоге к появлению в определенном интервале глубин зон сплошной трещиноватости. Именно эти зоны и отождествляются с волноводами в верхней коре.

Хорошо согласуется с данной концепцией и форма листрических разломов. Изменение наклона листрических разломов связано с изменением наклона трещин при увеличении всестороннего сжатия. Расширение листрических разломов можно объяснить явлением прерывистого скольжения, которое не позволяет материалу деформироваться по узким зонам. Коровые волноводы в данной концепции отождествляются с участком неустойчивого разрушения, который начинается на верхней границе волновода и заканчивается на его нижней границе. Для условий древних платформ и, в основном, для кислого состава коры указанный интервал глубин оценивается в 10 – 15 км [Николаевский, 1981], что совпадает с глубиной сейсмических волноводов.

Проблема волноводов является частным случаем более общей проблемы стратификации коры по различным физическим и механическим свойствам. В геологической литературе указанное расслоение иногда связывают с теми или иными геологическими представлениями. К ним относятся концепция тектонической расслоенности [Пейве, 1981], а также идеи двухъярусной тектоники плит [Лобковский, 1988]. Согласно последней верхняя (более прочная) часть коры может скользить по ее нижней, ослабленной части. Двухъярусная тектоника плит позволяет объяснить наличие наблюдаемых микроблоков коры размером примерно $100 \times 100 \text{ км}^2$. Ослабление отдельных слоев коры связывается с изменением ее реологических свойств. Близкую точку зрения, но с несколько других позиций развивает С.Н. Иванов [1990]. По его мнению поровое давление в основании верхней коры существенно выше гидростатического, что приводит к понижению эффективного давления и уменьшению прочности горных пород. Ослабленные слои могут быть причиной горизонтальных подвижек верхней части коры относительно нижней.

Все эти представления, в целом, не противоречат идее В.Н. Николаевского и затрагивают лишь ее отдельные частные аспекты. Следует отметить, что в отличие от чисто геологических рассуждений, концепция В.Н. Николаевского основана на лабораторных экспериментах и включает в себя понятные физические объяснения. Она позволяет на эвристическом уровне сделать некоторые выводы о структуре коры (особенно, в ее верхней части) и о форме листрических разломов.

Тем не менее, эта концепция носит качественный характер и не подкрепляется строгими доказательствами, вытекающими из законов механики. Кроме того, она не затрагивает проблемы динамики структур разрушения. Поэтому весьма актуальным является развитие этих идей и исследование их с помощью геомеханических моделей. Такая модель (учитывающая, в частности, и динамику в зонах разрушения) была предложена как развитие точки зрения В.Н. Николаевского [Каракин, Камбарова, 1997; Каракин, 1990а, 2001]. Разрушение в листрических разломах и волноводах сопровождается дилатансионными эффектами. Оно может явиться причиной разуплотнения среды, увеличения ее пористости, а также соответствующего уменьшения скорости сейсмических волн и сопротивления электрическому току. В указанной модели были исследованы периодические процессы уплотнения и разуплотнения трещиноватых зон волноводов.

5.4. Коровый волновод по данным Кольской сверхглубокой скважины

Концепция В.Н. Николаевского была подтверждена результатами исследований сверхглубоких скважин. В районе Кольской скважины коровый волновод был выделен на глубине около 10 км по профилю "Кварц". Этот профиль начинается непосредственно от Кольской сверхглубокой скважины и пересекает архейский блок Балтийского щита. Данные о волноводе получены в непосредственной близости от скважины. Однако система наблюдений в районе самой скважины не была достаточно плотной для надежной привязки полученного разреза к самой скважине.

Первоначально на профиле были выделены два слоя с пониженной скоростью: в верхней коре на глубине около 10 км и в низах коры на глубине около 40 км. Однако надежность выделения этих слоев вызвала определенные сомнения, так как при обработке сейсмических записей применялась скоростная фильтрация [Егоркин, 1999a,b]. При шаге между приемниками в 10 км в результате такой фильтрации есть опасность получить ложные оси синфазности и, соответственно, выделить ложные слои. Для того, чтобы убедиться в достоверности коровых волноводов, была проведена вторичная обработка первичных материалов по этому профилю без применения скоростной фильтрации.

В результате оказалось, что волновод на глубине 10 км не вызывает сомнения. На рис. 12 приведен пример наиболее четких записей (с характерной для инверсии скоростей "зоной тени") Р-волн, полученных на профиле "Кварц" недалеко от скважины. Но, тем не менее, нет достаточных оснований для того, чтобы сделать вывод о существовании слоя с пониженной скоростью в низах коры.

Как отмечалось выше, определить параметры волновода даже на такой небольшой глубине, как 10 км, оказалось непростой задачей. Возможно множество решений (рис. 13). Если в первых вступлениях намечается небольшой разрыв во времени со смещением волны К1 относительно Рg примерно на 0,2 сек, то волновую картину можно объяснить наличием в коре слоя с пониженной скоростью (волновода) или слоя с постоянной скоростью (безградиентного слоя). Мы остановились на модели с инверсией скорости, так как с динамической точки зрения для объяснения значительной интенсивности отраженной волны К1 необходимо иметь резкий перепад скорости на подошве рассматриваемого слоя. Такой перепад существует только в модели с волноводом.

При выборе оптимального решения по скоростной модели волновода мы исходили из данных сверхглубокого бурения (рис. 45). Из возможных величин глубины до волновода (6 – 9 км) мы остановились на глубине в 7 км. Именно здесь по данным бурения происходит выполаживание Печенгской серии высокоскоростных пород, и они замещаются породами гранитного ряда (рис. 46). Скорость внутри волновода выбрана переменной – от 6,1 до 6,2 км/сек, что также соответствует данным Кольской скважины. Остальные параметры волновода и подстилающего его слоя были определены независимо в процессе двумерного математического моделирования.

В районе скважины были проведены и другие виды сейсмических исследований. К ним относятся детальные работы ГСЗ, проведенные еще до бурения скважины [Литвиненко и др., 1981], работы ОГТ, проведенные в кооперации с американскими специалистами [Ganchin et al., 1998], и, наконец, геолого-геофизические работы в самой скважине. Они позволили всесторонне охарактеризовать интервал глубин 7 – 12 км, в котором выделен волновод.

Первоначальная интерпретация данных ГСЗ, когда отражающий горизонт на глубине 7 км был принят за поверхность так называемого "базальтового" слоя, была ошибочна. Причина данной ошибки широко обсуждалась в 80-ые годы. Было показано

[Павленкова, 1989], что завышенные скорости были определены по последующим

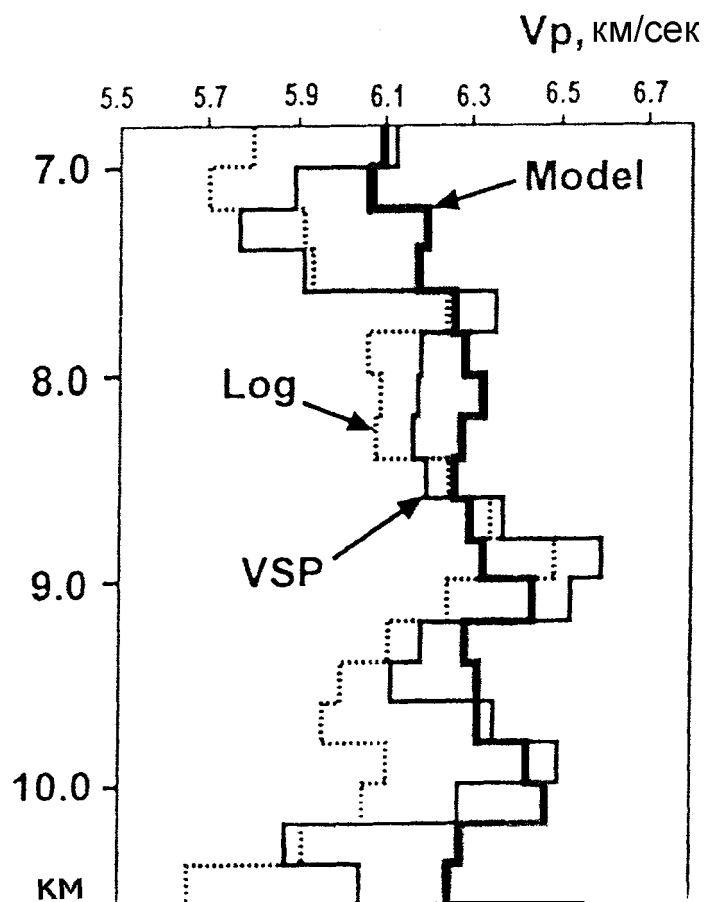


Рис. 45. Скорости сейсмических волн в породах, вскрытых Кольской сверхглубокой скважиной, по данным: Log – сейсмокаротажа, VSP – вертикального сейсмического профилирования, Model – рассчитанные для неразрушенных пород по их химическому составу [Ganchin et al., 1998].

вступлениям, которые в те годы интерпретировались как преломленные. Предполагалось, что это могут быть и закритические отражения, кажущиеся скорости которых в критических точках равны скорости преломленной волны от этой же границы. Фактически при ГСЗ регистрируются докритические отражения, кажущиеся скорости которых выше, чем у преломленной волны. Эти высокие кажущиеся скорости (до 6,4 км/сек) и были приняты за реальные пластовые скорости, типичные для основных пород. Такие величины скорости не подтвердились, однако, реальность отражающей границы K1 (вернее, расслоенной пачки) на глубине 7 – 8 км неопровержима (рис. 46).

В результате бурения были получены дополнительные характеристики указанной пачки. Оказалось, что на этой глубине наблюдаются увеличение диаметра скважины (т.е. ослабление пород), увеличение пористости и притока свободной воды. Данный факт был самым неожиданным результатом бурения. Другими словами, была вскрыта явно аномальная по физическим свойствам зона [Козловский (ред.), 1984; Минц и др., 1987].

По ряду признаков была затронута лишь кровля аномальной средней коры. Еще глубже наблюдается дальнейшее увеличение притока воды, степени разрушенности пород и их микрорасслоенности [Кременецкий и др., 1987]. Каких-либо существенных изменений в составе пород при этом не отмечено.

По результатам исследований Кольской скважины были получены прямые данные о флюидном режиме в верхах коры, и, в частности, – о влиянии свободной воды на сейсмические скорости. На глубине 4,5 км наблюдается четко выраженная зона инверсии скорости Р-волн. Однако никакого изменения пород по составу или степени метаморфизма здесь не отмечено. Единственным петрохимическим параметром, который коррелирует с этой зоной, является процентное содержание воды в минералах, резко уменьшающееся на глубине 4,5 км [Козловский, 1984]. Возможно следующее объяснение данной корреляции. При увеличении глубины и давления происходит выделение воды в свободное состояние. Последняя нуждается в пространстве, в результате чего создаются дополнительные микротрещины, вследствие чего происходит уменьшение сейсмических скоростей.

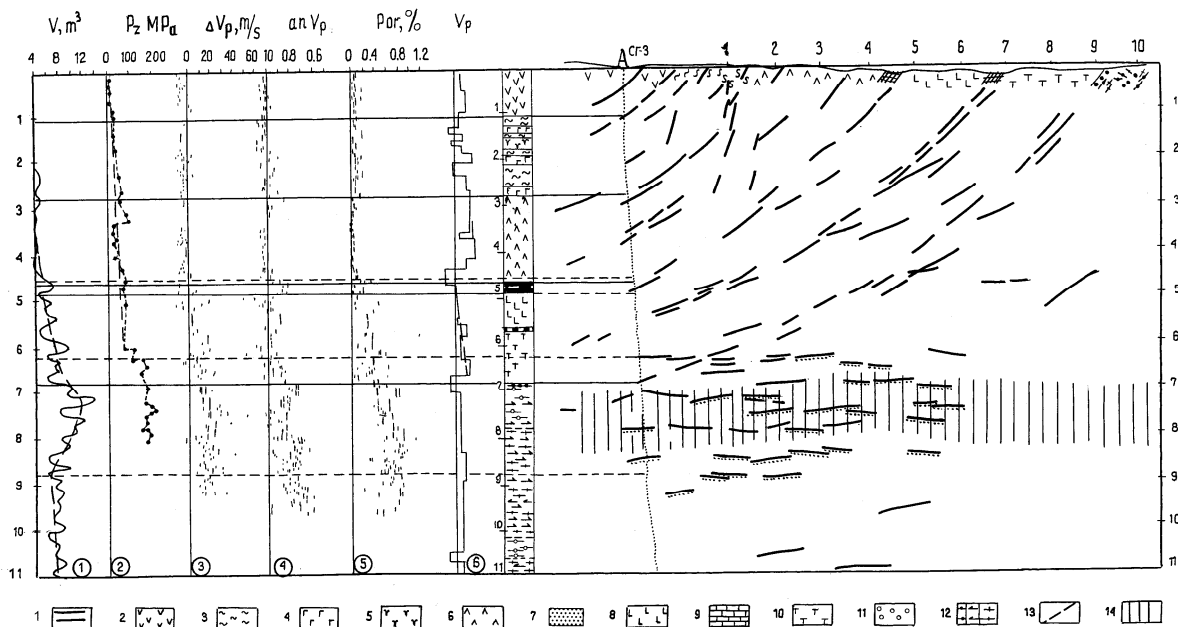


Рис. 46. Данные каротажа, исследования керна и сейсмический разрез по Кольской сверхглубокой скважине. Составлено по работам [Козловский (ред.), 1984; Кремнецкий и др., 1987; Павленкова, 1989]: 1 – мигматизированные и гранитизированные биотит-плагиоклазовые гнейсы, 2 – авгитовые диабазы, 3 – туфы с прослойками, 4 – габбро-диабазы, 5 – верлиты, 6 – актинолитизированные диабазы, 7 – ритмичнослоистые песчаники с подчиненными алевролитами и филлитами, 8 – метадиабазы, 9 – доломиты, полимикритовые песчаники, 10 – диабазовые порфириды и сланцы по ним, 11 – биотит-плагиоклазовые гнейсы, 12 – магнетит-амфиболовые сланцы, 13 – тектонические нарушения, 14 – кровля волновода. Цифрами в кружочках обозначены: 1 – диаметр скважины D в см, 2 – вертикальная компонента тензора напряжений σ_{zz} , 3 – изменение скорости ΔV_p , 4 – анизотропия скорости, 5 – пористость f , 6 – скорость Р-волн V_p .

Работы ОГТ в районе сверхглубоких скважин и в других регионах щита показали, что выполаживание наклонных структур (в том числе, и разломных зон) к коровым волноводам на глубине 7 – 10 км не является случайностью. Оно представляет собой закономерную картину существования для большей части разломных зон.

Таким образом, объяснение существования слоев пониженной скорости повышенной разрушенностью пород и повышенным содержанием флюидов нашло под-

тверждение в данных глубокого бурения. Неожиданным результатом, как отмечалось, было также увеличение с глубиной пористости и притока свободной воды. Как видно из рис. 46, именно на глубине 7 – 8 км, где по детальным работам ГСЗ выделялась зона с большим числом субгоризонтальных площадок, наблюдается увеличение объема скважины, т.е. ослабление пород и увеличение пористости.

О том, что именно с увеличением пористости и притока воды связаны локальные зоны инверсии скоростей в интервале глубин 7 – 9 км, свидетельствуют и данные вертикального сейсмического профилирования (ВСП). Наблюдаемое здесь различие между скоростями, рассчитанными для данного состава пород и измеренными в результате вертикального сейсмического профилирования, объясняется разрушенностью пород и повышением содержания флюидов.

На рис. 45 приведено сопоставление скоростей сейсмических волн (определенных по данным ВСП) в породах Кольской сверхглубокой скважины в их естественном залегании на большой глубине и скоростей, рассчитанных по их химическому составу с учетом соответствующих РТ условий. Рассчитанные скорости существенно выше наблюдаемых. Следовательно, в данном диапазоне глубин породы имеют повышенную пористость, и они насыщены флюидами.

О возможной роли воды в формировании сейсмической неоднородности земной коры говорят лабораторные [Fyfe, 1985] и теоретические оценки характера ее распределения с глубиной [Gavrilenko, 1987]. На рис. 47 представлен расчетный сейсмический разрез, полученный для условий просачивания воды через верхнюю кору. Он сопоставлен с наблюдаемой картиной на примере Украинского щита (рис. 48). Сходство их настолько разительно, что флюидная природа reflectivity zones представляется реальностью.

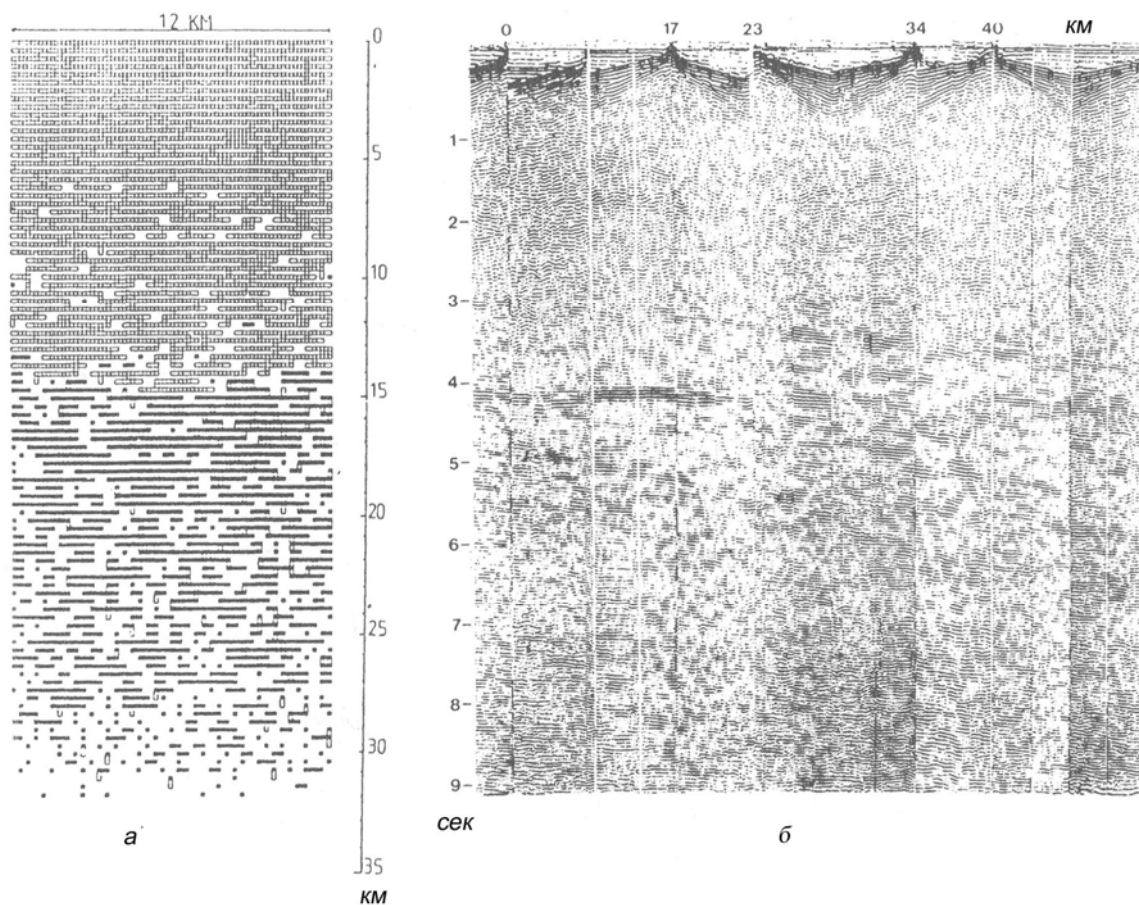


Рис. 47. *a* – теоретическая модель земной коры, рассчитанная для условий просачивания глубинных флюидов к дневной поверхности [Gavrilenko, 1987], *б* – временной разрез земной коры по данным МОВ для Украинского щита, характеризующий увеличение числа отражающих границ на времени 3 – 6 сек в области волновода [Шаров, 1987].

Влиянием флюидов можно объяснить и изменение коэффициента Пуассона в отдельных слоях reflectivity zones. По данным лабораторных исследований [Kern, 1982] установлено, что небольшое содержание свободной воды в породах приводит к изменению скоростей Р-волн, но S-скорости мало реагируют на их содержание. Именно такое соотношение между скоростями Р- и S-волн наблюдается в зонах повышенной "reflectivity" [Lushen et al., 1989].

В заключение все изложенное выше о структуре и динамике земной коры сведено на рис. 48 в виде обобщенной сейсмической модели.

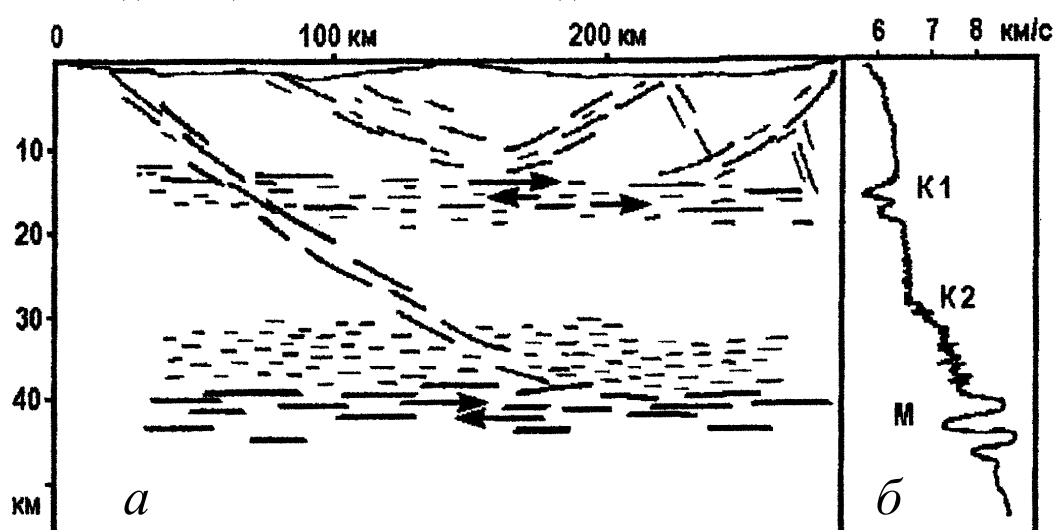


Рис. 48. Обобщенная модель земной коры платформенных регионов: *a* – структурная схема листрических разломов, выполаживающихся к расслоенным зонам волновода на глубине 10 – 20 км и к границе М, *б* – скоростная модель коры с зоной пониженных скоростей на глубине порядка 15 км и со слоистой структурой неоднородности в подошве коры на границе М. Стрелками показаны зоны возможных относительных горизонтальных смещений отдельных блоков [Павленкова, 2003].

Глава 6. Волноводы в верхней мантии

Изучение волноводов в верхней мантии обычно сводится к выделению астеносферного слоя, поскольку модель жесткой литосферы, залегающей на глобальном ослабленном слое (астеносфере), является основной для многих геодинамических построений. Однако до сих пор указанная модель не является достаточно обоснованной экспериментальными данными. Действительно, реологические свойства мантии, как и коры, невозможно измерить непосредственно. Определяются они косвенным путем по тепловому потоку и по изменению таких параметров, как сейсмические скорости продольных и поперечных волн, добротность и электропроводность. Перечисленные данные часто не согласуются между собой, и поэтому появились такие понятия, как *термическая*, *сейсмическая* и *электромагнитная* астеносферы.

"Термическая" астеносфера определяется, как слой, в котором по данным о тепловом потоке возможно частичное плавление мантийного вещества. В принципе, такое определение не соответствует первоначальному смыслу понятия *астеносферы*, принятому в геодинамике как слоя пониженной вязкости. Последнее не обязательно должно быть связано с частичным плавлением. Однако в геотектонике под астеносферой чаще всего понимают именно термическую астеносферу. Оценки глубины до такой астеносферы дают значения от 50 км в тектонически активных регионах до 200 км на древних щитах [Гордиенко и др., 1982; Чермак, 1982]. Эти определения неоднозначны. В самом деле, глубина до точки солидуса рассчитывается при различных предположениях о характере изменения температуры с глубиной, составе пород, их флюидонасыщенности и т.п. Разные авторы для одних и тех же регионов (например, под кратонами) дают цифры от 200 до 350 км. Особенно сильно зависит мощность термической литосферы от флюидного режима, при одном и том же тепловом потоке для "сухой" мантии солидус можно ожидать на глубине 200 – 300 км, для насыщенной флюидами мантии уже на 100 км [Menzies, Chazot, 1995].

По магнитотеллурическим данным астеносферу связывают со слоями повышенной электропроводности. Надежные данные о таких слоях в мантии получены пока только в океанах для глубин порядка 100 км [Ваньян, Шиловский, 1983]. Они хорошо согласуются с океанической тепловой астеносферой. На континентах в верхах мантии иногда выделяются слои повышенной проводимости, например, на Балтийском щите [Ковтун и др., 1994], но они не совпадают с термической астеносферой.

По сейсмическим данным астеносфера выделяется как слой пониженной скорости (волновод) или слой повышенного поглощения. Предполагается, что ослабленные слои и, тем более, частично расплавленное вещество должны проявиться в сейсмических моделях в виде слоев с пониженной скоростью и зон повышенного поглощения сейсмической энергии (пониженной добротности). По данным сейсмологии такие слои выделялись, в основном, по поперечным волнам. Например, известная модель Гутенберга верхней мантии Земли включала такой волновод на глубине порядка 100 км, что соответствовало термическим определениям областей частичного плавления в сейсмоактивных регионах.

Однако с увеличением детальности сейсмологических исследований оказалось, что слои с пониженными скоростями встречаются в мантии повсеместно. Иногда они коррелируют с "термической" или "электромагнитной" астеносферой, но чаще всего такую корреляцию обнаружить трудно. Наличие ее зависит от региона и от его термического режима. В значительной степени по-разному устроена мантия на континентах и в океанах, в тектонически активных и стабильных регионах. Рассмотрим, в чем заключается указанное различие и что есть общего для всей Земли в целом с точки зрения распространения мантийных волноводов.

6.1. Тектонически активные регионы

К тектонически активным регионам относятся регионы с повышенной сейсмичностью, высоким тепловым потоком, значительными современными движениями, проявлениями магматизма и другими признаками активных процессов в верхах мантии. Естественно, что в таких регионах можно ожидать частичного плавления вещества на относительно небольших глубинах и наличие соответствующего слоя с пониженными сейсмическими скоростями (астеносферы). Но оказалось, что даже в таких тектонически активных регионах не всегда удается выделить астеносферный слой. Выделяются отдельные слои с пониженными скоростями, но чаще всего они небольшие по мощности (20 – 30 км) и локализованы по площади.

В качестве примеров рассмотрим материалы по Центральному Средиземноморью (который является тектонически активным регионом с высокой сейсмичностью), где проведены наиболее детальные сейсмологические и сейсмические исследования верхней мантии. На рис. 49 представлены результаты сейсмотомографии по профилю через Тирренское море и юг Италии. На глубине от 100 до 250 км четко выделен волновод с перепадом скоростей почти в 3%. Он соответствует термической астеносфере, т.е. области возможного частичного плавления мантийного вещества. Но, как видно на рисунке, он является не сплошным слоем, а разрывается высокоскоростным блоком, расположенным в центре моря.

Первые же сейсмические работы в данном регионе показали, что волноводы в верхах мантии наблюдаются здесь и на меньших глубинах, и их трудно связывать с глобальной астеносферой. По данным ГСЗ повсеместно наблюдается волновая картина, которая свидетельствует о наличии в верхах мантии нескольких волноводов [Giese et al., 1976]. Например, на монтажах в южной части Италии четко видно, что на расстоянии около 200 км от источника преломленная волна от поверхности мантии P_n резко затухает. При этом на расстоянии 330 км в видимых первых вступлениях со смещением по оси времен почти на 5 сек регистрируется другая интенсивная волна. В данном случае мы имеем типичную зону тени, связанную со слоем пониженной скорости на глубине около 40 – 50 км (мощность земной коры составляет в этом регионе около 25 км). Такая же картина наблюдается и в других регионах Средиземноморья.

Для некоторых из этих регионов на рис. 50 приведены скоростные модели в сопоставлении с моделью, полученной по данным ГСЗ в западной части Северной Америки [Prodehl, 1984]. Самый мелкий волновод на глубине около 30 км обнаружен в Провансальской впадине (Западное Средиземноморье), где мощность земной коры сокращена до 12 км. В регионах с типичной континентальной корой (25 км и более) волноводы наблюдаются на глубинах 45 – 50 км. Важно отметить, что все приведенные модели юго-западной Европы относятся к действительно очень активным в тектоническом смысле регионам. И здесь вполне возможно объяснить их частичным плавлением мантийного вещества на таких небольших глубинах. Но модель для восточной части Америки, которую трудно отнести к такому же по тектонической активности региону, практически не отличается от западноевропейских моделей ни по мощности коры, ни по глубине до волноводов. Предположить здесь частичное плавление уже на глубине 40 км трудно; возможно, природа этого волновода иная.

Особенно яркие расхождения в глубине до "термической" астеносферы и сейсмических волноводов были получены на древних кратонах, где детальную структуру верхней мантии удалось изучить относительно недавно при помощи ГСЗ с мощными взрывами. Эти материалы рассмотрены более подробно на примере древних Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

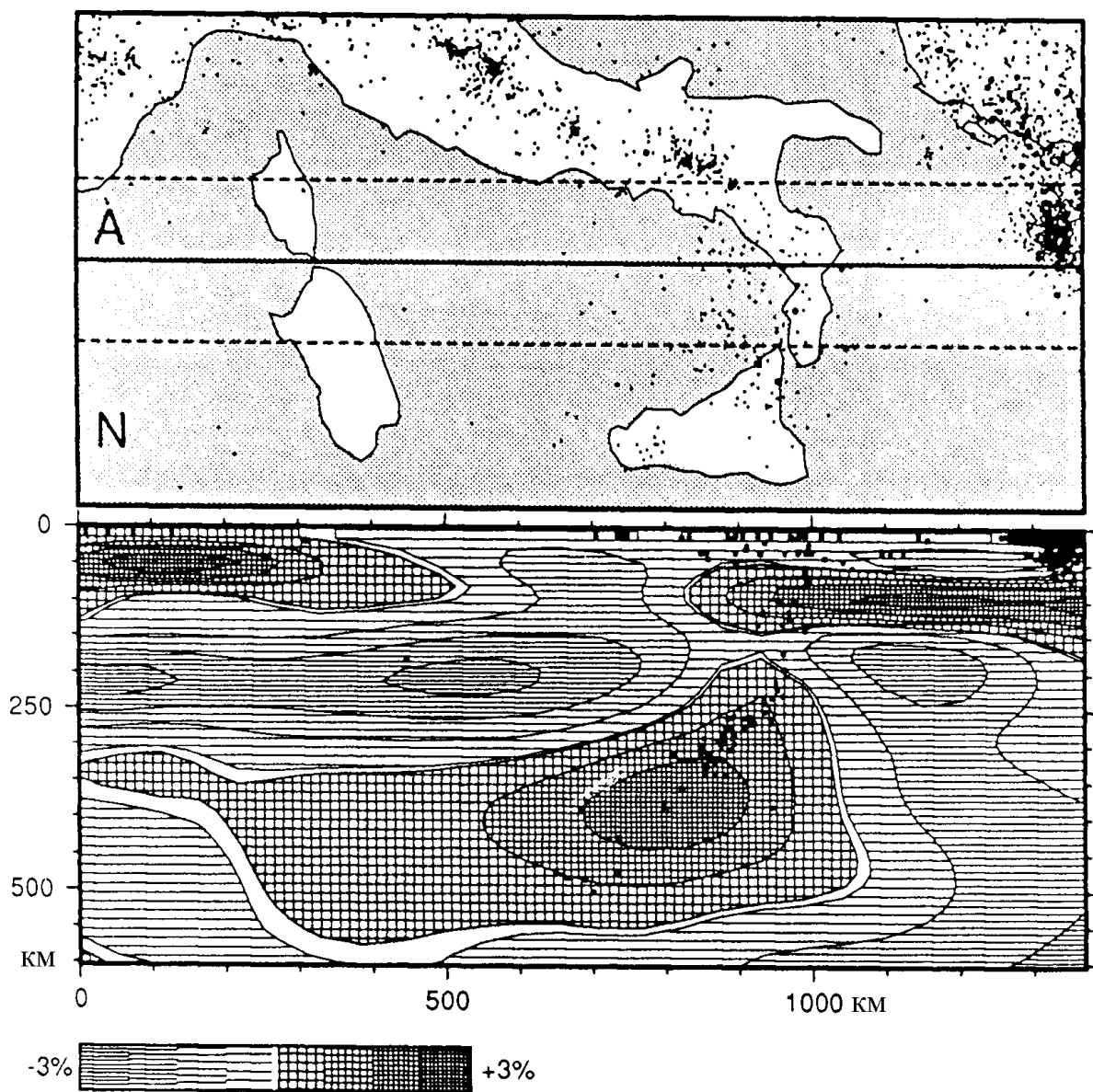


Рис. 49. Томографический разрез верхов мантии через Тирренское море (штриховка соответствует относительным изменениям скорости в процентах, точками показаны очаги и эпицентры землетрясений).

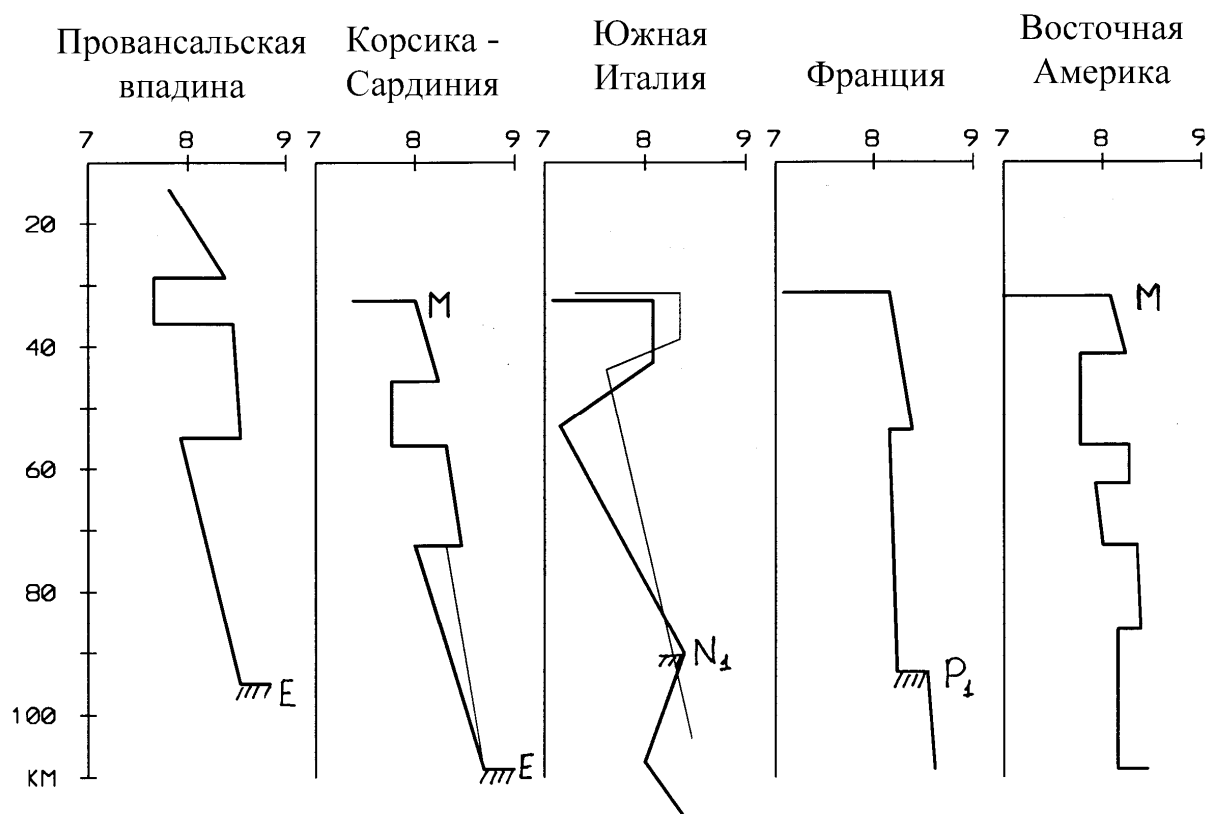


Рис. 50. Скоростные модели верхов мантии для тектонически активных регионов Средиземноморья в сопоставлении с моделью платформенного региона Северной Америки [Prodehl, 1984].

6.2. Слои с пониженной скоростью в литосфере древних платформ

6.2.1. Сибирский кратон

Архей-протерозойский Сибирский кратон охватывает огромную площадь Северной Евразии. Он характеризуется низким тепловым потоком и в то же время широким развитием траппового магматизма. Структура верхней мантии кратона изучена целой серией сверхдлинных сейсмических профилей (рис. 51), которые были отработаны с помощью мирных ядерных взрывов [Егоркин, 1991, 1999a,b]. Они дали возможность изучить всю верхнюю мантию до глубин в 700 км и четко очертить границы переходного слоя между верхней и нижней мантией. Но что касается астеносферы, глубина до которой по термическим данным оценивается в этом регионе в 200 – 300 км [Чермак, 1982], то оказалось, что выделить ее по сейсмическим данным не всегда удастся. Такие слои были выделены внутри литосферы. Они оказались более выразительными по величине инверсии скорости, чем астеносфера, существование которой предполагалось по геотермическим данным.

Впервые зоны пониженных скоростей в верхней мантии Сибири были выделены по профилю "Кратон" на глубине 100, 150 и 200 км [Егоркин и др., 1984]. Этот профиль интересен тем, что он пересекает не только Сибирский кратон, но и молодую Западно-Сибирскую плиту (рис. 52). Эти платформы различаются не только возрастом, но и характером геофизических полей: на Западно-Сибирской плите существенно повышены тепловой поток и гравитационное поле.

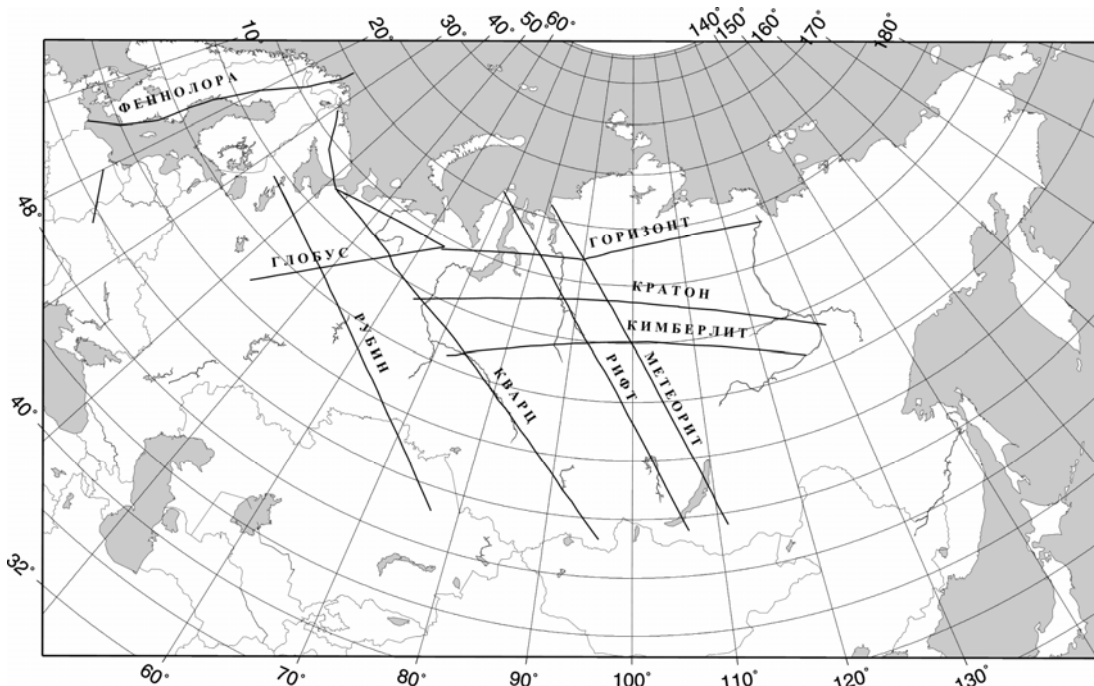


Рис. 51. Схема сверхдлинных сейсмических профилей, обработанных с использованием ядерных взрывов [Егоркин, 1999a,b].

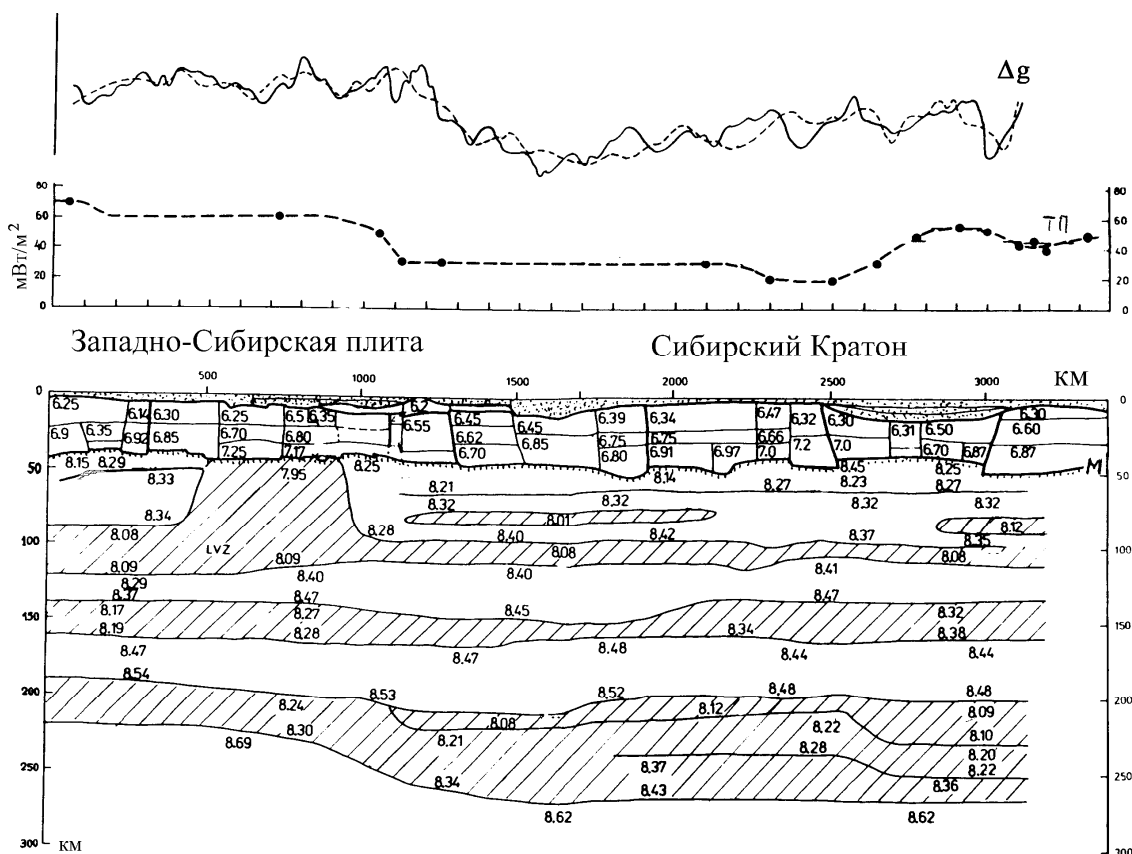


Рис. 52. Сейсмический разрез верхней мантии по профилю "Кратон", секущему с запада на восток Сибирскую платформу [Егоркин и др., 1991] и кривые поля силы тяжести Δg (сплошная линия – наблюдаемое поле, пунктир – рассчитанное для данной модели) и теплового потока (ТП). На разрезе заштрихованы зоны пониженных скоростей (волноводы), М – подошва земной коры, цифрами даны скорости продольных

волн в км/сек.

Разрез мантии вдоль профиля "Кратон", приведенный на рис. 52, построен, в основном, по отраженным волнам, выделенным по записям ядерных взрывов при помощи скоростной фильтрации. Выше отмечалось, что данные скоростной фильтрации вызывают определенные сомнения при выделении коровых отражений, но для мантийных отражений, имеющих длины годографов более 200 км, применение такой фильтрации достаточно обосновано. Более того, отраженные волны делают решение обратной задачи однозначным, так как в этом случае можно определить одновременно и мощность волноводов, и среднюю скорость в них.

Мощность выделенных на профиле "Кратон" волноводов незначительна, в основном, 20 – 50 км. Самый толстый из них, расположенный под Сибирским кратоном на глубине 200 – 270 км, соответствует по глубине "термической" астеносфере. Но примечательно, что он увеличен по мощности не под Западно-Сибирской плитой, где наблюдается высокий тепловой поток, а под холодным Сибирским кратоном. Повышенный тепловой поток в Западной Сибири, как следует из рис. 52, связан, видимо, с разуплотненным (разогретым) блоком, расположенным в самых верхах мантии, непосредственно под границей М.

Данные по другим профилям показали, что волноводы на глубине порядка 100 и 200 км присутствуют в литосфере Сибирского кратона практически повсеместно. И выделяются они не только по отраженным, но и по преломленным волнам. Насколько надежно выделяется этот волновод можно показать на примере первичных записей по сверхдлинному сейсмическому профилю "Рифт" (рис. 53). Структура земной коры по этому профилю уже обсуждалась выше (рис. 33 и 34). Профиль протянулся на 2700 км от полуострова Ямал мимо Норильска через озеро Байкал почти до Монгольской границы (г. Кяхта). Северная часть профиля пересекает Пур-Гыданскую впадину и Енисейский блок, который является границей между Западно-Сибирской платформой и Сибирским кратоном. Внутри кратона профиль сечет западные окраины Тунгусской впадины и Нижне-Ангарскую впадину. Осадки Тунгусской впадины относятся к девону, а Нижне-Ангарского бассейна – к палеозою и мезозою. Оба бассейна содержат базальтовые включения мезозойских сибирских траппов. Южный конец профиля сечет тектонически активную Байкальскую рифтовую зону.

Вдоль профиля "Рифт" были записаны сейсмические волны от 30-ти химических и трех ядерных взрывов. При этом было использовано около 300 трехкомпонентных низкочастотных (1 – 2 Гц) станций, которые обеспечили расстояния между приемниками в 10 км. Коровые и мантийные волны от химических источников были записаны на удалениях от источника до 400 км, а мантийные волны от ядерных источников – до 2400 км.

Данные, полученные от химических и ядерных взрывов по профилю "Рифт", обрабатывались несколькими международными группами. Первая обработка данных по коровым волнам была проведена в конце 80-х годов, и результаты данной работы (двумерная модель до глубины 100 км) были опубликованы в работе [Егоркин и др., 1996]. На этой модели были показаны аномально высокие скорости (более 8,5 км/сек) в верхах мантии, в дальнейшем эта модель была использована для гравитационного моделирования и для сравнения с другими сверхдлинными профилями. В то же самое время для построения одномерной модели всей верхней мантии (до глубины 700 км) было проведено одномерное моделирование сейсмических данных по самому северному ядерному источнику [Cipar et al., 1993; Priestley et al., 1994]. Двумерная модель литосферы до глубины 350 км была построена недавно на основе совместной обработки коровых и мантийных волновых полей [Pavlenkova et al., 2002; Павленкова, 2003].

Четыре группы мантийных волн, записанных от ядерных источников на расстоянии 200 – 2400 км и обозначенных как P_n , P_N , P_L , P'_L и P_{410} , показаны на рис. 54 и 55 для ПВ R1 и R2. Волны P_n записаны в первых вступлениях в диапазоне от 200 до 800 км. Кажущаяся скорость меняется от 8,0 км/сек до 8,5 км/сек, и ее амплитуда быстро убывает с удалением от источника. Самая высокая скорость (8,4 – 8,5 км/сек) отмечена под кратоном, а самая низкая (8,0 км/сек) – на концах профиля под Пур-Гыданской впадиной на севере и Байкальской рифтовой зоной на юге.

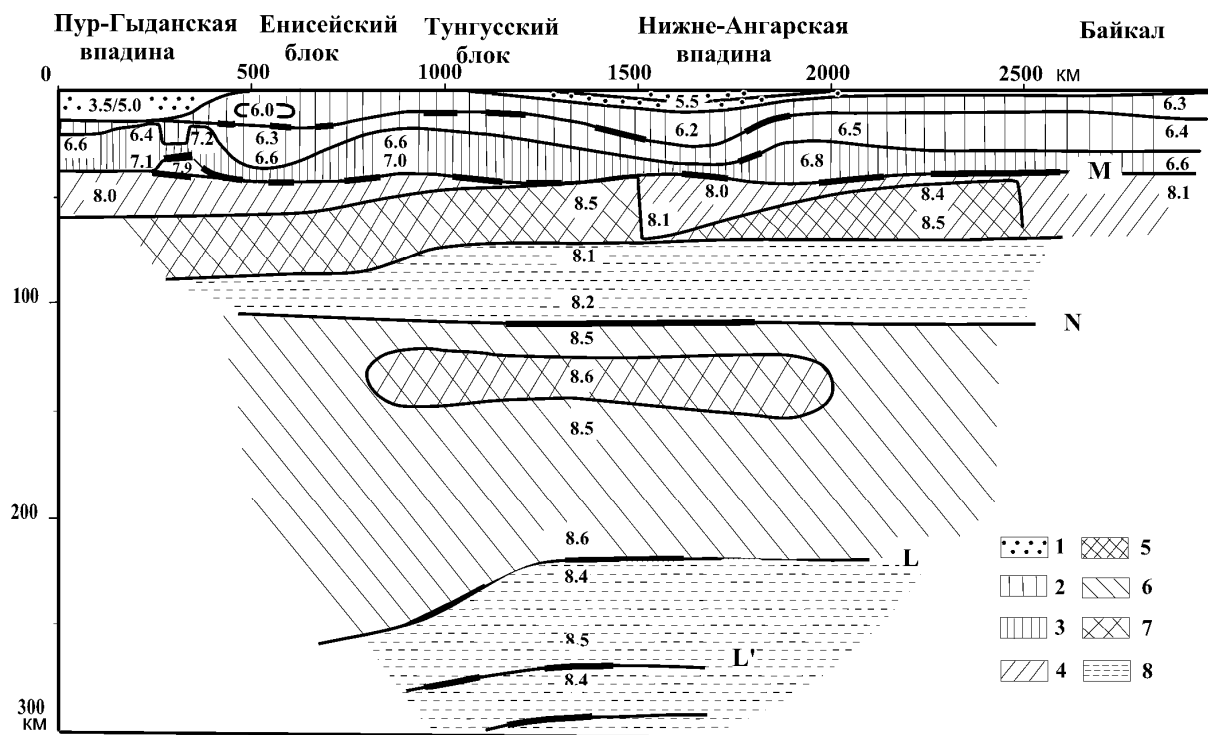


Рис. 53. Сейсмический разрез земной коры и верхней мантии по профилю "Рифт", секущему западную часть Сибирской платформы [Pavlenkova et al., 2002, Павленкова, 2003]. Тонкие линии – изолинии скоростей, утолщения – отражающие границы; цифрами даны скорости продольных волн в км/сек. Крапом и штриховкой обозначены: 1 – осадки, 2 – верхняя кора, 3 – нижняя кора, 4 – верхи мантии с нормальными скоростями сейсмических волн, 5 – высокоскоростные блоки в верхах мантии, 6 и 7 – низы литосферы соответственно с нормальными и повышенными скоростями, 8 – волноводы.

Сразу за волной P_n следует волна P_N . Эта волна записана в последующих вступлениях, начиная примерно от 700 км, и в первых вступлениях на удалениях около 800 – 1600 км. Волна P_N имеет кажущуюся скорость 8,4 – 8,7 км/сек. Соотношение записей волн P_n и P_N меняется вдоль профиля. На записях ПВ R1 (рис. 54) не наблюдается значительной разницы в их кажущихся скоростях и временах прихода, здесь они интерферируют в первых вступлениях на протяжении всей записи. На записях ПВ R2 (рис. 55), начиная от 600 км, наблюдается зона тени с временным скачком в 2 – 3 сек между затухающей волной P_n и появлением волны P_N . На записях обеих волн (ПВ R1 и R2) волна P_n затухает в середине кратона, а южнее появляются волны с высокой кажущейся скоростью (более 8,6 км/сек). Причем волны эти не затухают с удалением от источника.

Третья группа мантийных волн P_L наблюдается как в первых, так и в последующих вступлениях на записях всех ядерных источников на удалениях от 1200 до 2000 км. Наиболее интенсивные волны P_L наблюдаются на записях ПВ R1. Волны группы P_L обычно резко затухают, и на многих профилях наблюдается зона тени на удалениях от источника в 1500 – 2000 км.

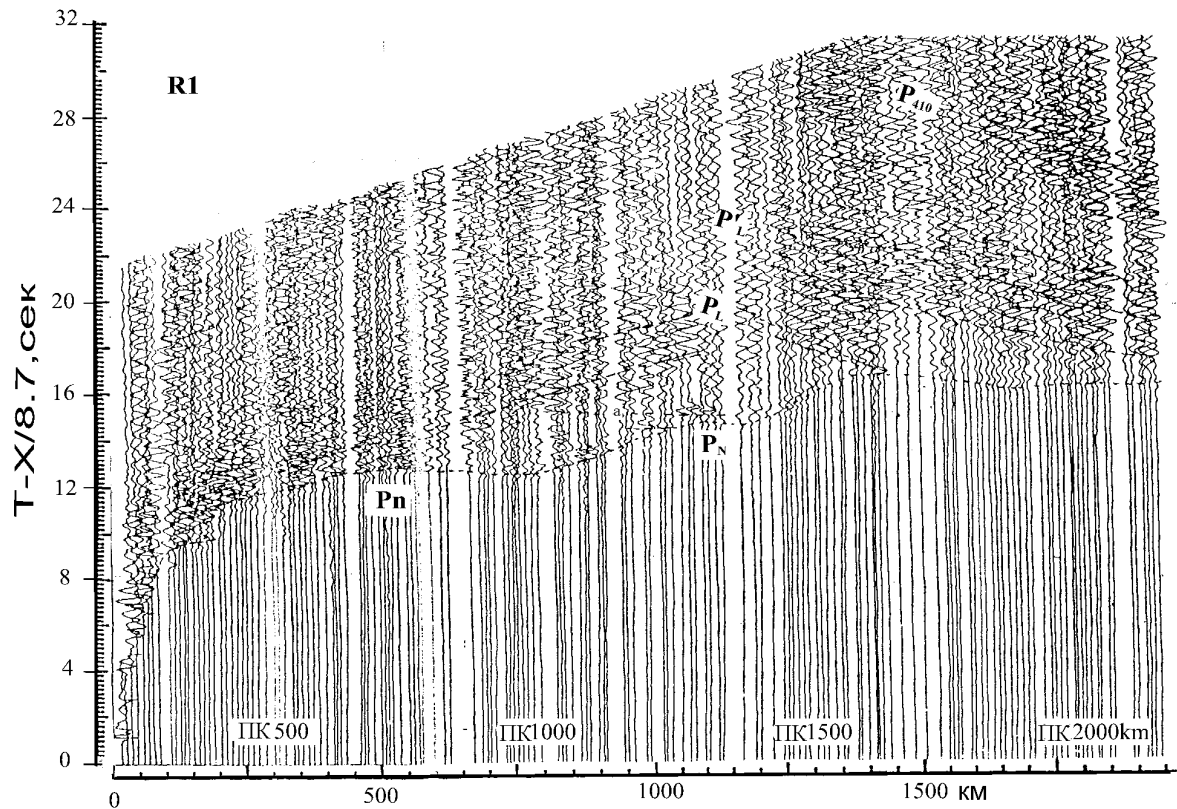


Рис. 54. Монтаж сейсмограмм, полученный от ядерного взрыва R1 по профилю "Рифт"; P_n – преломленная волна в верхах мантии, P_N – от границы N; P_L и P'_L – отраженные волны от границ группы L; P₄₁₀ – отраженная волна от кровли переходной зоны между верхней и нижней мантией на глубине 410 км, ПК – пикеты (расстояния от начала профиля) [Pavlenkova, 2002].

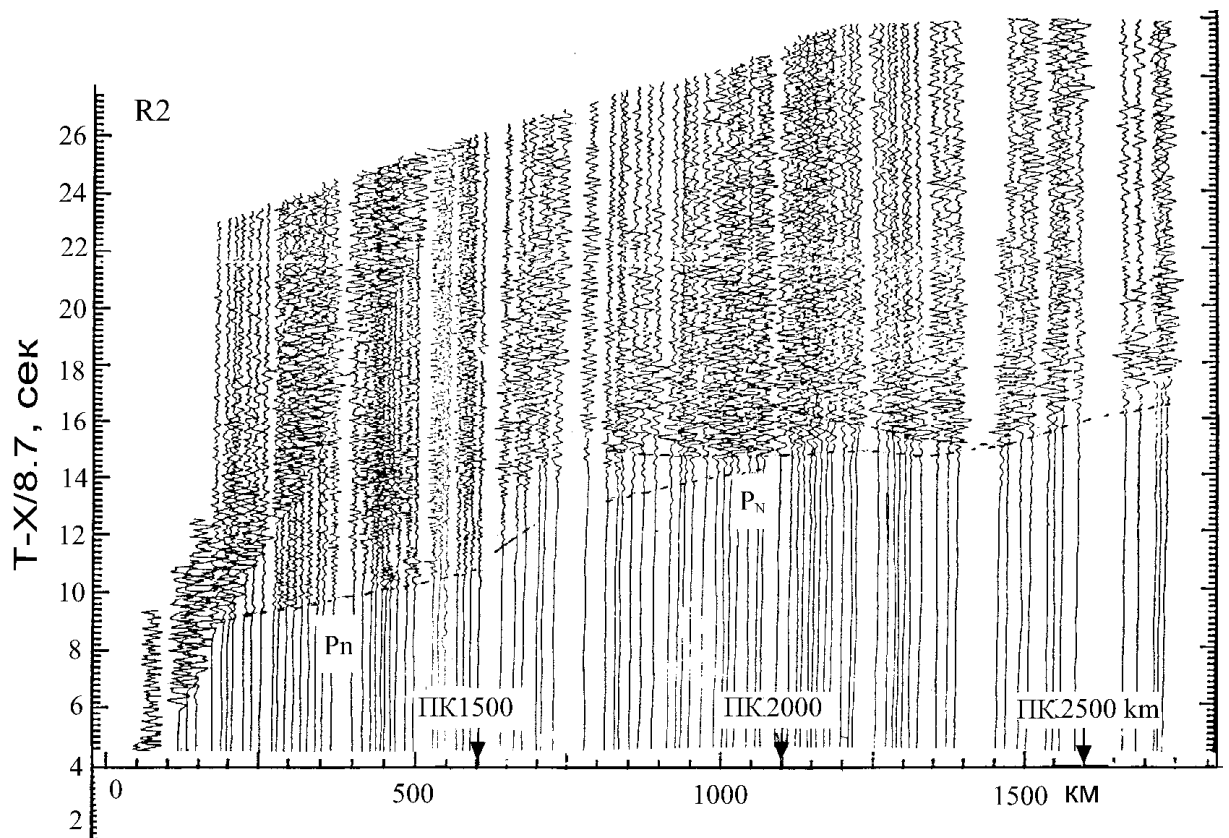


Рис. 55. Монтаж сейсмограмм, полученный от ядерного взрыва R2 по профилю "Рифт". Обозначения волн – на рис. 54 [Pavlenkova, 2002].

Для построения двумерной скоростной модели по профилю "Рифт" (рис. 53) применялся метод математического моделирования, описанный выше. Использовались также годографы волн P_n , записанных от химических источников, и годографы всех других мантийных волн, записанных от ядерных источников. Полученная модель показывает значительную латеральную неоднородность верхней мантии непосредственно под границей Мохо, от которой имеется достаточно плотная система встречных годографов волн P_n . В более глубинной части структура мантии представлена в виде субгоризонтальных слоев. Характерной особенностью полученной модели является наличие двух высокоскоростных (8,4 – 8,5 км/сек) блоков под Мохо. Один из них находится в центральной части Тунгусского бассейна (он расположен в интервале ПК 800 – 1500 км на рис. 53), а другой – в южной части кратона (8,4 – 8,5 км/сек) северо-западнее Байкальского рифта (в интервале ПК 2000 – 2500 км на рис. 53). Под Тунгусской впадиной встречные годографы первых вступлений показывают кажущуюся скорость 8,4 км/сек. Волны P_n от ПВ R1 и R2 имеют такую же высокую скорость в данном регионе. Высокая скорость под границей Мохо севернее Байкальского рифта видна из годографов волн от всех химических взрывов.

Зона тени, наблюдаемая между ветвями P_n и P_N от ПВ R1 (рис. 54), и временной разрыв между P_n и P_N от ПВ R2 (рис. 55) в интервале примерно 800 – 1000 км, указывают на наличие зоны инверсии скорости примерно на глубине 80 км. Низкоскоростной слой подстилается зоной резкого увеличения скорости до 8,4 – 8,5 км/сек. Именно такая резкая смена свойств коровой среды генерирует отраженную волну P_N . Невозможно одновременно вычислить и толщину низкоскоростного слоя, и скорость в нем, но, сде-

лав предположение, что скорость уменьшается не более, чем до 7,9 км/сек, получим, что мощность этого слоя составляет 30 – 40 км.

Волны P_L и P'_L приходят от слоев на глубине 230 и 350 км, между которыми также можно предположить зону инверсии скорости. Однако указанные отраженные волны освещают лишь небольшой фрагмент структуры мантии, и поэтому надежность выделения по ним волновода низкая. Не случайно, что на этих же глубинах наблюдается и понижение добротности [Егоркин, 1999a,b]. Можно предположить наличие там астеносферного слоя, что согласуется с данными геотермики.

Природу низкоскоростной зоны (волновода) в мантии на глубине 100 км определить сложнее. Волновод не может быть связан с температурным влиянием и частичным плавлением пород, поскольку в этом регионе наблюдается слишком низкий тепловой поток. Можно предложить два других объяснения. Во-первых, понижение скорости на глубине порядка 100 км может быть связано с наличием в вышележащей толще слоя с аномально высокими скоростями. То есть, пониженные скорости являются нормальными скоростями для мантии по сравнению с аномальными блоками в самых верхах мантии. Поэтому необходимо объяснять природу этих высоких скоростей.

Аномально высокие скорости (до 8,6 км/сек) были выявлены в верхах мантии и в других частях кратона [Егоркин, Костюченко, 1991; Суворов и др., 1985; Pavlenkova et al., 2002]. Они не могут быть объяснены простым изменением состава пород. Как было показано в работах [Kern, 1993; Sobolev, Fuchs, 1993], нормальные скорости в верхней мантии не могут превышать 8,3 – 8,4 км/сек. Правда, повышенные скорости в верхах мантии Сибирского кратона могут быть связаны с уменьшением процентного содержания железа, вынесенного из мантии в процессе траппового магматизма. Из данных лабораторных измерений известно, что увеличение процентного содержания железа в породе приводит к уменьшению сейсмических скоростей.

Другим вероятным объяснением природы высокоскоростных блоков верхней мантии Сибирского кратона является сейсмическая анизотропия, которая довольно часто проявляется в верхней мантии [Fuchs, 1983; Babushka et al., 1984]. Высокие скорости могут быть отражением напряженного состояния в отдельных блоках мантии или быть результатом "течения" пород мантии в период формирования кратона. Тогда выделенный на глубине около 100 км волновод может быть слоем изотропных пород, отличающийся по скоростям от вышележащих анизотропных пород.

Однако данное предположение не согласуется с результатами по другим профилям этого региона. Например, на профиле "Кратон" в верхах мантии нет блоков с аномально высокими скоростями, а волновод на глубине порядка 100 км существует (рис. 52). Следовательно, он имеет региональное распространение и не зависит от структуры верхов мантии.

Второе объяснение наблюдаемой структуры верхней мантии основано на предположении, что формирование в ней волноводов связано с режимом неравномерного подъема к поверхности глубинных флюидов [Павленкова, 2003]. Изменение механических свойств вещества с глубиной, процессы метаморфизма способствуют концентрации флюидов в отдельных слоях с повышенной проницаемостью, что может вызвать и частичное плавление на небольших глубинах.

Такая природа сибирских волноводов была подтверждена работой [Соловьева и др., 1994] по мантийным ксенолитам: именно на тех глубинах, где обнаружены волноводы, в ксенолитах обнаружены признаки пленочного плавления.

6.2.2. Восточно-Европейская платформа

Восточно-Европейская платформа по возрасту, геологической истории и строению близка к Сибирской платформе. Ее фундамент также сложен архейскими и протерозойскими породами, в пределах платформы выделено несколько крупных геоструктур: Балтийский и Украинский щиты, ряд глубоких впадин. Примерно таким же низким тепловым потоком характеризуются обе платформы. Структура верхней мантии Восточно-Европейской платформы не изучена так же детально, как на Сибирском кратоне. Здесь выполнено несколько длинных сейсмических профилей, в том числе с мирными ядерными взрывами, но они имеют меньшую глубинность и меньшую детальность исследований. В среднем эти профили позволяют определить скоростную модель мантии до глубины 150 – 200 км. Но этого оказалось недостаточным, чтобы показать, что, как и на Сибирской платформе, в литосфере Восточно-Европейской платформы имеются слои с пониженными скоростями (волноводы).

Волноводы выделены здесь в разных по своей структуре и геологическому развитию регионах, например, на Балтийском щите и в Прикаспийской впадине.

Балтийский щит, как отмечалось, наиболее детально изучен сейсмическими исследованиями. Здесь выполнены и специальные исследования верхней мантии: речь идет о международном профиле Fennologa. Он пересекает весь Балтийский щит от Баренцева до Балтийского моря (рис. 10), и длина географов достигает на нем 2000 км. Этот профиль является частью Европейского геотраверса и был отработан большой группой европейских организаций в 1976 году [Mueller, Ansorge, 1988]. Взрывы проводилось в морях, и поэтому их удалось зарегистрировать на больших удалениях.

В результате этих работ было показано, что земная кора Балтийского щита имеет сложное строение [Gugesberg et al., 1991]. При относительно спокойном распределении скорости в коре глубина до границы М изменяется вдоль профиля от 40 до 55 км. Сложной оказалась и структура верхней мантии, что привело к существенной неоднозначности построений, выполненных на данном профиле.

Так, по построениям [Gugesberg, Berthelsen, 1987] в верхах мантии наблюдается сложная неоднородность с резкой изменчивостью скоростей по горизонтали и по вертикали от 8,0 до 8,6 км/сек. Однако какой-либо связи со строением земной коры не отмечается. В интервале глубин от 60 до 150 км прослеживается несколько относительно тонких слоев с пониженной скоростью. Указанная модель стала символом Европейского геотраверса, ее можно было видеть на многих обложках журналов, посвященных работам по этому международному проекту.

В работе [Thybo, Perchuc, 1997] после переинтерпретации мантийного волнового поля этого профиля был сделан вывод о существовании на глубине порядка 100 км региональной сейсмической границы. Она была названа 8-ми градусной, поскольку волны от нее выходят в первые вступления на удалении 8 градусов (примерно 800 км) от источника. Эта граница выделялась по смене волновой картины от стабильных волн к хаотичному полю и связывалась с гетерогенной средой, насыщенной низкоскоростными включениями. Последние объяснялись частично расплавленным веществом.

Анализ волновых полей, проведенный по профилю Fennologa с целью определения главных и наиболее достоверных особенностей скоростной модели верхов мантии, позволил нам представить несколько другую модель (рис. 56). Обоснованием ее служат следующие особенности волнового поля.

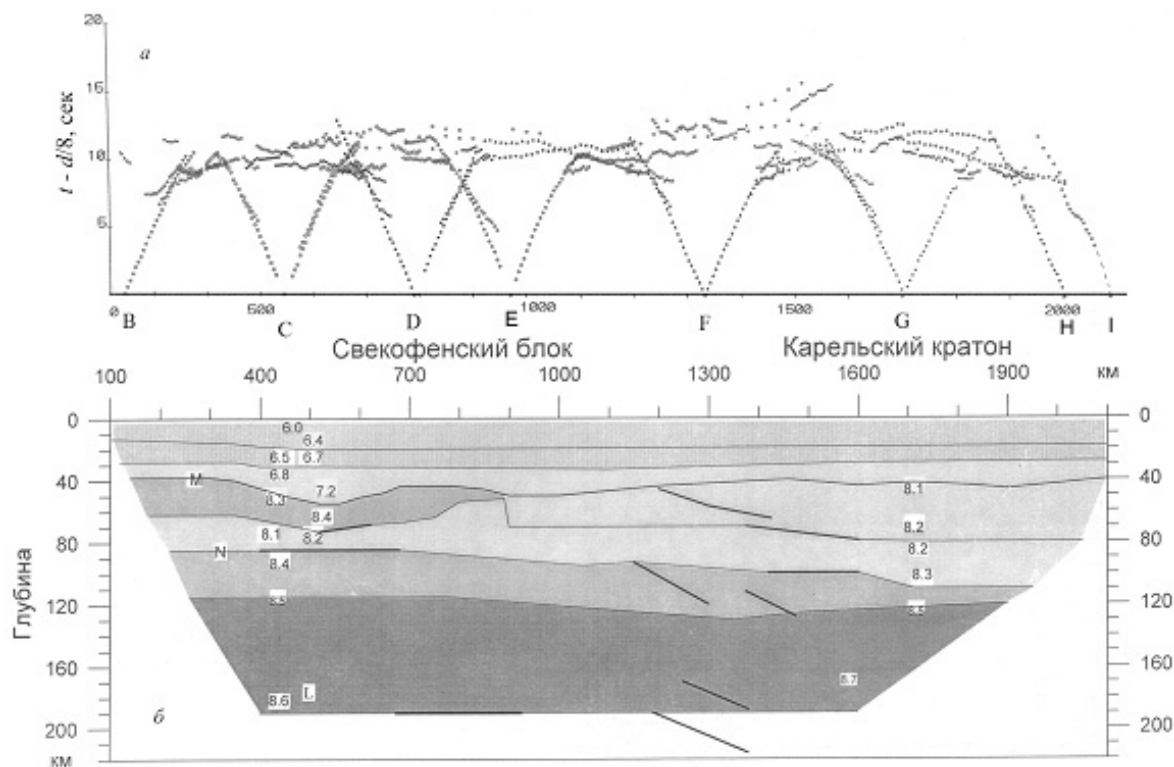


Рис. 56. Наблюдаемые годографы, редуцированные со скоростью редукции 8,5 км/сек и приведенные к середине расстояния источник-приемник (а), и скоростной разрез литосферы (б) по профилю Fennologa. На разрезе цифрами даны скорости продольных волн, утолщенными линиями показаны отражающие площадки.

Мантийное волновое поле на профиле Fennologa отличается существенной нестабильностью. От одного пункта взрыва к другому меняются общий вид поля, возможность выделения в нем регулярных осей синфазности, их число и протяженность. Постоянно можно наблюдать смену волн, зоны тени и резкие изменения регулярной записи на хаотичную и наоборот (рис. 57а). Каждое из таких изменений может быть истолковано как признак зоны инверсии скорости или смены степени гетерогенности среды. В этой сложной изменчивости необходимо было выявить закономерные изменения, которые можно было бы с достаточной долей достоверности объяснить особенностью вертикальной неоднородности среды или ее латеральной изменчивостью. Для разделения этих двух эффектов были проведены различные виды анализа наблюдаемых волновых полей. Прежде всего, сопоставлялись встречные и нагоняющие поля с целью выявления их регулярных изменений, приуроченных к одним и тем же пикетам профиля. Такие изменения связаны с приповерхностными неоднородностями (нарушенными зонами или латеральной изменчивостью скоростей), т.е. блоковым строением земной коры и верхов мантии, и они были исключены из интерпретации при построении глубинного разреза.

Сопоставление годографов первых волн и наиболее надежных последующих вступлений, записанных с разных пунктов взрыва, позволило выделить два типовых годографа, различных для северной и южной частей профиля. Для годографов первого типа (ПВ В, С, D, E) характерна картина, наблюдаемая в зонах инверсии скоростей. На расстоянии от источника в 200 – 400 км прослеживается волна со скоростью порядка 8,3 – 8,4 км/сек. Она затухает на удалении 400 – 500 км. Затем прослеживается другая волна с отрывом во времени в 1 – 1,5 сек в первых вступлениях и примерно с той же кажущейся скоростью (рис. 57б). В последующих вступлениях иногда можно отметить интенсивную волну с больши-

ми кажущимися скоростями, но она не выделена на всех монтажах сейсмограмм. Такой тип годографа говорит о наличии в южной части профиля на глубине примерно 80 – 100 км слоя с пониженной скоростью, ограниченного сверху и снизу скоростями порядка 8,3 – 8,4 км/сек. Этот вид поля свидетельствует также о наличии в северной части поля отражающей границы N, подстилающей слой пониженной скорости.

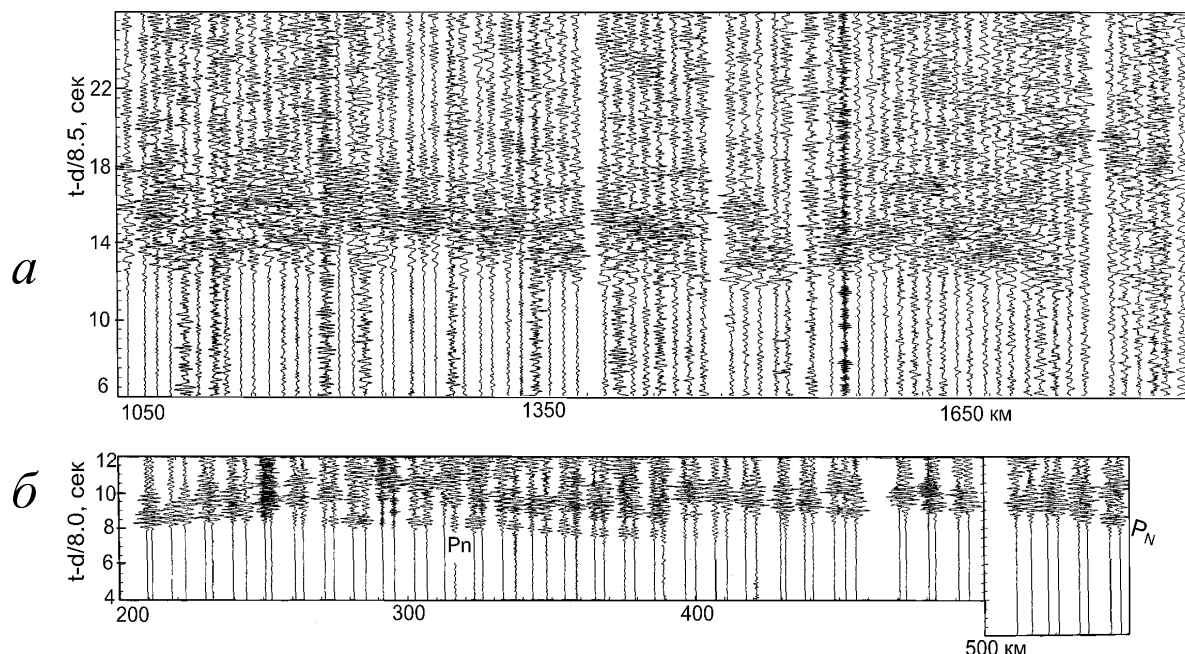


Рис. 57. Монтажи сейсмограмм мантийных волн по профилю Fennologa, иллюстрирующие (а) общую сложность записи и (б) волновую картину в южной части профиля с типичной для волноводов зоной тени.

Другой тип годографа наблюдается в северной части профиля. Для него характерны меньшие кажущиеся скорости первых вступлений (8,0 – 8,2 км/сек), которые без существенных разрывов прослеживаются от 150 до 800 км от источника (ПВ G, H, I). Отсюда следует, что скорости в верхах мантии в северной части профиля плавно нарастают с глубиной без существенных инверсий.

Как уже говорилось, соответствующая скоростная модель, полученная путем тщательного анализа волнового поля и математического моделирования, представлена на рис. 56. Снова, как и на Сибирской платформе (профиле "Рифт"), на юге Балтийского щита волновод выделен на глубине около 100 км под высокоскоростным блоком верхней мантии. Другими словами, им может быть слой нормальной мантии, перекрытый аномальными породами, например, анизотропными. Однако представляется не случайным существование волновода на обеих древних платформах в литосфере на одной и той же глубине.

Важной особенностью волновода, выявленного на Балтийском щите, является его приуроченность к слою повышенной электропроводности. Как видно из рис. 23, на глубине порядка 100 км существует аномалия электропроводности. Сочетание инверсии скорости с повышенной электропроводностью во многом сокращает неоднозначность в определении природы мантийного волновода, расположенного внутри термической литосферы. Наиболее реальной становится связь волновода с зоной повышенной флюидонасыщенности.

Рассмотрим другой пример – Прикаспийскую впадину, отличающуюся аномальной структурой земной коры (рис. 58). Данная впадина представляет собой 20-ти километровую толщу осадков, которая подстилается 15-ти км консолидированной корой с сейсмической скоростью в ней порядка 6,8 – 7,1 км/сек. Она существенно отличается от типичной для древних платформ коры с мощностью в 40 – 45 км и с 10 – 15-ти км "гранитогнейсовым слоем" со скоростью сейсмических волн 6,0 – 6,4 км/сек. Отсутствие в коре Прикаспийской впадины "гранитогнейсового" слоя позволило отнести ее к так называемому субокеаническому типу [Белоусов, Павленкова, 1989]. Структура фундамента, разбитого многочисленными сбросами, говорит о сложной тектонической истории формирования этой впадины.

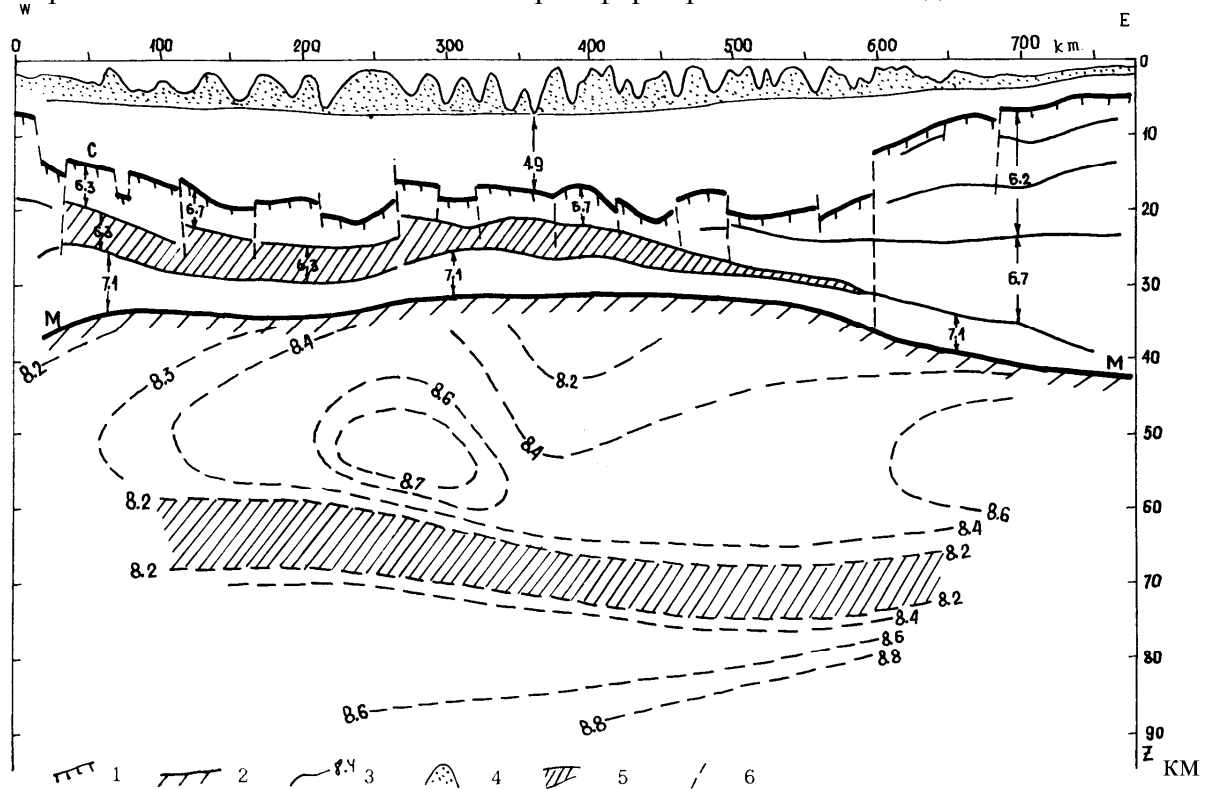


Рис. 58. Сейсмический разрез земной коры и верхов мантии через Прикаспийскую впадину [Егоркин, 1980]: 1 – поверхность фундамента, 2 – подошва земной коры, граница М, 3 – изолинии скорости в км/сек, 4 – соленосная толща, 5 – зоны пониженных скоростей, 6 – разломы.

Сверхдлинные сейсмические профили, выполненные в этом регионе с ядерными взрывами [Егоркин, 1991], позволили осветить структуру верхней мантии впадины до глубины 90 км (рис. 58). На глубине около 70 км выделен слой небольшой мощности с пониженной скоростью. Он тоже, как и на Балтийском щите, располагается внутри литосферы и подстилает породы с аномально высокими скоростями. Такое сходство вряд ли можно считать случайностью, скорее всего можно сделать вывод, что наличие волноводов в литосфере древних платформ на относительно небольшой глубине является характерной чертой структуры верхней мантии самых разных геоструктур.

6.3. Волноводы в верхах океанической мантии

Структура верхней мантии океанов изучена геофизическими методами гораздо слабее. Однако проблема астеносферы здесь решалась проще. Сейсмологическими методами на глубине около 100 км в океанах был выделен слой с пониженной скоростью, который характеризуется повышенной электропроводностью [Ваньян, Шиловский, 1983]. Он, по данным о тепловом потоке, соответствует области возможного плавления. Перечисленные характеристики представляют собой классический набор для астеносферного слоя. По сейсмологическим и гравиметрическим данным получалось, что под срединно-океаническими хребтами астеносфера должна подниматься до глубины в 30 – 40 км.

Однако классическая модель астеносферы оказалась слишком упрощенной, когда в Атлантическом океане были проведены глубинные сейсмические исследования. Речь идет о данных, полученных по Анголо-Бразильскому геотраверсу (11° ю.ш.). Сейсмические исследования были проведены вдоль геотраверса институтом физики Земли РАН в 80-ые годы [Зверев и др., 1996]. Было выполнено несколько длинных профилей, пересекающих все главные геоструктуры Южной Атлантики: Ангольскую и Бразильскую глубоководные котловины и Срединно-Атлантический хребет. На каждом профиле была создана система встречных и нагоняющих годографов с максимальной длиной до 600 км. Были проведены глубинные исследования океана, позволившие проникнуть на глубину до 90 км. Работы проводились с донными станциями, расстояние между которыми в среднем составляли 30 – 40 км, взрывы производились каждые 5 – 8 км. Другими словами, по своей детальности эти работы также являются уникальными для океанов.

На рис. 59 и 60 представлены монтажи сейсмограмм и сводка годографов опорных волн, полученных на геотраверсе. Снова мы наблюдаем картину, типичную для серии зон инверсии скоростей. Волна Pn, соответствующая поверхности мантии, затухает на удалении от источника 120 – 160 км, и далее на расстоянии 250 – 500 км с большим временным сдвигом регистрируется интенсивная волна N₁ примерно с той же скоростью, что и волна Pn. Эта картина повторяется на удалениях 400 – 500 км, где на смену волны N₁ также с временным отрывом приходит волна N₂.

На построенном в результате сейсмическом разрезе под Срединно-Атлантическим хребтом выделено три зоны инверсии скоростей: на глубине около 20, 40 – 50 и 60 – 80 км (рис. 61). Самая глубокая из них прослеживается и под глубоководными котловинами.

Таким образом, вместо единой астеносферной линзы под срединно-океаническим хребтом выделено несколько слоев с пониженной скоростью. Они перемежаются со слоями аномально высоких скоростей, не типичных даже для холодных кратонов – 8,5 км/сек. Интерпретация этих данных предполагает возможное существование под хребтом серии астенолитов или зон частичного плавления, глубина залегания которых увеличивается от хребта в сторону океанических впадин. Высокоскоростные слои, разделяющие эти астенолиты, по всей видимости, анизотропны. Другого объяснения для таких величин как 8,5 км/сек в областях с высоким тепловым потоком придумать трудно. Приведенная на рис. 61 модель не противоречит гравиметрическим и тепловым данным [Павленкова и др., 1993].

$t-d/8,5$ сек

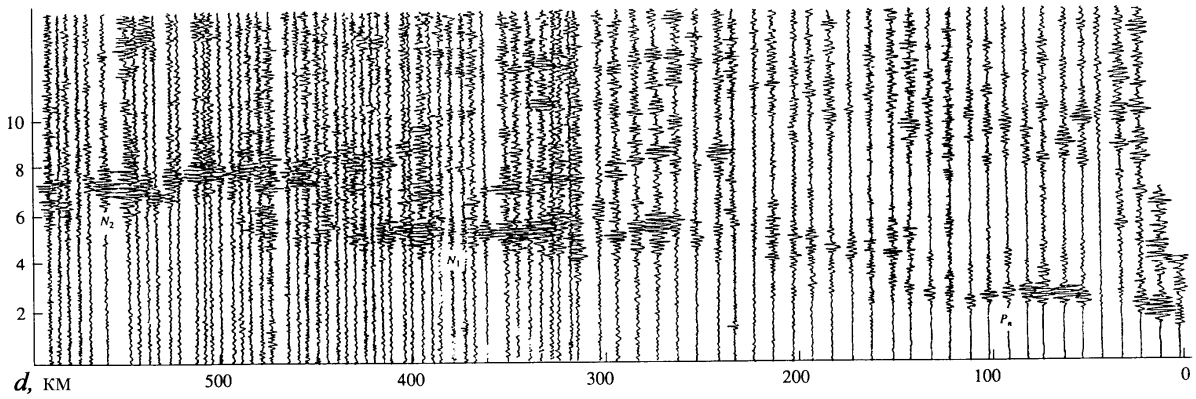


Рис. 59. Монтаж сейсмограмм мантийных волн для профиля ГСЗ вдоль Анголо-Бразильского геотраверса [Зверев и др., 1996]; Pn – преломленная волна от границы M, N₁ и N₂ – волны от подошв мантийных волноводов.

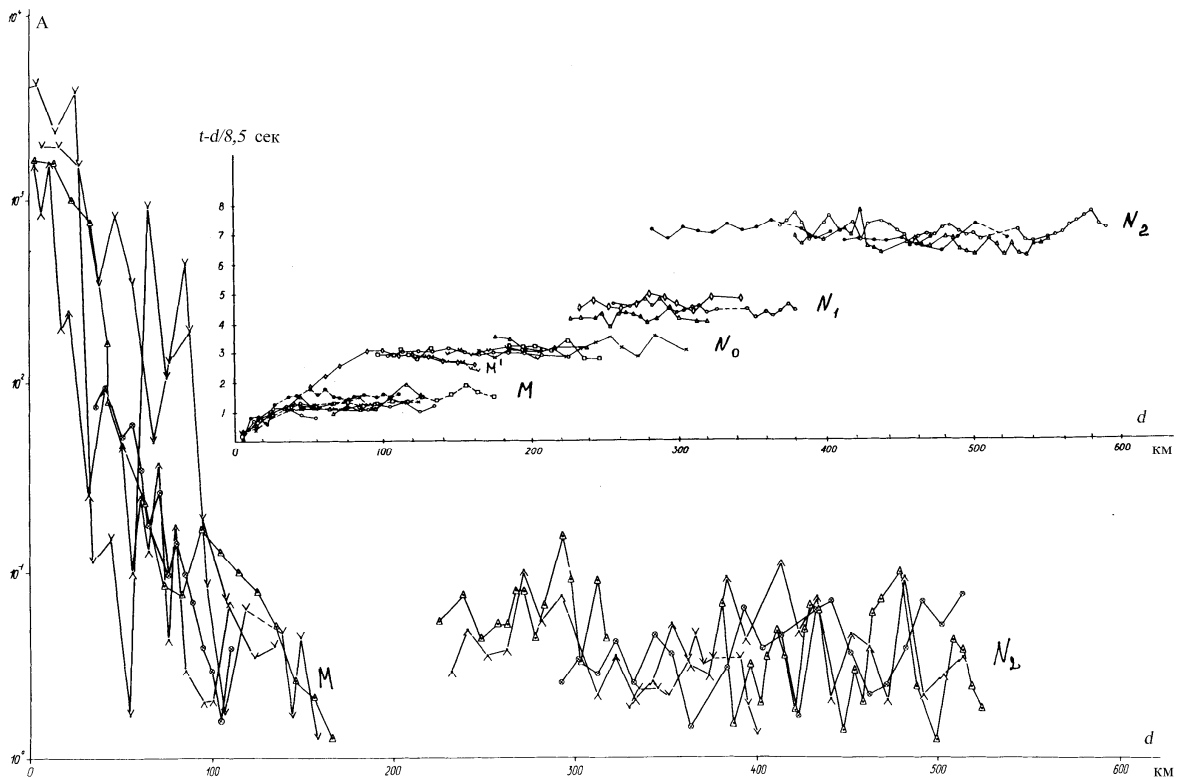


Рис. 60. Сводка годографов и амплитудных графиков мантийных волн для одного из профилей ГСЗ вдоль Анголо-Бразильского геотраверса; обозначение волн то же, что и на рис. 59.

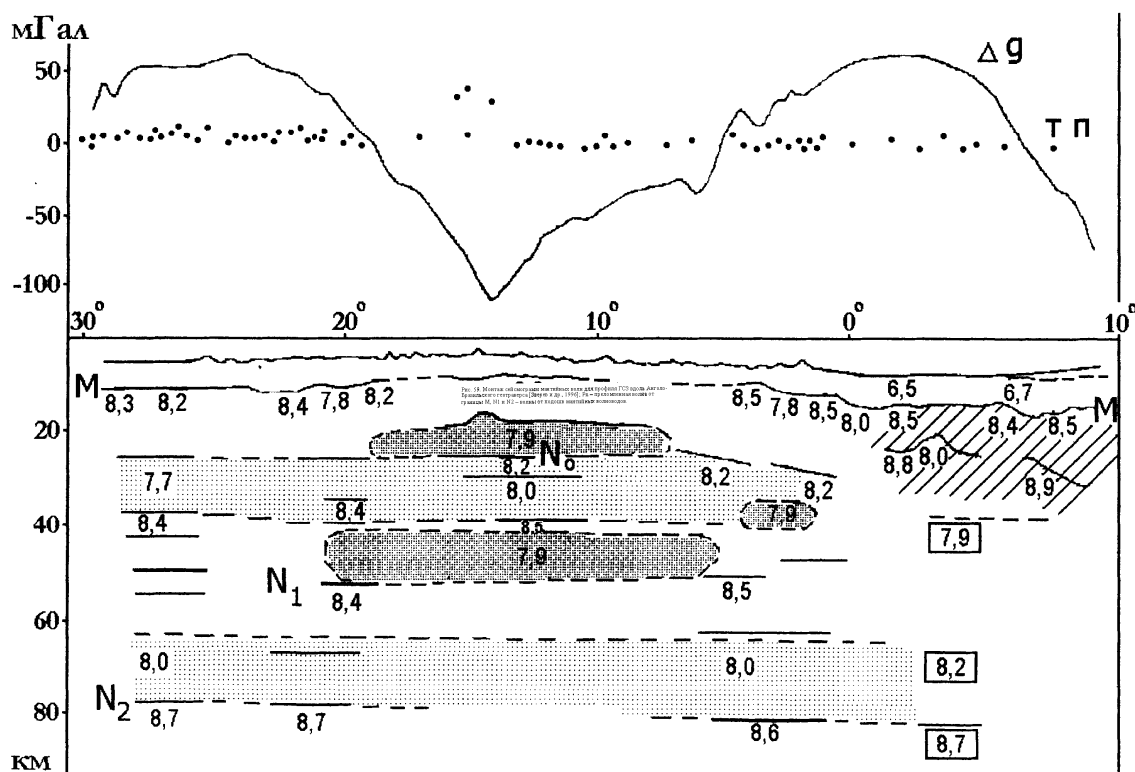


Рис. 61. Обобщенный сейсмический разрез (внизу) и кривые поля силы тяжести Δg и теплового потока ТП (вверху) по Анголо-Бразильскому геотраверсу [Павленкова и др., 1993]. Заштрихована область anomalно высоких скоростей; крапом отмечены волноводы – темный и светлый крап соответствует большей или меньшей интенсивности инверсии скорости в волноводе; в квадратах даны скорости по меридиональному профилю, секущему геотраверс.

6.4. Расслоенность верхней мантии, региональные границы

Приведенные выше данные свидетельствуют о существенной расслоенности верхней мантии, включая ее литосферную и астеносферную части. Наблюдается чередование слоев повышенной и пониженной сейсмической скорости. Но расслоенность мантии проявляется не только в таком чередовании, она подчеркивается протяженными субгоризонтальными сейсмическими границами, некоторые из которых можно отнести к разряду глобальных. Большая часть этих границ представлена многослойными пачками, которые, в свою очередь, можно рассматривать в качестве расслоенных волноводов небольшой мощности.

Сопоставление материалов по континентам и океанам показало, что наиболее устойчивой из мантийных границ является граница на глубине порядка 80 – 100 км (граница N). Она была выделена еще в 60 годы в Средней Азии по профилю Капетдаг-Аральское море. На профиле длиной в 2000 км на глубине 80 км непрерывно была прослежена отражающая граница, по своим свойствам сопоставимая с границей M [Рябой, 1979]. Прослеживалась эта граница и по обменным волнам. Сейчас ее выделяют и на Балтийском щите (рис. 56б), в Тимано-Печорском регионе и на Северном Урале [Павленкова, 1995; Павленкова Г.А., 2000], на Сибирской платформе (рис. 53), на севере Западной Европы и Канадском щите [Steer et al., 1998; Gugesberg et al., 1991]. Как уже говорилось выше, эта граница называется также 8-градусной границей, поскольку волны

от нее выходят в первые вступления на удалении 700 – 800 км или 8 градусов от источника [Thybo, Perchus, 1997]. Вдоль этой границы скорость продольных волн часто достигает аномально высоких значений вплоть до 8,5 – 8,6 км/сек, как на профиле "Рифт" или на Анголо-Бразильском геотраверсе. Такие значения, возможно, связаны с анизотропией скоростей, когда скорость по горизонтали выше, чем по вертикали.

Особый статус границы N вытекает не только из глобального ее характера. Как правило, эта граница подстилает волноводы. Кроме того, ряд структурных особенностей верхов мантии позволяет предположить, что эта граница разделяет слои с разным внутренним строением верхней мантии. Именно здесь происходит изменение характера латеральной неоднородности среды: существенная горизонтальная неоднородность по сейсмическим скоростям, которая наиболее четко выражена вдоль границы M, исчезает на глубине 80 – 100 км. Подобное изменение отмечалось и в работах [Babushka et al., 1984].

Исчезают на этой глубине и наклонные сейсмические границы, которые можно рассматривать как мантийные зоны нарушений. На сейсмических разрезах эти границы прослеживаются непосредственно от подошвы коры и выгораживают или исчезают на глубине 70 – 100 км (у границы N), т.е. общая структура верхних 100 км мантии напоминает структуру верхней коры, для которой характерны зоны разломов, выгораживающиеся к ослабленной средней коре. Такие разломы выделены в районе Северного моря [Abramovitz et al., 1998] и Канадского щита [Bostock, 1998], в Западной Европе [Matthews, 1982] и на Балтийском щите [BABEL working group, 1993].

Сейчас трудно сказать, приурочены ли эти разломы к конкретным геологическим структурам или они отражают некие общие для всех структур движения в верхах мантии. Так, отмечено, что мантийные границы на Балтийском щите все наклонены на север (рис. 53), такую же тенденцию имеют и наклонные границы на профиле "Рифт" на Сибирской платформе (рис. 34). Но в районе Тимано-Печорской плиты и Северного Урала они направлены в разные стороны [Павленкова Г.А., 2000].

Все перечисленные структурные особенности верхней мантии дают основание считать, что граница N делит верхнюю мантию на жесткий, нарушенный глубинными разломами слой, и относительно ослабленный гетерогенный слой, то есть отделяет литосферу от астеносферы. Под астеносферой в данном случае понимается не область частичного плавления, а, как это было изначально определено в планетарной геофизике, слой повышенной пластичности. Наличие такого слоя на глубине порядка 100 км хорошо согласуется и с данными о собственных колебаниях Земли [Жарков, 1979].

Реологическая модель верхней мантии не ограничивается выделенной системой ослабленных слоев на глубине порядка 100 км. Есть основание считать, что на глубине 200 – 250 км существует еще одна граница, на которой меняются механические свойства вещества. Эта граница выделялась давно по сейсмологическим данным (граница L). Ее особые свойства с точки зрения реологии верхней мантии были определены по данным ГСЗ при спектральном анализе мантийных волн. Оказалось, что на этой глубине резко уменьшается величина добротности мантийного материала [Егоркин, 1999a,b].

Таким образом, верхняя мантия, как и кора, характеризуется существенной неоднородностью, характер которой позволяет предположить ее реологическую расслоенность, т.е. чередование слоев повышенной и пониженной жесткости, охватывающих и литосферную, и астеносферную ее части. Принципиальная схема такой расслоенности представлена на рис. 62, где отмечены особенности структуры континентальной коры и главные структурные элементы верхней мантии.

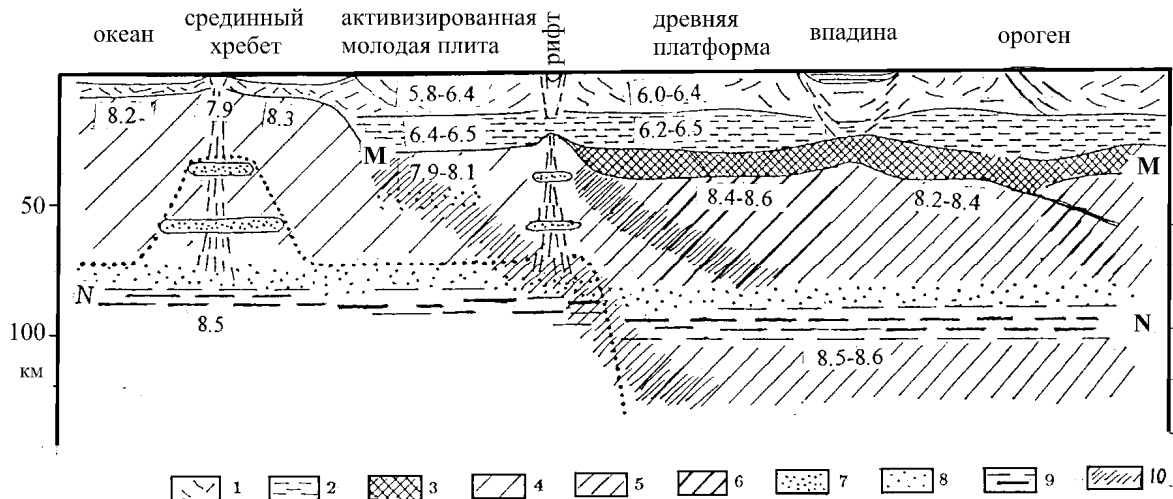


Рис. 62. Обобщенная модель литосферы континентов и океанов [Павленкова, 2003]: 1 – нарушения в земной коре, 2 – ослабленный слой в средней коре, 3 – высокоскоростная нижняя кора, 4, 5, 6 – скорости в верхней мантии; цифрами даны их значения в км/сек (4 – пониженные, 5 – нормальные, 6 – повышенные), 7 – астенолиты, 8 – ослабленный слой в верхней мантии, 9 – граница N, 10 – нарушенные зоны верхней мантии.

6.5. Природа мантийных волноводов и региональных сейсмических границ

Вариации сейсмических скоростей в верхней мантии могут быть вызваны различными причинами: изменением состава вещества, фазовыми переходами, неравномерным распределением температуры и напряжений, степенью разрушенности пород, их флюидонасыщенностью и др. Но влияние этих факторов различно по глубине и по характеру создаваемых ими аномалий.

Лабораторные исследования показали, что сейсмические скорости в мантийных породах разного химического состава мало различаются между собой [Соболев, Бабейко, 1994; Kern, 1993], и поэтому смена состава не может создать крупных аномалий скоростей. Фазовые переходы, напротив, оказывают существенное влияние на скорости. Наиболее яркими фазовыми границами являются кровля и подошва переходной зоны от верхней к нижней мантии и внутри этой зоны на глубине 410, 520 и 680 км. Объяснения границ N и L соответствующих фазовых переходов пока не найдено.

Большое влияние на сейсмические скорости в верхней мантии оказывает температурный режим и связанные с ним процессы изменения пластичности пород, крипа, частичного плавления. Так, горизонтальная неоднородность в самых верхах мантии обычно хорошо коррелирует с плотностью теплового потока: чем выше поток, тем ниже скорости под границей M. Температурным влиянием объясняется и существование многих слоев с пониженными скоростями. Их можно связывать с областями частичного плавления. Именно такую природу имеют, очевидно, астенолиты в рифтовых зонах и в районах срединно-океанических хребтов, когда они располагаются внутри термической астеносферы.

Причина плавления может быть разной для тектонически активных и стабильных регионов. В регионах с высоким тепловым потоком температура солидуса достигается на малых глубинах, и многие слои с пониженными скоростями и повышенной электропроводностью наблюдаются на этих глубинах. Данное замечание относится, прежде всего, к океанической астеносфере и к отдельным астенолитам в пределах срединно-океанических хребтов.

По-другому приходится объяснять волноводы, выявленные внутри литосферы. Выше приведены примеры волноводов на глубине порядка 100 км в литосфере древних кратонов, характеризующихся низким тепловым потоком. Частичное плавление на такой глубине мало вероятно. Для объяснения этих волноводов выше было высказано два основных предположения: 1) понижение скорости связано с переходом от анизотропных пород к изотропным, 2) слои с пониженными слоями характеризуются повышенной флюидонасыщенностью. Оба вида волноводов, очевидно, существуют в реальности. Но анизотропный вариант возможен лишь в случае аномально высоких скоростей в верхах мантии (выше 8,3 – 8,4 км/сек), как на Сибирской платформе или в южной Атлантике. В общем случае более вероятна связь волноводов с флюидами. Такая связь подтверждается и данными магнитотеллурических зондирований. Такое сочетание во многом сокращает неоднозначность в определении природы мантийных волноводов. Все другие предположения практически отпадают, и наиболее реальной становится связь волновода с зоной повышенной флюидонасыщенности.

Проблема существования в мантии флюидов и их роль в геодинамике обсуждается в последнее время очень интенсивно. Мнения высказываются часто диаметрально противоположные. Некоторые исследователи до сих пор считают, что мантия – "сухая", другие отдают флюидам главенствующую роль во многих наблюдаемых явлениях. В работах [Liu, 1987; Лебедев и др., 1989, Bell, Rossman, 1992; Драйвус и др., 1997; Рябчиков, 2000] были изучены породы мантии из кимберлитовых трубок, а также проведено лабораторное исследование по насыщению мантийных пород флюидами при высоких давлениях и температуре. Было показано, что оливин (являющийся одним из основных мантийных минералов) способен удерживать в себе воду при высоких давлении и температуре. Более того, оказалось, что, чем выше давление, тем больше будет содержащейся в оливине воды. Важно, что при самых ничтожных объемах воды (тысячные доли процента) резко меняются физические свойства оливина, его плотность и прочность.

Сказанное означает, что неоднородность мантии по составу и по температурному режиму может создать условия для изменения процентного содержания воды по глубине и для формирования реологически ослабленных и более жестких слоев. Еще большее влияние на структуру и динамику верхней мантии могут оказывать свободные флюиды, провоцирующие частичное плавление при относительной низкой температуре.

Именно изменчивостью флюидного режима легче всего объяснить описанную выше расслоенность верхней мантии по сейсмическим скоростям. Например, слои пониженной скорости на глубине 80 – 200 км, т.е. внутри холодной литосферы Сибирского кратона, трудно связывать с областью частичного плавления в сухой мантии. Но, как отмечалось выше, в ксенолитах из кимберлитовых провинций Сибирского кратона на определенных уровнях глубин обнаружены признаки пленочного плавления. Эти уровни с хорошей точностью совпадают со слоями пониженных скоростей, выделенных в этом регионе по сейсмическим данным. Такие слои могут быть связаны с областями повышенного содержания в веществе мантии вод или других флюидов.

Подобное объяснение структуры этого низкоскоростного слоя внутри "термической" литосферы дано в работах [Thybo, Perchuc, 1997; Павленкова, 2003]. Появление на глубине 100 – 150 км ослабленного низкоскоростного слоя связано с концентрацией в мантии флюидов в результате метаморфических процессов. В этом случае слой с пониженными скоростями формирует подошву механической литосферы.

Все перечисленное означает, что внутрилитосферные волноводы должны играть важную роль во всех тектонических процессах. Они являются не только ослабленными зонами, по которым возможны подвижки мантийных блоков, но и частью общей системы переноса глубинного вещества и флюидов в верхние слои Земли. С этой

точки зрения приведенные выше данные о структуре волноводов и связи их с глубинными разломами позволяют высказать некоторые соображения о механизме такого переноса.

Обычно рассматриваются два главных механизма подъема разогретого глубинного вещества к дневной поверхности: тепловая конвекция и адвекция. Тепловая конвекция хорошо объясняет крупные аномалии скоростей, рисующие восходящие и нисходящие ветви конвективных ячеек. Однако она не может объяснить субгоризонтальную расслоенность астеносферы и, тем более, литосферы.

Адвективный механизм в этом плане более перспективен. Школой В.В. Белоусова был исследован этот процесс с геологической точки зрения как процесс подъема расплавов с больших глубин с формированием астенолинз (диапиров) как промежуточных магматических камер [Белоусов, 1978; Шолпо, 1994]. В.В. Гордиенко [1998] разработал концепцию адвективно-полиморфного процесса, которая на количественном уровне описывает его энергетическую сторону и влияние на адвекцию глубинного вещества полиморфных переходов. Существуют данные по моделированию указанного процесса, которые показали, что в верхах мантии разогретое вещество растекается, образуя протяженные ослабленные слои.

К таким же эффектам приводит и подъем глубинных флюидов. Этот более активный и быстрый механизм переноса энергии и сопровождающих флюиды расплавов обоснован в работе Ф.А. Летникова [2000]. В ней показано, что флюиды просачиваются через пластичные породы и расплавы. Перенос флюидов через литосферу легче всего происходит вдоль плоскостей расщепления пород. По объему переносимой массы данный механизм на несколько порядков превосходит флюидный перенос по зонам трещиноватости. Он заключается в скольжении пленок флюида вдоль плоскостей расщепления почти на субмолекулярном уровне.

Таким образом, в структурах земной коры и верхней мантии отмечен целый ряд закономерностей, которые, по всей видимости, отражают историю формирования верхних оболочек Земли и особенности протекающих в них геодинамических процессов. К таким закономерностям следует, прежде всего, отнести следующие:

- земная кора и вся верхняя мантия реологически расслоены, включая термическую литосферу; ослабленные зоны выделены в средней коре, на уровне границы М и на глубине порядка 100 и 200 км;

- субгоризонтальная расслоенность земной коры и верхней мантии подчеркивается протяженными сейсмическими границами, подстилающими обычно слои с пониженными скоростями (волноводы), и закономерным их сочетанием с наклонными границами и аномальными зонами (зонами нарушений), выполаживающимися к волноводам.

Описанной структуре верхней мантии лучше всего соответствует адвективно-полиморфный механизм подъема глубинного вещества, насыщенного флюидами. Флюидный механизм объясняет природу волноводов, расслоенность верхней мантии и быстроту смены эндогенных режимов. Благодаря значительной подвижности флюидов, вещество мантии достаточно быстро (по сравнению с конвективным течением) поднимается вверх. На некоторых уровнях (вследствие действия на изменение проницаемости вещества таких факторов, как давление и температура) оно задерживается в своем движении, образуя слои с повышенной концентрацией флюидов. Увлажнение пород приводит к их частичному плавлению при относительно низкой температуре и образованию астенолитов. Дальнейшее продвижение глубинного вещества вверх зависит от проницаемости земной коры и всей литосферы в целом, от распределения напряжений, структуры литосферы, ее предыдущей истории развития и т.д.

Флюидная концепция объясняет многие наблюдаемые явления. Например, цикличность тектонической активности, так как адвекция насыщенного флюидами ве-

щества тоже проходит отдельными циклами, связанными с периодическими выбросами флюидов из ядра. Наличие отдельных замкнутых астенолитов, насыщенных флюидом, дает возможность объяснить наблюдаемую цикличность магматической активности. Кроме этого, с формированием и эволюцией крупных астенолинз можно связывать вертикальные движения платформенных областей. Резкие подъемы и опускания больших площадей дневной поверхности отмечены по геологическим данным во многих регионах. Известно, что юг Африки интенсивно поднимается сейчас, а весь север Евразии и Северной Атлантики – резко погрузился в верхнем мелу. Концентрация флюидов в астенолинзах и начало частичного плавления в них могут объяснить поднятия крупных площадей, а отток материала из астенолинз с последующим остыванием – их опускание. Протяженные по площади астенолиты обеспечивают также одновременную активизацию магматической деятельности в активных зонах по разные стороны платформенных площадей. Наконец, флюидная концепция является основой для объяснения формирования различных видов полезных ископаемых.

Реологическая расслоенность верхних оболочек Земли и флюидная концепция позволяют объяснить многие наблюдаемые геологические явления. Так, чередование жестких пластин с ослабленными зонами хорошо согласуется с идеей тектонической расслоенности литосферы в целом [Пейве, 1980; Леонов, 1993], являющейся продолжением тектонической расслоенности коры. Горизонтальные движения в такой среде легче всего представить в виде относительных подвижек жестких пластин (плит) и в виде течения вещества по ослабленным слоям. Особо следует подчеркнуть возможность течения вещества в средней и нижней коре, с чем, возможно, связаны образование складчатости и выдавливание глубинного вещества на поверхность без существенной коллизии, изостатическое выравнивание на границе М и др.

Флюидный механизм может объяснить и наблюдаемые резкие вертикальные движения в пределах самых разнообразных геологических структур, от океанов до древних платформ. Эти движения могут быть вызваны накоплением, а затем оттоком флюидов в больших по площади ослабленных слоях литосферы. Периодичность тектонической активизации, ее одновременность в разных по геологической истории регионах также становятся понятными, если принять во внимание существование системы сообщающихся слоев и нарушенных зон, по которым глубинные флюиды проникают в верхние оболочки Земли.

Глава 7. Структуры разрушения и флюидный режим верхней коры

7.1. Элементы разломной тектоники

7.1.1. Основные понятия разломной тектоники

В данной главе приводятся основные сведения о разрывных нарушениях континентальной коры и методах их измерения. Такое внимание к методическим вопросам объясняется общей направленностью монографии, имеющей целью осветить в дальнейшем проблемы технологии измерений. Развитие учения о разломах шло параллельно с совершенствованием средств их исследования. Эффективность различных технологий недропользования существенным образом зависит от нашего знания фактического материала, который получается различными геологическими и геофизическими методами изучения верхней коры и, особенно, ее верхних слоев. Кроме того, методы измерения трещиноватости и напряженного состояния сами по себе имеют практическое значение для многих проблем недропользования. Например, они могут быть использованы в различных поисковых технологиях. По указанной причине в данном параграфе описываются не только сами трещиноватые и разломные структуры, но и указанные методы [Белоусов Т.П. и др., 1994, 1997, 2000].

Тектонические движения массивов горных пород приводят к их разрывным нарушениям, т.е. смещениям одной части целого массива относительно другой. В геологической литературе разрывные нарушения обычно обозначают термином *дизъюнктивные образования* (или *структуры*). Крупные разрывные нарушения называют разломами. Разломы бывают глубинные, региональные и локальные. Глубинные разломы разделяют литосферные плиты. Движение по этим разломам связано с глобальными геодинамическими процессами и возникновением крупных землетрясений. Региональные и локальные разломы находятся в пределах земной коры и представляют существенный интерес с точки зрения проблем геопользования, в частности, добычи полезных ископаемых.

Основателем учения о разломах в их современном понимании считается американский геофизик Гоббс [Hobbs, 1911], который дал им название *линеаменты*. Сейчас этим термином обозначают выделяемые по аэро- и космоснимкам линии на земной поверхности, которые совсем не обязательно являются разломами, а могут представлять собой результат техногенной (например, сельскохозяйственной) деятельности. В России формирование элементов учения о разломах началось значительно раньше в работах Карпинского [1883, 1894]. Затем данное направление получило развитие в работах Обручева [1912, 1915]. Термин *глубокий разлом* ввел Н.Г. Кассин [1934] на материале изучения разломной тектоники Казахстана. В России сформировалась целая плеяда выдающихся геологов, которые внесли вклад в учение о разломах. Кроме упомянутых исследователей, к ним следует отнести также В.И. Попова, В.Н. Огнева, М.М. Тетяева, В.А. Николаева. Однако наиболее глубокий анализ *глубинных разломов* провел А.В. Пейве [1945], который впервые и ввел указанный термин. На последнем этапе учение развивали В.Е. Хаин [1964], А.И. Суворов [1968] и В.В. Белоусов [1975, 1978]. Пейве указал, что разлом является узкой дизъюнктивной зоной, а не просто поверхностью контакта двух блоков литосферы. В современном понимании дизъюнктивная зона представляет собой сильно разрушенную трещиноватую среду, в которой имеют место значительные пластические (катакластические) деформации, обусловленные скольжением по границам трещин.

За время существования континентов структурный план разломной тектоники неоднократно менялся. Для определения характера движения по разломам и реконструкции их движения необходимо отследить этапы их развития и выделить тот период их развития, который оставил наиболее четкие следы. С начала палеозойского времени по плейстоцен прошло три цикла тектонической деятельности, которые сопровождались образованием и эволюцией разломов: каледонский, герцинский и альпийский циклы. Для целей реконструкции особенно важен последний, альпийский цикл. Именно движения в конце альпийского цикла (в неоген-четвертичном периоде) наилучшим образом восстанавливаются современными геологическими, геохимическими и геофизическими методами. К последним относятся сейсморазведка, гравиразведка, магнитометрия, а также теоретические (геомеханические) методы реконструкции трещиноватости и напряженного состояния.

Дизъюнктивные структуры представляют собой относительные смещения стратиграфических маркирующих уровней, хорошо заметные на обнажениях коренных пород. В тех случаях, когда породы выходят на земную поверхность, они изучаются геоморфологическими методами (к которым относятся неотектонические и сеймотектонические исследования). Задачей этих методов является выделение разрывных нарушений, активных на плейстоценовых и голоценовых этапах неотектонического времени. Если разрывы не очень хорошо видны в современном рельефе, то дополнительно производится изучение:

- геологического строения территории;
- морфометрии, морфологии, генезиса и возраста современного рельефа;
- закономерности развития аккумуляционных и денудационных процессов;
- закономерностей фаций и мощностей четвертичных отложений.

Если речные долины пересекают разломы, то есть возможность восстановить их морфоструктурный план. Обычно обращается внимание на следующие элементы структуры:

- спрямляемость речных долин;
- линейная вытянутость в современном рельефе систем уступов, а также деформаций поверхностей выравнивания, террасовых уровней, неоген-четвертичных отложений и т.п.;
- приуроченность к линейно ориентированным зонам родников, минеральных источников, необычной или обильной растительности и другим гидрогеологическим и ботаническим аномалиям;
- вытянутость в линейные зоны гравитационных аномалий и палеодислокаций различного генезиса.

Среди глубинных континентальных разломов выделяется группа разломов, которая по многим признакам напоминает трансформные разломы в океанической литосфере. Вполне возможно, что и те, и другие имеют общий механизм происхождения, связанный с глобальными геодинамическими процессами в зонах спрединга. Раздвижение крупных литосферных плит в этих зонах связано с конвективными процессами в мантии. Кинематика конвективных ячеек не может быть полностью согласована с кинематикой жестких литосферных плит в силу различий в реологии, форме и режиме движения. В результате этого несогласия и возникают трансформные разломы. Связь с глобальными конвективными движениями в мантии устанавливается по согласованности движений трансформных разломов, расположенных симметрично относительно срединно-океанического хребта. Будем называть такие разломы *сопряженными*. Изменение направления, характера и скорости движения в сопряженных разломах происходит одновременно по обе стороны от хребта, что возможно лишь в случае перестройки гло-

бальной структуры конвективных движений в мантии. Только так можно объяснить синхронность изменений в сопряженных разломах, которые отстоят друг от друга на многие тысячи километров.

Континентальные аналоги трансформных разломов являются, строго говоря, уже не разломами. Они скорее представляют собой подвижно-складчатые пояса, имеющие достаточно большие поперечные размеры в первые сотни километров и сложную тектоническую структуру. В этих поясах сильно развиты флексурные деформации, а также многочисленные и сложно структурированные разрывные нарушения. Их глубокие корни возможно уходят в мантийную часть литосферы. Тем не менее, они имеют все признаки разломов – линейную вытянутость, определенный механизм движений (право- и левосторонний сдвиги) и т.д. Причина их довольно размытой и усложненной внутренней структуры заключается в том, что вещество континентальной литосферы является более мягким, податливым и рыхлым по сравнению с породами океанической коры.

Примером таких сопряженных "континентальных трансформных разломов" являются разломные структуры Балтийского и Канадского щитов, которые имеют во многом сходное строение. К таким структурам относятся Саво-Ладожская зона свекокарелид и Беломорско-Лапландский пояс [Морозов, 2002]. Эти подвижные пояса имеют сложную тектоническую структуру. Сдвиговые движения в них сопровождаются нормальными смещениями (т.е. движениями поперек разлома). Если нормальные смещения направлены внутрь разлома, то указанная комбинация разломных движений называется *транспрессией*. Если же нормальные смещения носят растягивающий характер, то эти движения называются *транстенсией*. Эти поперечные движения сопровождаются характерными для них структурно-морфологическими особенностями рельефа поверхности. Ю.А. Морозов [2002] свел в единую диаграмму (рис. 63) результаты по структурному парагенезису разрушения, полученные разными авторами. Термин *парагенезис* означает совместное происхождение (в данном случае – структур разрушения). На этой диаграмме схематически показан сдвиг, сопровождаемый транспрессией и транстенсией.

На рис. 63а показаны различные элементарные нарушения, которые возникают в режиме нагружения сжатие-растяжение. К ним относятся сколы, трещины отрыва, складки, кливажи, стилолитовые швы, надвиги и сбросы. На рис. 63б показана структура *сдвига*, который осложнен элементами разрушения или смятия второго порядка, отмеченными цифрами. К ним относятся: 1) синтетические R_1 и антитетические R_2 линии скольжения Риделя, 2) оси складок, 3) структуры растяжения (трещины отрыва, грабены, впадины), 4) надвиги и покровы, 5) комбинация всех элементов разрывно-складчатого пояса.

На рис. 63в показана структура пальмового дерева, возникающая при выдавливании вещества подвижного пояса в процессе сжатия. Если один из бортов разлома приподнимается, то возникают асимметричные условия сжатия (рис. 63г). При растяжении возникают грабеноподобные структуры. Если осевая линия основного разлома (разрушение первого порядка) является достаточно изогнутой, то вдоль этой линии могут возникнуть локальные условия поперечного сжатия и растяжения. На рис. 63д, ж показаны такие локальные структурные элементы разрушения.

В подвижных поясах "континентальных трансформных разломов" сильно развиты магматизм, сейсмичность и движение флюидов из недр планеты и в первую очередь из астеносферы. Здесь породы в большей степени обогащены рудным материалом, и можно ожидать больших скоплений полезных ископаемых.

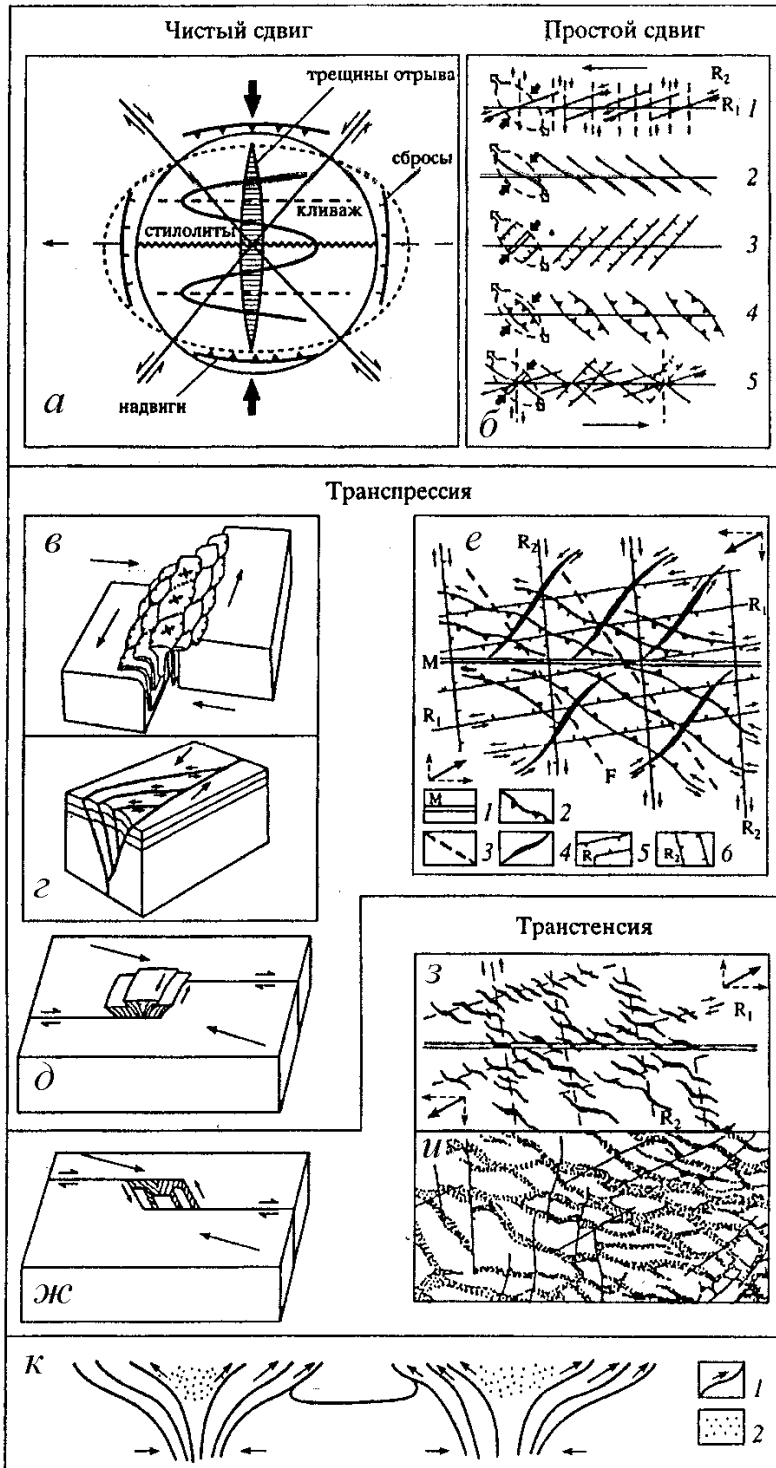


Рис. 63. Схемы структурного парагенеза различных режимов разрушения по Ю.А. Морозову [2002]: сжатия-растяжения (а), сдвига (б), транспрессии (в – е, к) и транстенсии (ж – и):

а – соотношение сопряженных систем сколов, трещин отрыва, складок, кливажа, стилолитовых швов, надвигов и сбросов;

б – структура магистральной сдвиговой зоны: 1 – с оперяющими синтетическими (R_1) и антитетическими (R_2) сколами Риделя, 2 – с осями складок, 3 – со структурами растяжения (трещины отрыва, грабены, впадины), 4 – с надвигами и покровами, 5 –

комбинированное сочетание всех элементов разрывно-складчатого парагенеза;
в – структура "пальмового дерева" зон транспрессии;
г – асимметричное развитие надвиговых структур в сегменте сжатия зоны;
д – ситуация транспрессии в зоне изгиба поверхностей сдвигового сместителя;
е – обобщенный структурный парагенез транспрессии: 1 – магистральный сдвиг, 2 – надвиги, 3 – оси складок, 4 – трещины отрыва, 5 – синтетические и 6 – антитетические сколы Риделя;
жс – структура трансценсии в месте изгиба поверхности сгиба;
з – структурный парагенез трансценсии на начальной стадии;
и – структурные трансценсии на продвинутой стадии развития;
к – схема пространственного соотношения дивергентных и конвергентных систем разрыва в смежных структурах "пальмового дерева" (разрез): 1 – надвиги, 2 – области вторичного растяжения.

7.1.2. Методы наблюдения нарушений

Чаще всего разрывные нарушения определяются геоморфологическими методами по данным изучения рельефа поверхности или обнажений консолидированных пород, а также сейсмологических методами по механизмам землетрясений. В предгорных районах (в частности, на юге Ставропольского края) непосредственные полевые работы наталкиваются на чисто технические затруднения из-за сложного рельефа, отсутствия дорог и других факторов высокогорья. В этих регионах разрывные нарушения обнаруживаются с помощью аэро- и космоснимков, что позволяет изучать территорию равномерно по всей площади и проконтролировать наземные измерения.

В работах [Белоусов Т.П. и др., 1997, 2000] проведено комплексное изучение тектонических смещений террас и речных долин для целого ряда регионов, что позволило выделить разрывные нарушения земной поверхности на больших площадях. В частности, были закартированы разрывные нарушения Татарского свода, Памиро-Гималайского разлома и других регионов.

Если в платформенных областях, покрытых толстым слоем молодых осадочных пород, тектоническая и сейсмическая активности понижены, то применение указанных методов затруднено по причине закрытости геоморфологических признаков и их слабой выраженности. Отсутствие слабых землетрясений делает невозможным применение сейсмологических методов определения механизмов землетрясений. В этом случае целесообразно комплексное использование геофизических, буровых, геоморфологических и геодезических методов. Примером может служить Западная Сибирь, которая является тектонически и сейсмически спокойным регионом.

Сходные проблемы возникают в Ставропольском своде Скифской плиты. В данном регионе верхний осадочный слой не отражает морфоструктурный план нижних этажей, а малоамплитудные смещения по разломам геофизическими методами фиксируются не очень надежно.

Существуют разные подходы к изучению трещиноватой структуры пород на больших пространственно-временных масштабах. Один из них заключается в том, чтобы сочетать геоморфологический и геомеханический методы. Измеряя трещиноватость на обнажениях коренных пород и геоморфологический план местности, можно, в принципе, восстановить трещиноватость и напряженное состояние в момент зарождения данной трещиноватости. Указанные соображения позволяют, в свою очередь, определить современные напряжения. Сама методика базируется, разумеется, на некоторых физических предположениях, без которых невозможно построить любой конструктивный метод определения напряжений на больших пространственно-временных мас-

штабах. Знание реально действующих напряжений в верхних слоях коры позволяет, в свою очередь, решать многие практические задачи.

Можно допустить, что трещиноватая структура наследуется с момента своего возникновения. В морских осадочных бассейнах происходит консолидация и отвердение осадочного материала. Первоначально слои имеют строго горизонтальное залегание. В момент литификации трещин под действием напряжений, существовавших в тот момент, в них возникает система локализованных деформаций. Основное допущение заключается в следующем. Раз возникнув, нарушения уже практически никогда не заживают полностью. В результате движение в процессе нагружения происходит, в основном, по системе старых трещин. Другими словами, первопричиной наблюдаемой трещиноватой структуры коренных пород является разрушение не совсем консолидированных осадочных пород на определенной стадии их литификации. Естественно, что позднее могут возникать и новые тектонические трещины. Однако появление новых трещин представляет собой вспомогательный механизм образования трещин. Основным механизмом состоит в возобновлении первичных нарушений.

Второе допущение состоит в том, что эта трещиноватая структура сохраняет следы напряженного состояния осадочных пород в момент их литификации, когда они имели строго горизонтальное положение. В слабо сцементированных породах при небольшом всестороннем сжатии трещины ориентированы вдоль оси наибольшего главного напряжения. Данный факт объясняется взаимодействием отдельных дефектов (например, цилиндрических пор). В процессе нагружения эти поры ведут себя как электрические заряды. Поры, расположенные вдоль оси наибольшего главного напряжения, отталкиваются [Белоусов Т.П. и др., 1997]. Поры и полости, расположенные в перпендикулярной плоскости, притягиваются. В итоге образуется наблюдаемая система трещин. Геоморфологический метод дополняется сейсмологическими измерениями механизмов землетрясений. Знание нодальных плоскостей в очаге землетрясений позволяет определить современное напряженное состояние.

Если эту гипотезу принять, то появляется возможность восстановить палеонапряженное состояние, которое имело место в момент зарождения трещиноватой структуры. На этой идее основана технология расчета палеонапряжений, которая изложена в работах [Белоусов Т.П. и др., 1994, 1997]. Полученные палеонапряжения хорошо согласуются с геоморфологическими данными, а также и с современными напряжениями, полученными на основе сейсмологических данных. Сейсмологические измерения позволяют определить механизмы землетрясений, т.е. положение нодальных плоскостей. Современные напряжения либо наследуют палеонапряжения, либо отклоняются от них в соответствии с изменениями тектонической ситуации. Согласованность данных, полученных разными и независимыми друг от друга методами, свидетельствует о том, что предложенная гипотеза является вполне разумной.

Для применимости данной технологической схемы необходимо, чтобы на поверхность выходило достаточное количество обнажений коренных пород и эти обнажения были доступны. Желательны также умеренная сейсмичность региона и наличие сети сейсмостанций. Комбинация этих факторов делает данную технологию достаточно эффективной. Этим условиям удовлетворяет Европейская часть России, особенно, ее восточные и южные области – Татарстан, Башкирия и Северный Кавказ. В то же самое время Западная Сибирь является асейсмичным регионом и почти целиком покрыта болотистым рельефом и тайгой.

Есть также и другие ограничения. Известно [Magara, 1974, 1976], что в молодых, быстро опускающихся осадочных бассейнах на глубинах около 3 км в относительно тонком слое (условно назовем его реологическим барьером) происходит качественное изменение реологических и прочностных свойств неконсолидированных

осадочных пород. До глубин 3 км сохраняется высокопроницаемая трещиноватая структура осадочного комплекса, которая гидрологически связана с морским бассейном, а флюид находится в состоянии гидростатического равновесия. Именно в этой зоне трещиноватость наследуется с самого начала, и потому изложенная выше гипотеза хорошо работает.

Однако в самом реологическом барьере и ниже его проницаемость и вязкость резко уменьшаются, а трещиноватость исчезает. Под барьером появляется аномально высокое пластовое давление. В геофизической литературе флюидные процессы ниже барьера обычно описываются уравнениями *компакции* (см. в следующей главе). На глубинах ниже реологического барьера сосредоточены основные нефтяные месторождения молодых бассейнов. Вследствие разжижения глинистых пород в барьере и ниже его происходит залечивание древних трещин и образование новой системы трещин в соответствии с напряженным состоянием и условиями разрушения в данной области. Если слои с течением времени выходят на поверхность, то мы восстанавливаем не их исходную трещиноватую структуру, а лишь состояние под барьером. Если за все время эволюции напряженное состояние платформы меняется не очень сильно, то указанный фактор не влияет на окончательный результат и укладывается в допустимую погрешность метода.

Полевые замеры параметров трещин на обнажениях подвергаются математической обработке. Углы наклона единичного вектора к поверхности трещины и величина площади данной поверхности являются основными параметрами трещин. Указанные параметры обрабатываются с помощью специальных диаграмм. Существуют, по крайней мере, три типа диаграмм, с помощью которых производится наглядное представление параметров трещин и их математическая обработка.

Наиболее популярным и распространенным является представление с помощью стереографической проекции. В стереографической проекции фигурируют сферы единичного радиуса. Из этого центра сферы проводится единичный вектор нормали к плоскости трещины до точки касания сферы, и далее эта точка проектируется на плоскость. Она называется полюсом трещины. Таким образом, на плоский круг наносятся полюса трещин, соответствующие данному конкретному обнажению. Способы перенесения на плоскость бывают разными. В способе Вульфа сохраняются углы, но искажаются площади. В способе Шмидта сохраняются площади, но искажаются углы. В результате на сфере и на плоскости возникает распределение трещин по их угловым координатам, которое далее подвергается процедуре математической обработки. В геологической практике чаще всего используется распределение Шмидта. В работе [Белоусов Т.П. и др., 1997] используется распределение Вульфа. Кроме этих распределений, используется также и т.н. вероятностная диаграмма-матрица. В данном представлении по осям декартовой системы координат откладываются азимут и угол падения трещины. Во всем остальном техника аналогична предыдущим двум представлениям.

По результатам полевых измерений формируется банк данных, включающий в себя первичные измерения. От качества первичных измерений зависит информативная ценность дальнейшей математической обработки материала. Банк данных снабжается программными средствами, которые позволяют представить первичные данные в любом из перечисленных выше представлений. Основным моментом данной технологии состоит в том, что делается коррекция измеренных угловых параметров трещин с тем, чтобы привести их к исходному состоянию, когда слой был плоскопараллельным и занимал горизонтальное положение. Именно для этого положения и производится дальнейшая математическая обработка параметров трещин.

Распределение построенных указанным выше способом точек одного обнажения

или его части называется *локальным ориентационным распределением*. При построении регионального распределения суммируются результаты, относящиеся к разным обнажениям в пределах данного региона. Такое распределение называется *регионально-ориентационным*. К их обработке далее привлекаются статистические методы. Опуская детали (которые можно найти в оригинальной работе [Белоусов Т.П. и др., 1997]), отметим лишь некоторые принципиальные моменты. Главной характеристикой трещин данного размера является плотность углового распределения трещин. Строятся изолинии равной плотности и т.н. *кластеры*. Последние представляют собой "компактные группы точек". Существует некий математический алгоритм, который формализует данное понятие.

Для вертикально ориентированных трещин более удобным является не полюсное, а другое представление – в виде линий пересечения трещин с горизонтальной плоскостью. Для данного представления строится роза-диаграмма, которая в какой-то степени напоминает диаграмму направленности акустических систем и радаров. Во всяком случае, роза-диаграмма имеет наглядный образ, который упрощает понимание общей картины и ее интерпретацию.

В каждом слое есть его внутренняя структура (слоистость и сланцеватость). Эти структуры возникают в момент литификации слоя под действием существовавших тогда напряжений. В результате в слое возникала система плоскостей скольжения, параллельных самому слою. При деформации, изгибе и повороте слоя эти элементы внутренней структуры сохраняются. При этом угловые характеристики трещин по отношению к плоскостям скольжения также сохраняются. Данный факт существенно облегчает технологию реконструкции первоначального положения слоя и расположения в нем трещин и является фактором контроля данной измерительной технологии и косвенным подтверждением правильности заложенных в нее предположений.

Формализация распределения параметров трещин и их удобное представление позволяют провести разумную классификацию трещин, которая может иметь практическое приложение. В частности, представляет интерес соотношение между параметрами локально ориентационных и регионально ориентационных распределений трещин. Эти соотношения отражают процессы деформации и эволюции отдельных трещиноватых пластов и, в частности, коллекторов. Строить детерминированные геомеханические модели динамики пластов сложно по причине отсутствия достаточного количества фактических данных для полноценной верификации моделей данного класса. Статистические модели позволяют обойти эти трудности. В частности, классификация трещиноватых структур на основе статистических параметров может лежать в основе экспертных и других логических систем.

7.1.3. Фрактальные свойства верхней коры

Уже давно отмечено, что структуры разрушения обладают свойствами подобия при изменении их масштабов [Садовский и др., 1984; Гейликман, Писаренко, 1989; Mandelbrot, 2002; Turcotte, 1989; Okubo, 1987]. При определенных условиях эти свойства называются фрактальными. В зависимости от методов исследования и точек зрения эти свойства часто обозначаются различными терминами (кусковатость, многомасштабность, самоподобие и т.д.). Свойство фрактальности характерно не только для горных пород, но и для других природных объектов.

Рассмотрим некоторую многомасштабную структуру любой природы. Пусть в ней есть элементы с размером r_i , число которых равно N_i . Эта структура называется фрактальной, если для любого i эти величины связаны соотношением

$$N_i = \frac{C}{r_i^D},$$

в котором константы C и D не зависят от размера структуры. Данное свойство называют скейлингом. Приведенное соотношение можно записать в форме некоторого статистического распределения по числу элементов

$$N = \frac{C}{r^D}. \quad (7.1.1)$$

Показатель степени D , который называется фрактальной размерностью Хаусдорфа-Безиковича, отличается от топологической размерности объекта.

Фрактальность является общим свойством горных пород и геологических структур. Типичным примером (который обычно приводится в качестве классической иллюстрации фрактальных объектов) является береговая линия [Mandelbrot, 1982; 1989]. Структура пор в пористых породах в определенных пределах изменения масштабов также самоподобна [Bale, Schmidt, 1984; Katz, Thompson, 1985]. Аналогичными свойствами обладают поверхности разрушения горных пород [Avnir et al., 1984; Li, Xu, 1993].

Наиболее надежным методом определения фрактальных свойств трещиноватой структуры в верхней коре являются сейсмологические исследования, которые обсуждаются ниже.

В работе [Файзулин, Шапиро, 1989] была исследована акустическая модель случайной среды с дискретными включениями малой концентрации. Было показано, что фрактальная размерность в данной среде совпадает с фрактальной размерностью разломов. Были произведены также расчеты частотной зависимости для рассматриваемой модели с включениями и для стохастической модели турбулентности. Оказалось, что при определенных условиях эти спектры идентичны. Общий результат состоит в том, что модель случайной среды с дискретными включениями, распределенными по закону (7.1.1) с показателем, лежащим в интервале $3 < D < 4$, представляется достаточно адекватной.

Анализ распределения рудных месторождений, проведенный в параграфе 8, дает основание предположить, что трещиноватость в верхней коре имеет соответствующую стратификацию. Другими словами, трещиноватая структура существенным образом меняется по глубине вплоть до 15 км. В пользу указанного обстоятельства говорят также результаты механических экспериментов на испытательных машинах с образцами горных пород. Другими словами, в пределах региона со сходными геологическими и тектоническими условиями распределение трещин по горизонтали может быть статистически однородным. В то же самое время по вертикали оно неоднородно. Следовательно, фрактальные модели статистически однородной трещиноватой структуры верхней коры целесообразно разрабатывать на основе одномерных и двумерных моделей (с топологическими размерностями соответственно 1 и 2).

7.2. Напряженное состояние верхней коры

Проведенные выше рассуждения касались, в основном, самих разломов, а также других трещиновато-пористых зон. Однако проблема разломов и волноводов стоит гораздо шире динамики внутри этих областей. Важно понять, как распределяются напряжения во вмещающих массивах пород, а также в блоках земной коры, которые содержат как нарушенные, так и ненарушенные участки. Зная поле напряжений, его особенности и основные параметры, можно судить о характере смещений по разломам и другим ослабленным зонам, а также о сопутствующих движениях флюидов.

Тензоры напряжений и деформаций играют фундаментальную роль в геодинамике и тектонофизике. По геофизическим измерениям определяется, в основном, тензор деформаций. Для различного рода интерпретаций, имеющих прикладное значение, удобнее всего тензор напряжений. Между тем, в геофизической литературе смысл этих понятий иногда размывается, и происходит путаница. Иногда под напряженным состоянием понимается трещиноватая структура и различные следы разрушения, т.е. причина подменяется следствием. Это связано с тем, что для вычисления тензора напряжений необходимо привлечение тех или иных физических гипотез (например, о реологии среды). Часто эти гипотезы содержат необоснованный произвол, что заводит в тупик саму проблему определения напряженного состояния коры.

Инструментальное измерение указанных величин составляет предмет механики горных пород. Для наших целей достаточно знать лишь общие характеристики напряженного состояния и объективные методы его измерения. Интерес представляет также сейсмический режим разломных зон, который обусловлен напряженным состоянием.

7.2.1. Характер регионального поля напряжений

Рассмотрим региональное поле напряжений в коре, усредненное по локальным неоднородностям. Ориентируем оси ортогональной системы координат (x_1, x_2, x_3) таким образом, что ось x_3 направлена вверх. Тензор напряжений σ_{ij} удовлетворяет уравнению баланса сил

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = 0. \quad (7.2.1)$$

Здесь ρ – плотность, $\vec{g} = \{0, 0, -g\}$ – ускорение силы тяжести.

Многие независимые геолого-геофизические наблюдения показывают, что региональное поле напряжений в верхней коре носит двухосный характер. Другими словами, оно существенно меняется по вертикали в соответствии с весом пород, достаточно медленно изменяется по латерали и характеризуется только двумя ортогональными горизонтальными главными напряжениями – максимальным σ_{\max} и минимальным σ_{\min} . Третье главное напряжение σ_3 соответствует литостатическому давлению слоя коры

$$\sigma_3 = \int_0^h \rho g dx_3 \quad (7.2.2)$$

и не может рассматриваться как независимая переменная величина.

Гипотеза двухосности напряжений коры хорошо подтверждается многочисленными сейсмологическими измерениями механизмов землетрясений, радиусометрией скважин, замерах борозд и зеркал скольжения трещин в обнажениях и другими инструментальными определениями напряжений [Angelier, 1984; Cornet, Vallette, 1984; Юнга, 1990], а также геоморфологическими наблюдениями [Белоусов Т.П. и др., 1994, 1997]. Указанные измерения по многим регионам мира (проведенные по проекту World Stress Map в рамках международной программы "Литосфера") были занесены в банк данных и нанесены на мировую карту напряжений [Zoback, 1989, 1992]. Эти данные лежат в основе современных геодинамических и тектонофизических исследований.

В настоящее время принята следующая классификация напряженных состояний:

– $\sigma_{\max} > -\sigma_3 > -\sigma_{\min}$ – состояние сдвига, при котором развиваются преимущественно подвижки с горизонтальным вектором разрыва смещений;

$-\sigma_3 > -\sigma_{\max} > -\sigma_{\min}$ – состояние растяжения, при котором обычно имеют место сбросы;

$-\sigma_{\max} > -\sigma_{\min} > -\sigma_3$ – состояние сжатия, способствующее развитию надвигов.

Подставив (7.2.2) в (7.2.1), получим, что касательные напряжения σ_{13} и σ_{23} равны нулю, т.е. слой не выдерживает сдвиговых напряжений. Отсутствие указанных касательных напряжений в верхней коре объясняется ее повышенными трещиноватостью и раздробленностью. В той части коры, которая доступна наблюдениям, напряженное состояние (за вычетом гидростатической составляющей напряжения) является двумерным, а на небольших территориях – плоским. На границах разломов и трещин касательные напряжения существенно уменьшаются. Поэтому в их окрестности указанная закономерность, естественно, нарушается. С этими локальными возмущениями напряжений связаны землетрясения, местные подвижки по разломам и сопутствующие им различные локальные процессы. В частности, при сдвиговых деформациях в ослабленных трещиноватых зонах возникают процессы дилатансии, консолидации и компакции, которые влияют на величину порового давления насыщающих флюидов. В горизонтальных трещиноватых слоях указанные процессы могут иметь большие пространственные размеры.

Следует подчеркнуть, что горизонтальные напряжения σ_{\max} и σ_{\min} того же порядка, что и вертикальное напряжение σ_3 . Отсюда вытекает принципиально важный вывод в отношении механизма движения флюидов. Градиент порового давления, обусловленный динамикой трещиноватых зон, может достигать очень больших величин, соизмеримых с градиентом геостатического давления, т.е. порядка ρg . В природе существует не так много физических факторов, способных создавать столь большие градиенты порового давления. Например, тепловая конвекция в пористой среде создает градиенты порового давления на два-три порядка меньшие. Однако это отнюдь не означает, что механизм дилатансии и сопутствующие ему процессы являются доминирующими во всех случаях. Каждая конкретная ситуация требует специального изучения. Именно поэтому ниже более подробно рассматриваются отдельные классы сейсмотектонических и флюидодинамических процессов.

7.2.2. Неклассические задачи определения напряженного состояния

Существуют значительные трудности при определении реологических характеристик горных пород. Во многих случаях эти трудности имеют принципиальный характер, и тогда они являются непреодолимыми. Данное обстоятельство привело некоторых специалистов к заключению о невозможности (при современном состоянии науки) точного определения напряженно-деформированного состояния коры. На первый взгляд приведенное утверждение вполне обосновано, поскольку решение классической краевой задачи о нагружении некоторого объема без знания его реологии невозможно в принципе.

Однако в действительности ситуация не так уж и безнадежна. Недостающую информацию о реологии горных пород может заменить в некотором смысле эквивалентная информация о характеристиках напряженного состояния. Говоря об эквивалентности, мы имеем в виду следующее. Тензор напряжений имеет шесть компонент, а уравнений статики всего лишь три. Определяющие уравнения позволяют свести краевую задачу механики нагружения деформируемого тела к нахождению всего лишь трех компонент смещения. Для их нахождения вполне достаточно трех уравнений баланса сил. Тем самым задача становится определенной и корректно поставленной (при наличии соответствующих краевых условий).

Если же реологическое уравнение неизвестно, но есть дополнительная информация о характеристиках напряжений, то появляется возможность замкнуть задачу и сделать ее определенной для нахождения именно тензора напряжений. Однако деформации и смещения по-прежнему остаются неопределенными. В этом и состоит основная идея излагаемого подхода [Мухамедиев, 2000].

В настоящее время различными геофизическими методами определяются направления осей главных напряжений (т.н. эллипсоид тензора напряжений). Основная информация получается в результате сейсмологических измерений механизмов землетрясений (т.е. положения нодальных плоскостей). Кроме указанных измерений, весьма эффективными являются геоморфологические методы (включающие в себя измерение трещиноватости на обнажениях) и радиусометрия необсаженных скважин. Как уже говорилось выше, все эти измерения занесены в единую мировую базу экспериментальных данных об ориентации главных напряжений. Появляется возможность поставить задачу об определении тензора напряжений неклассическими методами безотносительно к реологии среды.

Как было показано выше, за вычетом геостатической составляющей напряженное состояние коры является плоским. У плоского тензора напряжений σ_{ij} есть всего лишь три компоненты σ_{11} , σ_{22} и σ_{12} , которые могут быть описаны с помощью комплексных функций комплексных переменных $z = x_1 + ix_2$ и $\bar{z} = x_1 - ix_2$. Выделим в этом тензоре шаровую и девиаторную составляющие

$$\sigma \equiv \frac{(\sigma_{11} + \sigma_{22})}{2}, \quad \text{a)} \quad (7.2.3)$$

$$\tau \equiv \frac{(\sigma_{22} - \sigma_{11} + 2i\sigma_{12})}{2}. \quad \text{b)}$$

Положим $\sigma_1 \equiv -\sigma_{\max}$ и $\sigma_2 \equiv -\sigma_{\min}$, тогда

$$\sigma \equiv \frac{(\sigma_1 + \sigma_2)}{2}, \quad \tau = |\tau| e^{i\alpha}, \quad |\tau| = \frac{1}{2}(\sigma_2 - \sigma_1) \geq 0. \quad (7.2.4)$$

Модуль комплексного касательного напряжения τ равен максимальному касательному напряжению в системе координат, связанной с эллипсом тензора напряжений. Угол α связан с углом поворота φ_c от положительного направления оси x_1 до оси σ_{\max} против часовой стрелки соотношением

$$\alpha = -2\varphi_c. \quad (7.2.5)$$

В комплексном представлении уравнения баланса сил принимают вид

$$\frac{\partial \sigma}{\partial z} = \frac{\partial \tau}{\partial \bar{z}}. \quad (7.2.6)$$

Три компоненты плоского тензора напряжений можно выразить через σ_1 , σ_2 и φ_c или σ , τ и α . По полю угла φ_c восстанавливается поле траекторий напряжений σ_1 , σ_2 .

Поле траекторий вместе с двумя уравнениями баланса сил (7.2.6) позволяет замкнуть систему уравнений движения и полностью определить тензор напряжений. Заметим, что выражения (7.2.3) – (7.2.6) совершенно не зависят от определяющего уравнения. Именно в этом смысле при определении напряженного состояния поле траекторий является величиной, альтернативной реологии среды. Измеряя характеристики напряженного состояния и вычисляя поле траекторий напряжений, можно вполне корректно решить задачу об определении плоского тензора напряжений в региональном масштабе [Мухамедиев, 2000].

7.3. Основы феноменологической сейсмологии

7.3.1. Некоторые соотношения феноменологической сейсмологии

В данном параграфе приводятся основные соотношения сейсмологии, полученные с помощью обработки результатов наблюдений. Они касаются, в основном, процессов в очаге землетрясения и ближайшей его окрестности. В самом широком смысле землетрясением являются колебания поверхности Земли вследствие прохождения упругих волн. Источник этих волн может быть самым разнообразным: вулканическая деятельность (вулканические землетрясения), обрушение полости в самых верхних слоях земной коры ("обвальные", "карстовые" землетрясения), взрыв, образование разлома или подвижка по существующему разлому в литосфере (тектонические землетрясения). Последний из перечисленных типов землетрясений приводит к наиболее катастрофическим последствиям, и именно тектонические землетрясения будут рассматриваться в настоящей работе.

В настоящее время общепринята модель Рейда очага тектонического землетрясения в виде сдвиговой подвижки по имеющемуся или вновь образующемуся разлому [Касахара, 1985; Костров, 1975; Райс, 1982]. Некоторые исследователи предполагают наличие и отрывной компоненты, особенно, при образовании нового разлома. Быстрая подвижка сопровождается излучением упругих волн, которые, собственно говоря, и воспринимаются как землетрясение. Силу землетрясения оценивают двумя способами: 1) по амплитуде колебаний, регистрируемых стандартным прибором, находящимся на определенном расстоянии от очага землетрясения; 2) по разрушениям, вызванным землетрясением. На первом способе основана предложенная Гуттенбергом и Рихтером [Gutenberg, Richter, 1965] шкала магнитуд, на втором – шкала интенсивностей. Магнитуда землетрясения, при корректном ее определении, не зависит от условий в точке регистрации и определяется энергией землетрясения в его очаге. Связь энергии с магнитудой дается, например, формулой Гуттенберга-Рихтера

$$\lg E = 1,5M + 4,8, \quad (7.3.1)$$

где E – энергия в джоулях, M – магнитуда (безразмерная величина). Самые слабые толчки, регистрируемые современными сейсмометрами, имеют отрицательные магнитуды; магнитуда самых сильных из известных землетрясений не превышает 9.

Интенсивность колебаний зависит не только от энергии землетрясения, но и от глубины его очага и от грунтовых условий в рассматриваемой точке. Например, разрушительное Ташкентское землетрясение 1966 года имело относительно небольшую магнитуду 5,1, но так как глубина его очага была невелика – 8 км, интенсивность в эпицентре составила VII-VIII баллов. Наиболее известной является принятая в настоящее время модифицированная шкала интенсивностей Меркали. Эта шкала 12-балльная. Колебания интенсивностью от I до III баллов практически не ощущаются: III балла соответствуют сотрясениям от близко проехавшего грузовика. Шестибалльные землетрясения сопровождаются незначительными разрушениями. В районах, где возможны семибалльные землетрясения, по принятым в нашей стране нормативам необходимо вести сейсмостойкое строительство. Десятибалльное землетрясение вызывает практически полное разрушение зданий, двенадцатибалльное – изменение ландшафта.

Одной из основных закономерностей, определяющих режим сейсмичности (развитие во времени), является закон повторяемости землетрясений [Гуттенберг, Рихтер, 1965]. Данный закон связывает количество землетрясений с их энергией и имеет вид

$$\lg N = a - bM, \quad (7.3.2)$$

где N – количество землетрясений в некотором интервале магнитуд от M до $M+\Delta M$, a и

b – константы, первая из которых определяет величину сейсмической активности и меняется от района к району, а вторая – определяет наклон графика повторяемости и имеет значение $\sim 3/4$.

Существуют также некоторые эмпирические закономерности между различными параметрами землетрясений. Так, японские ученые Т. Уцу и А. Секи [Utsu, Seki, 1955] установили связь между площадью S проекции поверхности афтершоков на дневную поверхность и магнитудой

$$\lg S = M + 6, \quad S \approx L^2, \quad (7.3.3)$$

где L – характерный линейный размер. Комбинируя (7.3.2) и (7.3.3), получаем

$$N = \frac{C}{L^D}, \quad \ln C = a - 6b, \quad D = 2b. \quad (7.3.4)$$

Данное соотношение свидетельствует о фрактальных свойствах трещиноватой структуры коры, принимающей участие в сейсмических процессах.

Сравнивая формулу (7.3.4) с (7.1.1), можно заметить, что в процессе сейсмической активности сейсмические события отражают фрактальные свойства трещиноватой среды верхней коры. Для крупных разломов типа Сан-Андреас фрактальная размерность лежит в пределах 1 – 1,5, в то время как топологическая размерность равна единице. Многомасштабными являются многочисленные оперяющие разломы. Как правило, геоморфологически выражены лишь наиболее крупные из них. Остальные исследуются косвенными или теоретическими методами, в частности, акустическими методами.

Аналогичная закономерность установлена для характерного периода сейсмических волн T_a

$$\begin{aligned} \lg T_a &= 0,51M - 2,59 \quad \text{при } M > 5, \\ \lg T_a &= 0,47M - 1,79 \quad \text{при } M < 5. \end{aligned} \quad (7.3.5)$$

М.А. Садовский [Садовский и др., 1987] и К. Цубои [Tsuboi, 1956] установили соотношение между энергией землетрясений E и наименьшим объемом V , включающим в себя очаг землетрясения,

$$E = e_0 V, \quad V = L^3. \quad (7.3.6)$$

Коэффициент пропорциональности в этом соотношении e_0 обычно интерпретируется как плотность упругой энергии. Он не зависит от магнитуды и района землетрясения. Для него найдено значение $e_0 \approx 10^3$ эрг/см³.

Для характерного времени T^* повторения землетрясений одинаковой магнитуды и для времени возникновения предвестников ΔT также найдены эмпирические закономерности (время – в годах, энергия – в джоулях):

$$\begin{aligned} \lg T^* &= \frac{1}{3} \lg E - 3,5, & \text{а)} \\ \lg \Delta T &= \frac{1}{3} \lg E - 4,5. & \text{б)} \end{aligned} \quad (7.3.7)$$

Из этих соотношений следует зависимость между T^* и ΔT

$$\Delta T = 0,1 T^*. \quad (7.3.8)$$

Наконец, есть зависимость для суммарной (для всех сейсмических событий) сейсмической энергии $E_{sum} = \sum_i E_i$ от времени (время – в годах, энергия в – эргах), установленная для Японии К. Цубои,

$$E_{sum} = 10^{23} (2,24t + 1,91). \quad (7.3.9)$$

Существуют также многочисленные вариации этих формул при других значениях параметров и в других комбинациях величин, а также аналогичные зависимости для других, близких по смыслу величин (размер вышедшего на поверхность разлома и его смещение, средние и максимальные величины и т.д.).

Садовский с соавторами [Садовский и др., 1987] дал соотношению (7.3.7) некоторую интерпретацию. Он считает, что приток энергии в объем $V = L^3$ за время T^* при условии постоянства этого притока обеспечивает плотность энергии, даваемую формулой (7.3.6). Если встать на данную точку зрения, то с помощью элементарных выкладок получаем (7.3.7).

7.3.2. Представления о природе тектонических землетрясений

7.3.2.1. Дилатантно-диффузионная модель (ДД)

Остановимся вкратце на некоторых концепциях, которые обычно называют моделями подготовки землетрясений. Первой является т.н. *дилатантно-диффузионная модель* (или *ДД-модель*).

В процессе дилатансии происходит неупругое увеличение объема материала под действием приложенной к нему нагрузки. Возрастание объема связано с раскрытием пор и/или появлением и раскрытием трещин отрыва, ориентированных параллельно сжимающим напряжениям. В экспериментах показано, что величина изменения объема зависит от типа породы и составляет от долей до первых процентов.

Согласно дилатантно-диффузионной модели [Касахара, 1985; Соболев, 1993] на первой стадии напряжения и деформации постепенно нарастают до некоторого критического уровня. На второй стадии развивается дилатансионное увеличение пористости, причем, скорость роста пористости превышает скорость фильтрации флюидов из окружающего пространства. Третья стадия характеризуется притоком флюидов. На протяжении второй и третьей стадий поровое давление имеет пониженное значение, так что отмечается так называемое дилатансионное упрочнение пород. Разрушение и сопровождающее его землетрясение возникают после того, как в результате притока жидкости поровое давление возрастает, и прочность пород падает. Количественные расчеты по ДД-модели приведены, например, в монографии [Райс, 1982].

7.3.2.2. Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования

Модель *лавинно-неустойчивого трещинообразования* (ЛНТ) известна также под названиями “сухая” модель, ИФЗ-модель. Главная роль в ней отводится неоднородному развитию дилатансионных трещин, роль флюидов не рассматривается [Мячкин и др., 1955; Мячкин, 1978]. В основу модели положены явления взаимодействия полей напряжений в окрестности трещин, а также явление локализации процесса трещинообразования на некоторой его стадии.

Согласно этой модели на первой стадии процесса растрескивание статистически однородно по пространству, рост напряжений вызывает увеличение плотности трещин. После превышения плотностью трещин некоторого критического уровня трещины начинают взаимодействовать между собой, что вызывает ускоренный их рост на второй стадии процесса. Данная стадия характеризуется ростом деформации и пористости. Третья стадия характеризуется укрупнением трещин в некоторой локальной зоне и, соответственно, падением напряжений и деформаций в окружающей среде. На четвертой

стадии укрупненные трещины в локальной зоне сливаются между собой, и развивается магистральный разрыв, сопровождающийся землетрясением.

7.3.2.3. Модель прерывистого скольжения

В работах [Brace, Byerlee, 1966; Brace, 1972] было показано, что по уже существующему в массиве разлому в условиях постоянных напряжений могут идти скачкообразные подвижки (stick-slip). Такая схема называется моделью прерывистого скольжения. Физическая возможность возникновения такого явления заключена в различии коэффициентов трения покоя и трения скольжения. Пусть $\text{tg}\beta_s$ и $\text{tg}\beta_d$ – коэффициенты трения покоя и движения, σ_n – нормальная составляющая напряжений, а η_0 – к.п.д. сейсмического излучения. Тогда сброс напряжений при скольжении задается величиной

$$\Delta\sigma = 2[\text{tg}\beta_s - \text{tg}\beta_d / (1 - \eta_0)]\sigma_n.$$

С возрастанием сдвигового напряжения на разломе скольжение на нем начнется тогда, когда напряжение превысит трение покоя $\text{tg}\beta_s\sigma_n$. Процесс прерывистого скольжения сложным образом зависит от условий контакта бортов разлома, от шероховатости контактирующих поверхностей, от механических свойств массива, вмещающего контактирующие блоки. Введение зависимости динамического коэффициента трения от скорости движения позволяет получить определенный набор устойчивых типов прерывистого скольжения, которые удобно описывать в терминах нелинейной динамики [Hobbs, 1911].

7.3.2.4. Феноменологическая модель

Изложенные представления основаны на некоторых частных закономерностях, замеченных при наблюдении предвестниковых явлений перед землетрясениями, а также на данных лабораторных экспериментов по разрушению материалов и их теоретическом обобщении. Суть их заключается в выделении и абсолютизации того или иного фактора или группы близких по природе факторов. Соответственно полученные модели ограничены действием этих факторов. В действительности же они не противоречат, а скорее дополняют друг друга. Лабораторные эксперименты в данном исследовании играют важную роль. Однако в силу временного и пространственного масштабных факторов их результаты не могут быть прямо перенесены на реальные события. Указанные соображения заставили искать другие подходы. Их можно разделить на два направления – феноменологическое и теоретическое.

Некоторые теоретические соображения будут изложены ниже, а в этом разделе рассмотрим феноменологическую модель. При таком подходе выделяются наблюдаемые факты при минимальном и более или менее правдоподобном их объяснении. В качестве примера можно привести типичные фазы развития сейсмического процесса [Гохберг и др., 1983]. Схематически эти фазы представлены на рис. 64. Предполагается, что земная кора состоит из блоков разных масштабов. Блоковая структура играет важную роль в подготовке и развитии сейсмического процесса. Наиболее длительной является регулярная фаза, в течение которой не происходит каких-либо заметных событий. Далее наступает т.н. фаза "консолидации", которая сопровождается зацеплением блоков друг за друга. В окрестности зацепившихся блоков наступает относительное затишье и одновременно наблюдается сильное изменение геофизических полей. Эти изменения могут рассматриваться как предвестниковые явления.

Когда напряжения зацепившихся блоков достигают критического значения, происходят сейсмические события, которые разделяются на быструю (α) и медленную (β)

фазы. Главное событие происходит во время α -фазы. Признаком ее являются быстрые наклоны, разрывы и деформации дневной поверхности. Особый интерес на α -стадии представляют электромагнитные возмущения, которые являются признаком множественности процесса разрушения в сравнительно небольшой области. Внешне эти процессы проявляются в виде световых или электромагнитных излучений в широком диапазоне частот в атмосфере или ионосфере за сутки или несколько часов перед главным землетрясением. Их характерное время и характеризует α -фазу. В течение β -фазы имеют место афтершоки. Она может быть достаточно длительной и соизмеримой по времени с регулярной фазой развития.

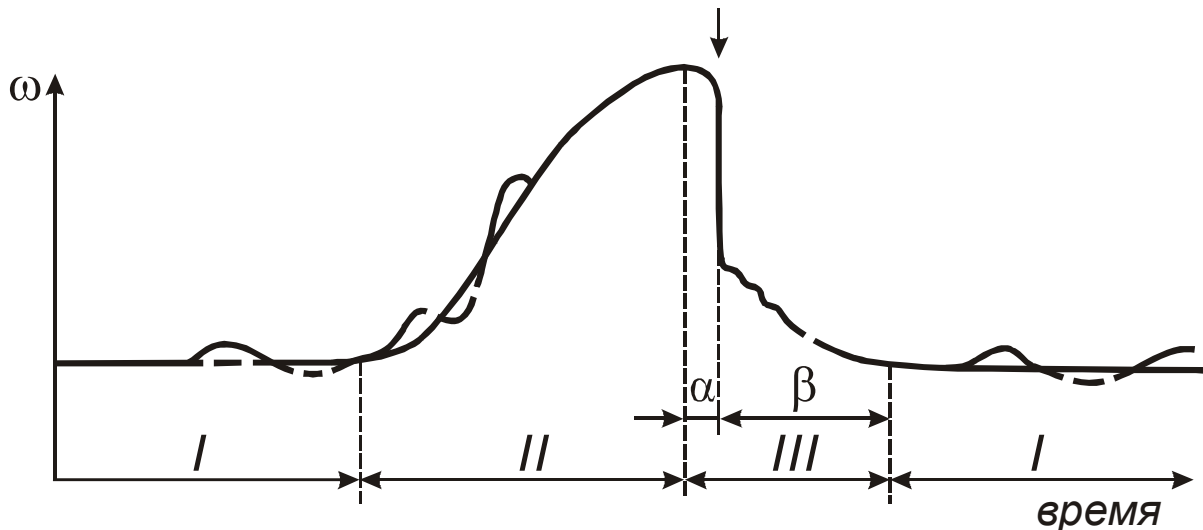


Рис. 64. Изменение упругой потенциальной энергии E в типичных фазах развития сейсмического процесса [Гохберг и др., 1983]: I – фаза регулярного состояния, II – фаза консолидации, III – фаза разрушения; α - и β -стадии относятся к фазе разрушения; стрелкой показан момент разрушения.

7.4. Техногенная сейсмичность

Развитие инженерно-технической инфраструктуры современной цивилизации во все возрастающих масштабах нарушает природное равновесие в геологической среде. Истощаются месторождения, нарушается сейсмический режим отдельных регионов, обостряются геоэкологические проблемы. Строятся АЭС и хранилища радиоактивных отходов. Сооружаются водохранилища, кардинально меняющие ландшафт. Создаются крупные территориальные комплексы по добыче полезных ископаемых с громадным объемом извлекаемых из недр твердых и разжиженных пород и флюидов. Резко возросшие в последние десятилетия масштабы воздействия человека на геологическую среду ставят перед человечеством и научным сообществом новые проблемы.

Возникает вопрос, каким образом вскрытие продуктивного пласта и ввод в эксплуатацию нефтегазоносных горизонтов (а также другие техногенные факторы) оказывают влияние на водный и сейсмический режим прилегающих районов. Добыча углеводородов с помощью различных методов воздействия на залежь постепенно разрушает скелет, меняет его физико-механические свойства. Точно так же меняется трещиноватая структура в окрестности подземных ядерных взрывов. С точки зрения региональных процессов сами по себе скважины и атомные взрывы дают ничтожно малое изме-

нение проницаемости верхней коры в целом. Однако под влиянием указанных факторов приходят в движение большие массивы горных пород. Данный процесс напоминает механизм спускового крючка или триггерный эффект, в результате которого воздействие может быть весьма значительным даже в региональном масштабе.

При длительной разработке месторождений углеводородов нарушаются равновесные условия в пласте, что может вызвать критическое перераспределение напряжений в разрабатываемом пласте и вмещающих породах. Нагнетаемая жидкость проникает в трещины (с возникновением эффекта Ребиндера) и приводит к избыточному порово-трещинному давлению, которое может явиться своеобразной смазкой в зонах нарушения оплошности среды. Техногенные землетрясения, обусловленные фильтрационными процессами, как и другие типы тектонических и техногенных землетрясений, называются сейсмическими подвижками по разломам. Пороупругие силы могут оказать прямое силовое воздействие на нижележащие слои и спровоцировать сдвиг их по разлому (фактор пороупругих сил). Поровое давление жидкости передается из зоны закачки в очаг землетрясения по разлому и другим проницаемым зонам. При этом перенос массы флюида сам по себе может быть незначительным (гидростатический фактор). Наконец, флюиды могут просочиться из зоны закачки в зону очага и оказать провоцирующее воздействие на сейсмический режим (гидродинамический фактор). Аналогичные, хотя и менее эффективные, процессы протекают при асейсмическом режиме деформаций горных пород.

Следуя общепринятой терминологии, будем различать в наведенной или техногенной (в англоязычной литературе – индуцированной) сейсмичности два аспекта: собственно *техногенные* с прямым воздействием на горный массив и *техногенно-триггерные*. Предпосылкой развития техногенной сейсмичности является повышение (за счет энергии воздействия) уровня напряженного состояния среды до критических величин, способных вызвать сейсмические события. Гипоцентры таких землетрясений расположены в пределах объекта, оказывающего воздействие, или на его границах; их энергия, как правило, невелика (магнитуда событий 0-3).

В случае техногенно-триггерных землетрясений причиной возрастания сейсмической активности является нарушение метастабильного состояния природного объекта за счет очень слабых возмущений, энергия которых на много порядков меньше энергии естественных тектонических процессов. Тем не менее, слабые возмущения могут привести к возникновению сильной наведенной сейсмичности [Садовский и др., 1988; Родионов и др., 1989]. Энергия теоретически может достигать максимальных для естественной сейсмичности значений и определяется тектоническими напряжениями в регионе. Гипоцентры приурочены к области объекта воздействия, но могут и быть удаленными от нее на километры и больше.

В результате техногенной деятельности происходит изменение напряженно-деформированного состояния всего блока горного массива. Длительный процесс разработки залежей, а также эксплуатация крупных инженерных сооружений, протекают на фоне активной тектонической жизни массива. Взаимодействие техногенных и естественных процессов приводит к деформации земной поверхности (просадкам, вспучиванию) и изменению сейсмического режима, а с другой стороны, к изменению эксплуатационных показателей залежи.

Скорости просадок земной поверхности обычно составляют 1 – 2 см/год, суммарные величины которых не превышают первых десятков сантиметров. Отмечаются и значительные просадки – до нескольких метров, сопровождающиеся деформациями наземных сооружений, сломами обсадных колонн, разрывами трубопроводов, заболачиванием или затоплением опускающихся участков. Техногенная сейсмичность отмечена при заполнении водохранилищ, разработке полезных ископаемых, при проведении подземных ядерных взрывов, строительстве крупных инженерных сооружений и т.д. [Николаев, 1977; Гупта и Растоги, 1979; Пасечник, 1977; Wittlinger, 1980; Wetmiller, 1986; Grasso, 1992].

Возникновение техногенной и техногенно-триггерной сейсмичности зависит от свойств пород, их напряженного состояния, от степени разрушения среды и наличия в ней неоднородностей, от темпов и интенсивности разработки месторождения. По различным данным сейчас насчитывается около 40 случаев, когда разработка месторождений углеводородов привела к изменению сейсмического режима района работ. Был проведен анализ статистических данных по выборке около 200 месторождений, расположенных в различных регионах мира. Он показал, что такие параметры, как глубина разрабатываемого пласта, высокая пористость и проницаемость коллекторов могут рассматриваться как основные критерии вероятности возникновения опасных геодинамических последствий при эксплуатации месторождения.

В следующих параграфах дается обзор техногенных землетрясений [Кузнецов и др., 1994], связанных с миграцией флюидов в окрестности очага землетрясений и обусловленных двумя факторами – заполнением водохранилищ и разработкой нефтегазовых месторождений.

7.4.1. Влияние плотин на сейсмический режим

Землетрясения, связанные с заполнением водохранилищ, – исторически первый и наиболее изученный тип наведенной сейсмичности. Первыми "плотинными" землетрясениями считаются землетрясение 1938 года в районе плотины Marathon (Греция) и землетрясение 1939 года в районе плотины Hoover (Аризона, США), имеющие магнитуду $M = 5$. Первое из этих водохранилищ было заполнено в 1930 году, а второе – в 1939 году [Simpson, 1976]. Самое сильное на настоящее время землетрясение (из числа индуцированных водохранилищами) произошло в 1967 году вблизи плотины Коупа в Индии [Simpson, 1986; Hukky, 1985; Rao, 1985], магнитуда которого составила 6,5. В результате разрушения строений в близлежащем городе погибло 200 человек, ранено 1500. Значительные повреждения нанесены плотине. Аналогичные повреждения плотины и зданий на окружающей территории произошли в результате землетрясений, вызванных заполнением водохранилищ Hsinfengkiang (Китай), Kremasta (Греция), Oroville (Калифорния, США). Наведенная сейсмическая активность явилась причиной прекращения работ по строительству плотины Auburn (Калифорния, США).

Сейчас насчитывается, по крайней мере, 50 случаев изменения сейсмической активности, связанной с заполнением водохранилищ [Simpson, 1976, 1986]. В этой работе приводятся сведения о некоторых наиболее значительных проявлениях сейсмичности, индуцированной водохранилищами. Из этих данных, в частности, следует, что высота плотины и объем водохранилища не являются параметрами, позволяющими точно ответить на вопрос о возможности возникновения сейсмичности в результате заполнения данного водохранилища. Так, плотина Marathon высотой лишь 63 м с объемом водохранилища 41 млн. м³ явилась причиной землетрясения с магнитудой $M = 5$, тогда как крупнейшее в мире Братское водохранилище не повлияло заметным образом на сейсмический режим вмещающей его среды. В работе [Patil et al., 1986] был проведен анализ существующих плотин. Было показано, что примерно только 0,63% из 11000 плотин высотой более 10 м послужили причиной возбуждения сейсмичности; из плотин, высота которых превышает 90 м, сейсмичными были 10%; если высота превышала 140 м, уже 21% плотин вызывает возрастание сейсмической активности. Следовательно, высокая плотина с большей вероятностью может индуцировать землетрясение, чем низкая, что, впрочем, не является неожиданностью.

Площадь водохранилищ может зачастую превышать тысячи квадратных километров; такова, как минимум, и зона их влияния. Так, в работе [Калинин, Кузин, 1982] отмечается, что, хотя размер зоны непосредственного влияния Нурекского во-

дохранилища около 1400 км² (35x40 км²), повышение уровня сейсмичности, коррелированное с заполнением водохранилища, отмечалось в районе площадью 10000 км². Радиус влияния Токтогульского водохранилища оценивается в 35 – 40 км [Калинин, Кузин, 1982]. По литературным данным эпицентры индуцированных землетрясений располагаются либо на территории водохранилищ, либо в пределах первых десятков километров от водохранилищ. Глубина гипоцентров колеблется от первых километров (водохранилище Фынъцунь, Китай; Чиркейское, СНГ) до первых десятков километров (Ассуанское водохранилище, Египет – 20 км, Srinagarind, Таиланд – 40 км). Изменение сейсмического режима начинается, как правило, сразу после заполнения водохранилищ и проявляется в увеличении количества микросейсмических событий и наличием корреляции между уровнем заполнения водохранилища и интенсивностью сейсмических толчков. Сильные землетрясения происходят чаще всего через 2 – 4 года после заполнения. Однако известны случаи запаздывания на 15 лет (Макио, Япония, $M = 5,3$) и даже на 22 года (Clarc-Hill, США, $M = 4,3$). В цитированной работе, а также в работе [Simpson, 1986], приводятся примеры изменения уровня воды в ряде водохранилищ с указанием моментов сильных землетрясений и/или возрастания сейсмической активности.

Возможные механизмы возбуждения сейсмичности в результате заполнения водохранилищ обсуждаются в работе [Simpson, 1986]. К ним относятся рост напряжений под влиянием нагрузки от водохранилища, увеличение порового давления в подстилающих породах и увеличение уровня подземных вод. Не столь очевидным, но, как показано в работе [Мирзоев и др., 1987], не менее значимым является воздействие вибрации, возбуждаемой в горном массиве при интенсивном сбросе воды в процессе эксплуатации плотины. Эти вибрации приводят к возрастанию доли слабых землетрясений в общем количестве сейсмических событий в сейсмоактивном регионе. Было проведено исследование сейсмичности в районе Нурекского водохранилища. Сделанные оценки показали, что воздействию подвергаются не отдельные очаги готовящихся землетрясений (механизм "спускового крючка"), а вся сейсмогенная зона. В ней изменяется частота повторяемости землетрясений разных классов при почти неизменном потоке сейсмической энергии [Родионов и др., 1989]. Таким образом, появляется возможность воздействовать на распределение энергии между землетрясениями разного масштаба, смещая указанное распределение в сторону слабых событий и предупреждая катастрофические техногенные землетрясения. Ниже приводятся наиболее яркие примеры индуцированной сейсмичности для ряда водохранилищ.

7.4.1.1. Плотина Коупа (Индия)

Плотина расположена на кристаллическом щите в западной части плоскогорья Декан. Современные движения не регистрировались, в обозримом прошлом на данной территории не отмечалось никаких землетрясений [Hukky, 1985; Rao, 1985]. Имеются свидетельства докембрийской активности: разломы, зоны сдвигов и надвигов.

Высота плотины в средней части 103 м, объем образовавшегося водохранилища 2,708 км³. Многочисленные слабые толчки в непосредственной близости от плотины стали ощущаться сразу после начального заполнения водохранилища в 1964 году. Магнитуда отдельных толчков доходила до 3,7. Самый сильный форшок (с магнитудой 5,9) произошел 13 сентября 1967 года. Главный толчок произошел 11 декабря 1967 года и имел магнитуду 6,5. Эпицентр землетрясения находился в непосредственной близости от плотины. Постепенно ослабляющаяся сейсмичность регистрировалась в течение нескольких лет. Новый всплеск активности приходится на сентябрь 1980 года, когда были зарегистрированы три события с магнитудой более 4.

7.4.1.2. Ассуанское водохранилище (Египет)

Ассуанское водохранилище [Kebeasy et al., 1987] является вторым по объему в мире: высота плотины 110 м, объем водохранилища 125 – 160 км³ (при разных уровнях воды в водохранилище). Оно расположено на реке Нил в равнинной местности в асейсмическом районе и сравнительно недавно приводилось как пример отсутствия возбуждения сейсмичности столь крупным гидротехническим сооружением [Simpson, 1976]. Строительство плотины было начато в 1962 году, к 1975 году уровень воды в водохранилище достиг 175 м, сейсмических событий отмечено не было. Землетрясение с магнитудой 5,6 произошло 14 ноября 1981 года, эпицентр землетрясения находился в 60 км к югу от плотины, гипоцентр на глубине 20 км. Были отмечены два форшока с магнитудами 2,8 и 3,6. Самый сильный афтершок с магнитудой 4,6 зарегистрирован 20 августа 1982 года. Землетрясение 14 ноября 1981 года совпало с сезонным максимумом уровня воды, толчок 20 августа 1982 года – с сезонным минимумом.

7.4.1.3. Плотина Bhatsa (Индия)

Водоохранилище расположено [Patil et al., 1986; Rastogy et al., 1986a] на западной части вулканической провинции Декан. На участке, включающем рассматриваемое водохранилище, за последние 300 лет произошло 11 землетрясений с магнитудой от 4,0 до 5,7. Однако в непосредственной близости от водохранилища землетрясений отмечено не было. Высота плотины 88,5 м, максимальный объем водохранилища 0,957 км³. В 1977 году водохранилище было наполнено до 92,5 м над уровнем моря (43,5 м от дна реки). За июль 1983 года уровень был поднят до 110 м. Далее 17 августа 1983 года произошло первое землетрясение с магнитудой 4,0, а 15 сентября – с магнитудой 4,8. Второе землетрясение произошло через 7 недель после того, как скорость подъема воды в водохранилище достигла своего максимального значения – 6,5 м в неделю. 7 января 1984 года произошло землетрясение с магнитудой 3,9.

Гипоцентры имеют глубины от 1 до 6 км. Эпицентры главным образом попадают в область размером 5x7 км², охватывающую большую часть водохранилища, и приурочены к разломной зоне северо-западного простирания.

7.4.1.4. Водоохранилище Lake Jocassee (Южная Каролина, США)

Породы в районе водохранилища представлены, в основном, гнейсами. [Rastogi, Talwani, 1981]. Высота плотины 117 м, объем водохранилища 1,43 км³. Измерения напряжений в 9 км к северо-западу от плотины показали высокий уровень напряжений в 300 м от земной поверхности – 340 бар на глубине 255 м. Напряжения на глубине 180 м составляют 102 бара, что вдвое превышает нагрузку от веса вышележащих пород.

С октября 1975 года в районе водохранилища стали отмечаться сейсмические события с магнитудами до 4,0, глубинами гипоцентров, не превышающими 5 км, сконцентрированные на небольшой площади (около 100 км²). До этого времени регион считался асейсмичным. Самое сильное событие произошло 25 августа 1979 года и имело магнитуду 3,7 (интенсивность VI баллов). Всего за период с 1976 по 1979 год было зарегистрировано свыше 700 микроземлетрясений с магнитудами от 0,6 и выше.

7.4.1.5. Нурекское водохранилище (СНГ)

Водоохранилище расположено в сейсмоактивном Вахшском районе. Плотина Нурекской ГЭС высотой 300 м является одной из высочайших в мире. Размеры водохранилища $70 \times 6 \text{ км}^2$, объем – $10,5 \text{ км}^3$ [Соболева, 1988; Калинин, Кузин, 1982; Leith et al., 1981].

Влияние водохранилища на сейсмичность района отмечается с 1971 года после достижения 40-метрового уровня. Более значительным его влияние стало в 1972 году при 100-метровой глубине заполнения, когда сейсмическая активность возросла в несколько раз по сравнению со средним уровнем активности до заполнения водохранилища и произошли два землетрясения с магнитудами 4,3 и 4,6. Через полгода сейсмичность постепенно уменьшилась. Возрастание сейсмической активности в несколько десятков раз произошло в 1976 году, когда уровень воды за 4 месяца поднялся до 200 м. С середины 1976 года до середины 1977 года было зарегистрировано более 1500 слабых землетрясений с $M \geq 0,5$. Магнитуда самого сильного в указанный период толчка составила 4,1. В дальнейшем увеличение сейсмичности соответствовало по времени не подъемам уровня, а сбросам воды.

Основное количество землетрясений в течение интервала 1960 – 1983 года имело глубину гипоцентров 2 – 5 км. Механизмы очагов землетрясений показывают присутствие сбросовых и сдвиговых движений в очагах землетрясений, тогда как в целом для данного района характерны надвиги. По мнению автора работы [Соболева, 1988], на разных стадиях наполнения Нурекского водохранилища действовали разные механизмы возбуждения сейсмичности. На первом этапе наряду с ростом нагрузки от веса воды значительную роль, видимо, играло проникновение воды по трещиноватым зонам, вызванное этим увеличение порового давления и снижение эффективных напряжений. На следующем этапе (с конца 1976 года) значительное повышение уровня воды происходило при уже достаточно сильном обводнении пород, и главную роль играло, по-видимому, возрастание нагрузки. Повышение уровня в 1983 году привело к перераспределению напряжений на фоне их релаксации и дальнейшего обводнения пород. В работе [Мирзоев и др., 1987] показано влияние вибраций, возникающих при падении воды через водосбросы, на слабую сейсмичность.

7.4.1.5. Токтогульское водохранилище (СНГ)

Водоохранилище расположено вдоль Таласо-Ферганского разлома в сейсмоактивном районе на реке Нарым в центральной Киргизии [Калинин, Кузин, 1982]. Высота плотины 215 м, объем водохранилища $19,5 \text{ км}^3$. Строительство плотины завершено в 1975 году, в конце 1979 года оно было заполнено на три четверти. После заполнения число землетрясений с магнитудой 1,1 возросло в 2,5 – 4 раза. Возрастание активности микроземлетрясений отмечается с конца 1977 года, когда уровень воды достиг 100 м. Сильнейшее из землетрясений имело магнитуду 2,5. Эпицентры располагаются в непосредственной близости от плотины, гипоцентры событий имеют небольшую глубину (2 – 5 км). Сейсмическая активность хорошо коррелирует с колебаниями уровня водохранилища. Диапазон глубин гипоцентров после заполнения сузился с 0 – 15 км до 0 – 5 км. Радиус влияния водохранилища оценивается в 36 – 40 км.

Вряд ли можно считать представительными данные по сейсмичности, связанной с водохранилищами на равнинных реках, расположенными в асейсмичных регионах. Отсутствие сети сейсмостанций в соответствующих регионах не позволяет регистрировать слабую сейсмичность. Однако сильнейшие индуцированные землетрясения связаны именно с водохранилищами в платформенных сейсмически слабоактивных областях. Они обычно происходят на окраинах платформ: например, землетрясения, вызванные плотиной Коупа (Индия), Ассуанским водохранилищем (Египет), Бразильскими

плотинами и др. В сейсмоактивных районах с интенсивными современными движениями заполнение крупных водохранилищ почти всегда оказывает влияние на сейсмический режим региона. Примером могут служить Нурекская, Чарвакская, Чиркейская, Ингури ГЭС в СНГ. Однако само влияние водохранилищ проявляется, как правило, лишь в виде изменения числа слабых толчков и не приводит к крупным землетрясениям. Известны случаи уменьшения сейсмической активности после заполнения водохранилищ: Тарбела (Пакистан) на первой стадии заполнения [Jacob et al., 1979]; Тсенгвен, Тайвань [Wu et al., 1979]; Андерсон, Калифорния, США [Bufe, 1975].

7.4.2. Сейсмичность в районах нефтяных и газовых месторождений

В данном разделе описываются некоторые, ставшие классическими, случаи возникновения сейсмичности на разрабатываемых нефтяных и газовых месторождениях. Как правило, эта сейсмичность имеет небольшую магнитуду, но достаточно большую разрушительную силу (т.е. балльность по шкале Рихтера). Данный факт объясняется тем, что гипоцентры очагов этих землетрясений расположены не очень глубоко.

7.4.2.1. Денвер (Колорадо, США)

В 1962 года в районе г. Денвер была начата закачка жидкости в пласт через скважину глубиной 3671 м [Evans, 1966]. Начальное пластовое давление 26,9 МПа. С марта 1962 года по сентябрь 1963 года закачка осуществлялась под давлением до 38,9 МПа в объеме около 21000 м³/мес. С октября 1963 года по август 1964 года закачка не производилась. С августа 1964 года до марта 1965 года осуществлялся безнапорный налив в объеме в среднем около 7500 м³/мес., затем – под давлением. Через несколько недель после начала закачки был зарегистрирован рой землетрясений с эпицентрами вблизи скважины. В работе [Grasso, 1992] приводится сопоставление сейсмической активности с объемами и давлением закачиваемой жидкости. После прекращения закачки 20 февраля 1966 года частота землетрясений уменьшилась. Однако в 1967 году сейсмическая активность вновь возросла: произошли три землетрясения с магнитудами 5 – 5,2 и эпицентрами в 5 км от скважины. В 1969 году, спустя три года после окончания закачки, были зарегистрированы два толчка с магнитудой 3,5 и четырнадцать с магнитудой 2,6 на расстоянии до 6 км от скважины.

По данным [Healy et al., 1968] сейсмичность в дальней зоне может быть обусловлена продвижением фронта давления флюида по зоне разломов со значительной пустотностью (т.е. неполным заполнением порового пространства). Породы основания находились в критическом напряженном состоянии еще до закачивания жидкости. Закачивание вызвало рост давления на забое скважины, что привело к уменьшению эффективного нормального напряжения на потенциальных сдвиговых нарушениях. Как показано в работе [Гупта, Растиги, 1979], уменьшение эффективного нормального напряжения более чем на 50% в условиях денверской нагнетательной скважины может вызвать землетрясения. Механизмы очагов денверских землетрясений соответствуют региональному полю напряжений.

7.4.2.2. Лак (Франция)

Сейсмичность данного месторождения проявилась в 1968 – 1969 годах, спустя десять лет после начала эксплуатации залежей газа. Зоны естественной сейсмичности расположены в 25 км к югу от месторождения. Очаги сконцентрированы на площади, ограниченной изогипсой 4500 м и надвиговым сбросом [Grasso, 1992]. Гипоцентры в

подавляющем большинстве располагаются над газовой залежью. Выделяются два активных этажа. Первый располагается на глубине 500 – 1500 м, приурочен к подошве нефтяной залежи и не очень активен. Второй, расположенный на уровне покрывки газовой залежи и непосредственно над покрывкой, чрезвычайно активен. Показано сопоставление частоты землетрясений с падением давления в пласте [Grasso, 1992].

Исследование отдельных сейсмических событий показало отсутствие единого механизма процессов в очагах. Указанное наблюдение является важным аргументом в пользу того, что сейсмические события индуцированы разработкой месторождения и связаны с развитием трещиноватости с различной ориентировкой плоскостей разрывов. В случае тектонической обусловленности сейсмических событий механизмы очагов должны согласовываться с ориентировкой регионального поля напряжений и структурной дифференциацией региона.

7.4.2.3. Рейнджли (Колорадо, США)

Согласно данным работы [Gibbs et al., 1973] нефть в данном регионе добывается с глубины 1830 м, породы коллектора представлены кварцевыми песчаниками позднего палеозоя. В 1958 году, через 12 лет после начала эксплуатации, начато нагнетание воды. В ноябре 1962 года была открыта сейсмическая станция, которая сразу же начала фиксировать слабые землетрясения с эпицентрами из района промысла. К 1970 году эта станция зарегистрировала около 1000 событий с магнитудами 0,5 – 3,1 и эпицентрами, лежащими в пределах узкой области около 4 км длиной и 1,5 км шириной. К июню того же года в пласт было закачено 9700 тыс. т воды под давлением на устье скважины около 8,3 МПа. Такое количество воды соответствует возрастанию объема жидкости в недрах (после учета добычи) на 2300 тыс. т. Была замечена корреляция годового числа землетрясений с годовым объемом закачиваемой воды [Pakiser et al., 1969]. Собственное давление в нефтеносных пластах 17,0 МПа, землетрясения начались при давлении 27,5 МПа [Simpson, 1986]. Глубина очагов 1830 – 3660 м. Напряженное состояние района характеризуется следующими значениями главных напряжений: $\sigma_1 = 55,2$ МПа, $\sigma_2 = 42,7$ МПа, $\sigma_3 = 31,4$ МПа.

Расчетами, подтвержденными экспериментами, установлено, что пороговая величина порового давления для развития сдвиговых нарушений в кварцевых песчаниках составляет 25,2 МПа. Спустя месяц после того, как была начата откачка жидкости из четырех экспериментальных скважин и давление в забоях снизилось до 24 МПа, землетрясения в районе этих скважин прекратились. Таким образом, эксперимент показал возможность влиять на индуцированную сейсмичность.

7.4.2.4. Старогрозненское месторождение (Россия)

Добыча нефти на данном месторождении ведется с 1893 года из миоценовых (карагано-чокракских) отложений, а с 1963 года – из верхнемеловых отложений (глубина залегания 4 км). Площадь месторождения примерно 70 км². Толщина продуктивного слоя – 400 м. Пластовое давление в миоценовых отложениях – 21 МПа (210 атм.), в верхнемеловых – аномально-высокое: 70 МПа в 1964 году и 44,5 МПа в 1971 году. Затем 26 мая 1971 года произошло землетрясение с магнитудой 4,1 и глубиной гипоцентра 2,5 км [Смирнова, 1973, 1977]. К указанному моменту из верхнемеловых отложений было добыто 18 млн. т нефти, 19,5 млн. м³ жидкости и 9,0 млрд. м³ газа, закачено 320000 м³ воды (закачка начата в 1970 году). В мае-июне 1971 года очаги афтершоков находились возле очага основного землетрясения, затем мигрировали на юго-восток и

осенью 1972 года достигли г. Грозного. Затем 23 апреля 1973 года произошло землетрясение, эпицентр которого находился в пределах Октябрьского нефтяного месторождения. В целом эпицентры Грозненского роя землетрясений не выходили за пределы контуров Старогрозненского и Октябрьского месторождений. Максимальная глубина гипоцентра составила 22 км (толчок 22 июля 1973 года) [Смирнова, 1973]. Временной ход сейсмической активности в регионе соответствует динамике извлечения флюида из залежи [Смирнова, 1977]. Показано сопоставление падения пластового давления в ходе добычи газа с частотой землетрясений.

По мнению ряда авторов Старогрозненское землетрясение и его афтершоки могут быть отнесены к техногенно-индуцированным землетрясениям. Процессы разработки месторождения спровоцировали разрядку тектонических напряжений в данном регионе. Возможно, что при значительно меньшей скорости добычи разрядка тектонических напряжений происходила бы в форме более слабой сейсмичности.

7.4.2.5. Газлийское газовое месторождение (Узбекистан)

В Узбекистане 8 апреля 1976 года произошло катастрофическое землетрясение с магнитудой 6,8 и эпицентром в 20 км от газового комплекса Газли. Его энергетический класс – $K = 16$, интенсивность в эпицентре была равна 8 – 9 баллов. Затем 17 мая 1976 года в 27 км западнее эпицентра первого землетрясения произошло второе катастрофическое землетрясение с $M = 7,3$ и интенсивностью в эпицентре в 9 – 10 баллов. Наконец, 20 марта 1984 года в 15 км к западу от эпицентра второго землетрясения произошло третье землетрясение, с магнитудой 7,2. Глубины гипоцентров находились в интервале 25 – 30 км.

Особенности Газлийских землетрясений в следующем:

- главное событие является крупнейшим из известных землетрясений в платформенной части Средней Азии;
- указанные 8 – 10-балльные землетрясения произошли на территории, которая была отнесена к 5 – 6-балльной зоне;
- в одном районе произошли три сильных землетрясения с небольшими интервалами (сорок дней и восемь лет).

Четкой связи Газлийских землетрясений с каким-либо из активно развивающихся структурных элементов не устанавливается. По мнению ряда авторов, разрыв, приведший к землетрясениям, является новообразованным [Штейнберг и др., 1980]. В работе [Турунтаев, Горбунова, 1989] анализируется тонкая структура облака афтершоков, наличие которой также свидетельствует о начальной фазе активизации тектонических движений. Механизмы очагов и тонкая структура облака афтершоков согласуются с региональным полем напряжений и ориентацией систем разломов.

После землетрясений 1976 и 1984 годов были проведены повторные геодезические наблюдения. В области предсейсмического опускания земной поверхности после землетрясений 1976 года отмечено еще большее опускание (до уровня $230 \pm 7,6$ мм) [Пискулин, Райзман, 1986]. В непосредственной близости от эпицентров землетрясений зарегистрировано поднятие поверхности: вблизи эпицентра 8 апреля 1976 года до 830 мм, 17 мая 1976 года – до 763 мм, 20 марта 1984 года – до 751 мм. Также выявлены значительные (до 1 метра) горизонтальные смещения земной поверхности, в целом, направленные от эпицентров.

Ряд авторов высказывает предположение о том, что Газлийские землетрясения были индуцированы процессами разработки месторождения [Акрамходжаев, Ситдииков, 1985; Акрамходжаев и др., 1984; Волейшо, 1985; Мавлянов (ред.), 1986].

В заключение раздела отметим, что для техногенной сейсмичности на нефтяных и газовых месторождениях характерны невысокие магнитуды событий (до 3,5). Значительно большие магнитуды имеют техногенно-индуцированные землетрясения – до 5,5 (с учетом Газлийских землетрясений – до 7,3). Очаги техногенно-индуцированных землетрясений могут располагаться на удалении в несколько километров от разрабатываемого пласта или нагнетательной скважины. К сожалению, практически нет длительных наблюдений за сейсмическим режимом, начиная с регистрации сейсмического фона до начала эксплуатации месторождения и вплоть до периода поздней стадии разработки и после прекращения работ.

7.4.2.6. Ромашкинское нефтегазовое месторождение (Татарстан)

Татарский и Ставропольский своды представляют собой структурные элементы платформенного типа, сформировавшиеся на новейшем этапе геологического развития. Оба свода относятся к нефтегазовым провинциям с некоторыми сходными чертами геодинамического и геолого-тектонического развития. Эти особенности позволили провести сравнительный анализ данных регионов. Были проведены специальные исследования морфоструктурного плана, режима закачки и сейсмичности на Ромашкинском месторождении. В частности, было исследовано техногенное изменение сейсмического режима [Кузнецов и др., 1994].

Сейсмические и геодинамические наблюдения на отдельных участках этого месторождения показывают, что эксплуатация нефтяных и газовых залежей оказывает существенное влияние на сейсмический режим в данном регионе. В большинстве случаев сейсмичность связана с закачкой жидкости с целью интенсификации добычи или захоронения отходов. Реакция массива пород, в который проводится закачка, приводит к возникновению аварийной ситуации на некоторых участках. Для сейсмичности Ромашкинского месторождения характерно наличие большого количества событий, между которыми прошло не более суток (около 60 землетрясений с $M > 1$ составляют примерно 50% такого рода событий). Это свидетельствует о склонности землетрясений группироваться и связано с некоторыми особенностями сеймотектонической обстановки в этом регионе.

Было проведено математическое моделирование процесса закачки жидкости в область очага землетрясений. В частности, были исследованы аналитическая [Galybin et al., 1998] и численная [Колдоба и др., 1999] модели. В целом, выявленные закономерности не противоречат аналогичным фактам, установленным для многих месторождений мира.

7.5. Флюидный режим коры

С трещиноватыми зонами коры тесно связаны миграционные процессы флюидов. Верхняя кора естественно является более проницаемой. Термин *флюид* является несколько размытым понятием, поскольку исторически в разное время ему приписывали разный смысл. В настоящей монографии мы будем придерживаться определения, данного в книге [Файф и др., 1981]. Флюидом являются вода, газы и расплавы, т.е. среды, которые в нормальном состоянии являются жидкостями или газами и не пропускают поперечные акустические волны. Горные породы за геологические промежутки времени также ведут себя как жидкости и характеризуются некоторой вязкостью. Однако они не являются флюидом, поскольку пропускают поперечные волны. Основное свойство флюидов, которое исследуется в данной монографии, связано с их способностью фильтроваться в пористой среде горных пород. Верхняя кора более проницаема и ис-

следована, естественно, в гораздо большей степени.

7.5.1. Флюиды в верхней коре

Сам факт существования ослабленных трещиноватых зон в верхней коре во многом обусловлен наличием водных флюидов в этих зонах, поскольку "природа не терпит пустоты". Многочисленные исследования [Смит, 1968; Григорьев, 1971; Файф и др., 1981] показывают, что вода подземных недр составляет единую подземную гидросферу. Объем вод (связанных и свободных) в коре соизмерим с объемом воды в мировом океане и составляет ~ 4 % объема коры. Такое количество воды в коре оказывает значительное влияние на все геологические процессы в ней. Естественно ожидать, что наибольшие эффекты флюиды оказывают именно в трещиноватых, сильно проницаемых слоях верхней коры.

Вода – это основной растворитель и главный агент переноса растворенных веществ и химических реакций в земной коре, а также главный катализатор этих реакций. Наибольшее количество свободной воды находится в верхних слоях коры. К флюидам верхней коры относятся и газы, часть которых составляет атмосферу. Все эти газы состоят из ограниченного набора элементов: *C, H, O, N, S, Hg, Cl, F, B*. Из этих элементов образовано довольно большое разнообразие (по своему составу и свойствам) природных газов. Однако основные механизмы движения флюидов базируются на основе динамики водных растворов в трещиноватых средах. Все остальные флюиды (в том числе и углеводороды) можно рассматривать как сопутствующие вещества или маркеры. Миграция газов в данном случае также носит подчиненный характер.

С глубиной возрастает роль связанной воды как в поверхностных слоях трещин и пор, так и входящей в состав химических соединений. Вода адсорбируется на поверхности минеральных зерен, граничащих со свободной водой в трещинах, и образует слой толщиной всего в одну молекулу [Файф и др., 1981]. Часто данный слой прочно удерживается, что объясняется наличием в нем ненасыщенных валентных связей. Хотя относительный объем таких слоев невелик, их роль весьма значительна в механизме катакластических деформаций горных пород и их прочностных характеристиках в силу эффекта Ребиндера. Значительные объемы воды на больших глубинах коры находятся в составе гидратированных минералов. К ним относятся глины, слюды и амфиболы.

К прямым доказательствам миграции водных флюидов в коре относятся гидротермальные источники на суше и на дне океанов, а также гейзеры и грязевые вулканы. В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов гидротермальная деятельность имеет весьма впечатляющий вид черных и белых курильщиков. К подобным прямым доказательствам можно отнести также нефтегазовые месторождения и аномально высокие пластовые давления, которые вскрываются при бурении скважин.

Косвенные следы движения водных растворов в коре носят менее заметный, но более массовый характер. При изучении трещин в горных породах почти всегда на стенках трещин можно обнаружить минеральные отложения. Чем старше трещина, тем больше отложений. За геологические масштабы времени они полностью заполняют трещины и образуют т.н. жилы. Вполне очевидная причина жильного заполнения трещин состоит в том, что разогретый раствор поднимается вверх и охлаждается. Как известно, с понижением температуры растворимость большинства минералов снижается и происходит их выпадение из раствора. Очень наглядная и поучительная иллюстрация этого процесса имеет место при использовании гидротермальных вод в промышленности и коммунальном обогреве. При протекании этих вод по трубам последние очень сильно обрастают

минералами изнутри, что делает их непригодными за короткий промежуток времени. Повидимому, таким образом образуется большинство жильных рудных месторождений.

Однако приведенный пример и связанные с ним рассуждения не дают ответ на главный вопрос о том, как происходит концентрация минералов в рассолах, поскольку первоначально все вещества были рассеяны в земной оболочке в соответствии с их кларками.

Растворимость большинства известных минералов меняется в очень широких пределах – от нескольких процентов до одной миллиардной доли. В качестве примера заметим, что типичная золотоносная кварцевая жила содержит примерно 20 г/т. Среднее содержание *Au* в горных породах составляет примерно несколько частей на миллиард. Концентрация *Au* в рассоле, которая привела к соответствующим отложениям в жиле, происходит, очевидно, значительно глубже. Механизм возникновения указанной концентрации неизвестен.

Однако есть данные относительно происхождения воды, участвующей в осаждении минералов. Происхождение минералов обычно устанавливается по изотопному составу. В типичных базальтах новообразованной океанической коры изотопа кислорода ^{18}O значительно больше, чем в морской воде, в которой изотопа ^{16}O больше. Изучая изотопный состав кислорода в породах, полученных в результате взаимодействия с водой, можно сказать, что эти породы возникли в результате взаимодействия с морской водой или поверхностными, а не глубинными водами [Файф и др., 1981]. Следовательно, растворы и рассолы, которые привели к образованию рудных месторождений, в значительной мере связаны с повторными движениями именно поверхностных вод, поступающими из гидросферы Земли. Многие специалисты также пришли к аналогичным выводам о роли повторных движений флюидов на основе других, независимых данных и соображений [Добрынин, Кузнецов, 1993].

В пользу данного утверждения говорит также следующий факт. Во всех минералах преобладающими летучими являются вода и углекислый газ. В то же самое время при вулканических извержениях значительную часть составляют галогенные элементы, азотистые и серные соединения, которые поступают из глубоких недр планеты. Следовательно, вода и углекислый газ выделились на ранней стадии эволюции Земли. В настоящее время они участвуют в многократном круговороте веществ, охватывающем гидросферу и верхние слои коры. Задача состоит в том, чтобы понять, каким образом происходит круговорот флюидов, обеспечивающих концентрацию рудных и углеводородных веществ. Во многих случаях эти процессы включают в себя некий общий механизм движения флюидов, связанный с разрушением хрупкой среды, ее расширением и сопутствующими явлениями во флюидных системах. Более подробно он будет рассмотрен в следующих разделах.

Оказывается, образование рудных и углеводородных месторождений в континентальных платформенных областях, сейсмический режим и современные вертикальные движения подчиняются определенной закономерности. Ниже эти закономерности будут рассмотрены более детально.

7.5.2. Факторы, определяющие флюидный режим нижней коры

Геоэлектрические методы исследования нижней коры позволяют сделать некоторые оценки содержания флюидов и режима их миграции в ней. Для того, чтобы флюиды в коре сохранялись, должны существовать некие непроницаемые покрышки, которые способны в течение продолжительного времени не разрушаться. В противном случае флюиды уйдут из коры. Расчеты показывают, что верхняя часть коры может играть роль такой покрышки. По оценкам Л.Л. Ваньяна [1996] (на основе корреляции электри-

ческого сопротивления, измеренного в естественном залегании, и проницаемости) медленная миграция электролита через покрывку позволяет флюиду сохраниться в средней коре в течение 30 – 40 млн. лет. Данные соображения могут объяснить присутствие флюидов только в коре, прошедшей недавнюю активизацию, но не в древней коре. Кроме того, в верхней коре могут возникнуть каналы повышенной проницаемости, связанные с глубинными разломами и другими трещиноватыми зонами, которые могут внести свои коррективы в оценки проницаемости.

Особое влияние на проводимость в различных слоях коры оказывает структура порового пространства. Другими словами, имеет значение, соединяются между собой поры или нет. Лишь сквозные каналы дают вклад в электропроводность. Тупиковые ответвления и изолированные поры поглощают большую часть растворов и, увеличивая пористость, не влияют на электропроводность. Согласно работе [Ваньян, 1996] не более 10% микротрещин в породах являются сквозными. Данное обстоятельство следует учитывать при сопоставлении сейсмических и электромагнитных данных. Высокая пористость, приводящая к значительному снижению скорости сейсмических волн, может мало сказываться на изменении удельного сопротивления. Указанный фактор может быть также причиной несовпадения глубин волноводов и проводящих слоев.

На электропроводность породы влияет и проводимость самого флюида, заполняющего поры. Она зависит, прежде всего, от степени солености растворов. Установлено, что повышение на порядок концентрации солей в растворах увеличивает электропроводность рассола тоже на порядок. Изучение природных рассолов в коровых породах дает основание предположить, что жидкая фаза может иметь проводимость от 50 до 300 См/м.

Следующий вопрос заключается в том, как быстро мигрирует высвободившаяся в результате реакций метаморфизма вода в верхнюю часть коры. Это определяется проницаемостью верхней коры и скоростью движения флюида. При анализе миграции флюидов важно знать их возможную скорость передвижения. Она зависит от давления и температуры. Некоторые авторы считают, что флюиды из нижней коры достигают поверхности, в среднем, за время порядка 1 млрд. лет. Однако эти оценки условны, поскольку проницаемость нижней коры оценить весьма трудно.

Флюиды могут непрерывно поступать из мантии. Их разные концентрации в верхней и нижней коре могут объясняться различной проницаемостью ее отдельных слоев. Верхняя кора сейсмически прозрачная и жесткая, нижняя – расслоена и пластична. Возможно, что в верхней коре поры локализованы, а в нижней коре они соединены между собой, что и создает условие для миграции флюидов и высокой электропроводности. Например, высказывается предположение, что для объяснения проводимости нижней коры можно предложить тонкослоистую модель с чередованием прослоев гранулитов и пластичных зон растяжения с включением рассолов.

Подводя итог, можно сделать следующее заключение. Проводимость нижней коры нельзя объяснить только одной причиной. Существует несколько возможных объяснений, разных для разных геологических условий и разных глубин. Для холодных щитов по наблюдаемой электропроводности разумно предположить пористость в 1% и наличие крепких рассолов с проводимостью 500, а не 50 См/м. Вопрос состоит в том, существует ли свободная вода в коре при такой солености. Доказательств столь глубокого проникания растворов в кору по изученным образцам пород не получено. Не доказано также, можно ли предполагать наличие соединенных пор при такой низкой пористости.

7.6. Особенности распределения рудных месторождений

Концентрация руд может быть обусловлена двумя типами флюидов – расплавами и растворами. В данной монографии исследуется только процесс формирования руд-

ных месторождений с помощью водных растворов. Такой акцент связан с общей направленностью монографии, а отнюдь не с игнорированием роли расплавов.

Руды представляют собой агрегаты рудных и нерудных минералов. Процессы их образования, протекающие при формировании месторождений, по длительности сопоставимы с геологическими масштабами времени, которые разделяются на этапы и стадии [Старостин, Игнатов, 1997]. Этап охватывает период, когда происходило накопление руд одного генетического типа, например, магматического, пегматитового, гидротермального и т.д. Многие месторождения формировались в два, три и даже более этапов. Стадии представляют собой части этапов, в течение которых происходило накопление минералов определенного состава. Стадии отделяются друг от друга перерывами в минерализации, которые фиксируются геологическими методами в виде пересечения разновозрастных жил, а также брекчированием и цементацией агрегатов ранних стадий более поздними. Последовательная совокупность стадий называется минеральной ассоциацией.

В процессе эволюционного развития Земли и непрерывного круговорота минеральных масс происходит образование всех известных рудных месторождений. Выделяются три серии процессов образования горных пород: магматогенный, метаморфический и седиментогенный. Каждая серия разделяется на группы, а те в свою очередь – на классы. Флюидодинамический механизм образования месторождений относится к метаморфической серии. Поэтому в данной работе рассматривается только указанная серия.

Метаморфогенные месторождения возникают в глубинных зонах под действием высоких давлений, температуры и подвижных флюидов. Выделяются две группы рудных образований: метаморфизованная и метаморфическая. Первая представляет собой метаморфические преобразования пород любого генезиса. Вторая группа впервые образуется непосредственно в результате метаморфизма либо под действием высоких температур и давлений, либо под влиянием флюидов. В последнем случае обычно говорят о гидротермальных процессах. Понятие "гидротермальной активности" имеет два смысла: узкий и широкий. В узком смысле она понимается как тепловая конвекция в пористых насыщенных средах. В широком смысле к гидротермальной деятельности можно отнести все флюидодинамические процессы при высоких температурах.

Выделяются четыре типа источников рудного вещества: 1) ювенильный магматический, 2) ассимиляционный, связанный с захватом расплавами ранее образовавшихся минеральных масс, 3) выщелоченный водными растворами из вмещающих пород, 4) экзогенный, образованный в результате выветривания и перевода части пород в растворы и взвеси с последующим их переносом. Ниже рассматривается класс флюидодинамических процессов образования месторождений в широком смысле. Ему соответствует третий тип источников, при котором происходит выпадение из рассолов твердого вещества под влиянием коагуляции, перенасыщения и различных других факторов.

Длительность образования рудных месторождений зависит от типа источников и механизма образования этих месторождений и соизмерима со временем образования горных пород. Флюидные механизмы, связанные с выщелачиванием водных растворов, имеют достаточно короткую по геологическим масштабам длительность порядка от нескольких сотен до тысяч и десятков тысяч лет.

Глубины образования месторождений делятся на четыре уровня: приповерхностный (0,0 – 1,5 км), гипабиссальный (1,5 – 3,5 км), абиссальный (3,5 – 10,0 км) и ультраабиссальный (свыше 10 км) [Старостин, Игнатов, 1997]. Образование приповерхностных месторождений происходит в обстановке избытка кислорода при низких давлениях и температурах. На гипабиссальном уровне находится наибольшее количество и наибольшее разнообразие руд. На данном уровне находятся все основные промышлен-

ные типы эндогенных месторождений преимущественно гидротермального, скарного и магматического происхождения.

Абиссальная зона беднее рудными минералами вышележащих слоев. Существующие здесь месторождения ассоциируются, в основном, с гранитоидными, основными и ультраосновными плутонами, т.е. изверженными породами, не имеющими выхода на поверхность. В ультраабиссальной зоне образуется небольшая группа метаморфических месторождений. Таким образом, в тонкой верхней оболочке земной коры толщиной всего 15 км, называемой рудосферой, сосредоточены все рудные месторождения. При этом уже в ультраабиссальной зоне (и, тем более, ниже ее) процесс рудообразования практически прекращается.

В процессе эволюции коры ее верхние слои опускаются, а нижние поднимаются. В результате происходит непрерывное перемешивание вещества коры. Тем не менее, указанное соотношение в распределении рудных месторождений всегда выдерживается, т.к. в силу принципа актуализма нет никаких оснований считать, что мы живем в какую-то избранный эпоху. Другими словами, существует достаточно быстрый геологический процесс, который производит перераспределение концентраций минералов (в том числе – и рудных) и создает их наблюдаемое распределение. Самым подвижным агентом являются флюиды, которые обеспечивают метаморфогенные процессы и создают метаморфические, метаморфизованные и гидротермальные породные ассоциации. К флюидам относятся расплавы пород, вода с растворенными в ней минералами и летучие. Именно флюиды могут за короткие по геологическим масштабам промежутки времени производить перераспределение рудных и нерудных минералов. Таким образом, для понимания механизма рудообразования ключевое значение приобретает исследование динамики флюидов.

В процессе концентрации и преобразований веществ, содержащихся во флюидах, большую роль играют т.н. "химические барьеры" гидротермальных систем [Перельман, 1979, 1989]. Здесь гидротермальные системы понимаются в широком смысле как разогретые флюиды. Основу данной концепции заложили Ферсман и Коржинский. Указанные барьеры образуются в результате изменения температуры, давления, микроструктуры пород и химических условий на разных глубинах. Вынося и транспортируя огромные массы растворенных веществ, гидротермальные растворы переотлагают их в других зонах. Если указанные условия где-то претерпевают резкое изменение, то происходит выпадение веществ из растворов и образование месторождений полезных ископаемых.

Термодинамические и химические условия со временем меняются очень медленно. Поэтому правильно будет говорить о стратификации этих условий по глубине. В то же самое время по горизонтали происходит их плавное изменение от региона к региону. В соответствии со стратификацией химических барьеров происходит стратификация также и выпавших в осадок и переотложившихся минералов.

Собственно движение флюидов в пористых средах на достаточно большие расстояния происходит в результате фильтрации. Другие механизмы переноса флюидов возможны только на малых расстояниях. Фильтрация происходит под действием градиента давления, который может быть создан различными способами, например, в результате свободного движения воды под действием силы тяжести. Данный механизм действительно играет большую (в некоторых случаях – основную) роль в приповерхностном слое.

Существуют также ювенильные потоки газовых и водных флюидов из недр Земли. Многие геологи считают, что эти потоки являются главной причиной образования углеводородных и рудных месторождений. Однако (как показано ниже при анализе срединно-океанических хребтов) ювенильные потоки, по крайней мере, в 3000 раз слабее наблюдаемых вертикальных и горизонтальных потоков флюидов. Если бы они были того же порядка, что и наблюдаемые потоки, то мировой океан был бы в 3000 глубже, а атмосфера была бы намного мощнее современной атмосферы Земли и состояла

бы в основном из углеводов и углекислого газа. Для того, чтобы избежать указанного противоречия, необходимо привлекать механизмы повторных движений одного и того же флюида. Различные механизмы движения флюидов однонаправленного действия (эллизионный и диффузионный механизмы, процессы гидратации и дегидратации и т.д.) не могут быть основной движущей силой флюидных процессов в верхней коре в силу своей слабой интенсивности. Основная идея данной работы основывается на том факте, что физико-химические свойства рудных минералов везде являются одинаковыми. Они разные только для разных минералов. По указанной причине для образования рудных месторождений в любой точке земной коры необходимы флюидные потоки в 3000 раз превышающие ювенильные потоки.

Гипабиссальная область является сильно трещиноватой, причем трещинно-поровое пространство имеет гидравлическую связь с поверхностью. В этой области основную массу флюидов составляют водные растворы, в которых вода имеет метеорное (т.е. поверхностное) происхождение. Однако по трещинам могут двигаться и расплавы, принимая активное участие в рудообразовании. Повторные, многократные движения флюидов по системам трещин являются составной частью большинства механизмов формирования руд в данной области.

Как было показано выше, в абиссальной области на глубинах от 3 до 10 км движение флюидов контролируется преимущественно потоками из коровых волноводов и листрических разломов. Эти движения являются менее частыми и интенсивными, чем движения в гипабиссальной зоне, которая контролируется неглубокими разломами. По указанной причине в абиссальной области скопление рудных тел меньше, чем в гипабиссальной. Тем не менее, волноводы играют важную роль в процессе рудообразования. Они как бы производят первичную обработку и концентрацию минеральных веществ, которая дополняется и усиливается в верхней гипабиссальной зоне.

На различных уровнях верхней коры и даже в пределах одного уровня характерные пространственные и временные масштабы меняются на много порядков. Действительно, на каждом уровне и масштабе действуют свои механизмы движения флюидов. Поэтому флюидные процессы следует разбить на две группы, каждая из которых выполняет свою функцию. Процессы первой группы обеспечивают концентрацию и сепарацию веществ, а также некие химические и физико-химические преобразования их к той форме, которая делает их полезными. Процессы второй группы включают в себя повторные движения и перенос флюидов, в результате чего, собственно, и появляются месторождения.

К флюидным явлениям первой группы относятся кондуктивный теплоперенос, диффузия, осмос, термоупругость, гидратация и дегидратация, а также другие физико-химические и химические процессы и т.п. Более того, в клювах трещин на субатомных расстояниях в процессе образования новых трещин развиваются огромные напряжения, намного превышающие средние напряжения в массивах пород коры. Под действием этих напряжений происходит разрушение атомных оболочек (ионизация) и даже самих атомов. Известно, что при механическом разрушении цельных блоков пород иногда наблюдается поток нейтронов.

Эти процессы эффективно действуют лишь на малых расстояниях и не могут конкурировать с процессами второй группы, действующими на больших расстояниях и за геологические промежутки времени. Явления первой группы являются предметом специальных наук (например, нефтехимии, геохимии, ядерной физики и т.д.) и ниже не рассматриваются. Предметом данной работы является исследование крупномасштабных процессов переноса флюидов, которые приводят к образованию рудных и углеводородных месторождений в континентальных областях.

По сравнению со средней и нижней корой верхняя кора в условиях действующих в ней напряжений и за рассматриваемые промежутки времени обладает упруго-

хрупкой реологией (за исключением самых верхних рыхлых слоев и некоторых пластичных пород осадочных бассейнов). Напряжения в ней приводят к хрупким разрушениям и большим деформациям на различных пространственно-временных уровнях. Особенно сильно эти процессы проявляются в ослабленных и трещиноватых зонах. Они создают в них акустические, дилатансионные и другие сопутствующие эффекты, приводящие в движение флюидные процессы в верхней коре.

Согласно современным представлениям эндогенная металлогеническая деятельность протекала на протяжении практически всей истории Земли. Она была связана с планетарной перестройкой глобальных геологических структур, со сложной системой циклов тектономагматических процессов и охватывала большие массы пород на значительных глубинах. На первый взгляд эти представления противоречат вертикальной зональности рудосферы, которая образует очень тонкий поверхностный слой. Однако данное противоречие снимается, если учесть тот факт, что зональность рудосферы образуется за короткий промежуток времени с помощью подвижного флюидного агента. В то же самое время указанная выше длительная и сложная эндогенная металлогеническая деятельность играет роль поставщика рудного материала, из которого формируются конкретные рудные тела и провинции.

Образование руд при движении флюидов сводится к трем основным процессам: 1) растворению рудных минералов, 2) диффузии растворенного вещества и 3) образованию и росту центров кристаллизации. Эти процессы разделяются на несколько стадий [Файф и др., 1981]:

- а) диффузия реагирующих веществ от поверхности (контакта с флюидом) минеральных зерен к дефектам их структуры;
- б) обмен реагирующих частиц на поверхности зерен при адсорбции;
- в) химические реакции на поверхности зерен;
- г) высвобождение компонентов с поверхности реагирующего вещества посредством десорбции;
- д) перенос продуктов реакции от поверхности взаимодействия посредством диффузии или в потоке флюида;
- е) образование центров кристаллизации новообразованной фазы;
- ж) рост зерен новообразованных зародышей.

В некоторых случаях могут образовываться метастабильные состояния, в связи с чем возникают дополнительные стадии преобразования. Эти стадии протекают с различной скоростью. Поскольку они образуют единую последовательность с заданным порядком следования, то общая скорость процесса определяется скоростью самой медленной стадии. Обычно стадии диффузионного переноса а) и д) отличаются наибольшей скоростью, а явления адсорбции б) и десорбции г) протекают хотя и медленнее, но все же быстрее, чем химические реакции в). Поэтому скорость химических реакций является контролирующим фактором образования новых веществ и, в частности, роста зародышей.

Однако эта схема не учитывает особые условия, возникающие в клювах трещин. При образовании новых трещин в их клювах возникают такие силы, которые приводят к срыву верхних электронных оболочек атомов и к их разрушению. В этих микроскопических областях происходит ионизация элементов и даже возникает поток нейтронов. При таких экстремальных условиях химические реакции ускоряются на много порядков. При этом в клювах трещин возникают зародыши новой фазы.

Недостаток указанного процесса заключается в том, что объем реагирующих пород в клюве одной трещины очень невелик. В частности, металлические и силикатные кластеры имеют субатомные размеры. Может показаться, что в целом этот механизм не эффективен. Однако ситуация кардинально меняется, если учесть объем рас-

сеянной трещиноватости в верхней коре. В волноводах число мелких трещин велико и равномерно заполняет их объем. В вышележащих трещиноватых зонах структур разрушения число мелких трещин также велико, хотя они распределены там неравномерно. В разломах указанные физические процессы достигают максимальной интенсивности. Все это в целом позволяет считать, что коровые волноводы и разломы верхней коры являются неким химическим реактором, в котором происходят процессы образования зародышей чистых металлов. Однако зародыши все еще рассеяны по всему объему указанных трещиноватых зон. При движении водных флюидов в поровом пространстве этих зон металлы растворяются, вымываются и подвергаются химическим превращениям. В дальнейшем происходит их концентрация и перенос к поверхности. Это есть один из эффективных механизмов концентрации рудных металлических веществ.

Данная схема объясняет только начальную фазу концентрации – момент образования зародышей. Все дальнейшие этапы происходят по-разному для различных металлов и их соединений в зависимости от их химических и физико-химических свойств. По указанной причине невозможно объяснить образование конкретных рудных тел.

Суммируя рассуждения данного раздела и данные инженерной геологии, можно предложить некоторую обобщенную схему трещиновато-пористой и реологической структуры континентальной коры. В самом верхнем слое толщиной примерно 500 м происходит движение грунтовых вод под действием силы тяжести. Интенсивность движения этих вод такова, что под наблюдаемыми крупными реками, как правило, существуют сопутствующие подземные речные стоки. Они соизмеримы с потоками свободных речных вод и движутся в пористом, водо-насыщенном и проницаемом слое. Динамику и водный режим его изучают инженерная геология и гидрогеология.

Следующий слой, до глубин примерно 3 км, представлен, в основном, осадочными породами. Он разбит разломами на отдельные блоки и является сильно трещиноватым. Хотя подземных речных стоков в нем нет, тем не менее, существует гидрологическая связь с поверхностью, и поровое давление соответствует гидростатическому давлению. Все инструментальные измерения напряжений в коре (за исключением сейсмологических по механизмам землетрясений), в основном, определяются именно в данном слое. На больших глубинах оно чаще всего определяется по механизмам землетрясений.

Слой верхней коры, расположенный в интервале глубин от 3 до 10 км характеризуется развитием наклонных разломов. Примерно на этих глубинах листрические разломы начинают выполаживаться и утолщаться. Пористость и проницаемость этих глубин меньше, чем вышележащего 3 километрового слоя. Однако она достаточна для образования некоторых полезных ископаемых и движения флюидов.

На глубинах от 10 до 15 км в континентальной коре возникают трещиновато-пористые слои (волноводы). По разным косвенным оценкам они занимают от 50 до 70% площади континентов. Определение волнопроводов по сейсмическим данным требует специальных методов интерпретации и часто находится на грани ошибок измерения. По указанной причине во многих регионах мира их не находят, хотя, возможно, они там и существуют.

Волноводы не имеют сплошного простираения и имеют характер линз и отдельных слоев протяженностью в сотни километров. Пористость в них достигает одного процента, а проницаемость достаточна для того, чтобы флюиды двигались по ним в горизонтальном направлении. Ниже 15 км в среднем имеет место состояние, близкое к состоянию истинной пластичности. Тем не менее, на глубинах, превышающих 15 км, существуют т.н. глубинные разломы, в которых возможны трещиноватая структура и движение флюидов вдоль них. Вне разломов на этих глубинах более вероятной является не трещинная, а поровая структура, заполненная расплавами или летучими.

7.7. Динамика углеводородных флюидных систем

Нефти являются природными многокомпонентными смесями, основную часть которых составляют углеводороды (УВ). Их содержание в нефтях колеблется в пределах от 30 до 100%. Остальная часть приходится на неуглеводородные компоненты, к которым относятся смолы и асфальтены, а также металлопорфириновые комплексы и микроэлементы, содержание которых незначительно. Кроме того, встречаются т.н. хемофоссилии (реликтовые углеводороды), и химические соединения, возникшие из органики, но утратившие черты органики.

В условиях земной коры УВ газы чаще всего находятся в растворенном (в воде или нефти) или сорбированном состояниях. Часто они образуют свободные скопления (залежи), являющиеся объектом разработки.

В теории происхождения УВ месторождений есть два направления – органического и неорганического генезиса. В длительной дискуссии сторонников обоих направлений выявляются убедительные аргументы в пользу каждого из этих направлений. Как правило, эти успехи касаются некоторых результатов в конкретных регионах. В западной литературе доминирует, в основном, теория органического происхождения, поскольку биогенная теория хорошо вписалась в концепцию тектоники плит. Последняя в западной литературе в настоящее время практически никем не оспаривается. В России еще достаточно сильны позиции противников органической концепции. Отчасти это связано с историческими условиями развития науки в России, определенной ее изоляцией от мировой науки и языковым барьером. Ликвидация железного занавеса и происшедшие затем в последнее десятилетие положительные (и отрицательные) сдвиги в научном сообществе не преодолели полностью инерцию научного мышления, которая подчиняется своим собственным законам развития.

Впервые основные положения теории органического происхождения УВ высказали Г. Михайловский, А.Д. Архангельский и И.М. Губкин. Суть ее заключается в следующем. В морских осадках (преимущественно глинистых) накапливается рассеянное органическое вещество (ОВ). Из двух типов органического вещества (гумусного и сапропелевого) именно сапропелевое ОВ дает основу образования УВ. Первоначальные взгляды основоположников данной концепции в дальнейшем претерпели некоторые изменения, но сохранили свою основу. Развитие ее связано, прежде всего, с работами И.О. Брода, Н.Б. Вассоевича и других выдающихся ученых.

Накопление ОВ происходит в аквальных условиях. Современные континентальные месторождения прежде были морским дном. Преобразование ОВ в УВ происходит под действием двух факторов – давления и температуры. Необходимым условием создания соответствующих термодинамических условий для этой трансформации является опускание морского дна, которое обычно происходит неравномерно. Трансгрессии чередуются с регрессиями, в результате чего ОВ подвергается значительным трансформациям. Заметим, что битуминозные вещества, диффузно рассеянные в пелитовых породах, еще не являются нефтью. Эти вещества проходят сложный путь биохимического, геохимического и физико-химического преобразования, прежде чем они приобретут состав и свойства нефти. В процессе своего развития рассеянные ОВ (РОВ) проходят четыре стадии: диа-, ката-, мета- и гипергенетического изменения. Многими геологами-нефтяниками подчеркивается, что эти изменения происходят в режиме некоторых циклических процессов нефтеобразования. Другими словами, имеет место их многократная повторяемость, хотя в геологической литературе не конкретизируется природа повторяющихся процессов.

Н.Б. Вассоевич в стадийном развитии УВ выделял "главную фазу" нефтеобразования. В дальнейшем данная идея развивалась и уточнялась. К настоящему времени она фигурирует в форме концепции "нефтяного окна" и метода ТТІ (температурно-временной индекс). Считается, что многостадийное преобразование ОВ в УВ определяется временем выдержки вещества при определенной температуре. При этом в упрощенном виде был использован известный закон Аррениуса. Согласно ему при заданной энергии активации скорость реакции удваивается при повышении температуры на 10°C . Указанная идея была конкретизирована с помощью некоторых феноменологических соотношений и реализована в виде программных средств.

Однако изложенные соображения не решали главную проблему теории органического происхождения УВ, а именно – механизм концентрации. Диффузно рассеянные ОВ переходят в столь же рассеянные УВ. В то же самое время нефтегазоносные поля

составляют лишь незначительную часть площади сложенных осадочными породами нефтематеринских комплексов. В большинстве случаев нефтематеринский потенциал собственно нефтяных полей явно недостаточен для образования месторождений. Более того, значительные по размеру месторождения часто возникают не в осадочных, а в консолидированных породах фундамента (например, вьетнамское месторождение Белый Тигр). Возникает проблема, как происходит концентрация углеводородов из диффузно рассеянного состояния в месторождения и перенос их в породы фундамента. Точно так же остается неясным физический механизм циклических колебаний, который необходим для того, чтобы в результате стадийных преобразований ОВ перешли в ту форму УВ, которая называется нефтью.

Заметим, что газ является очень подвижной фазой и в свободном состоянии движется почти вертикально вверх. Поэтому для газовых месторождений в некоторых случаях вопрос решается достаточно просто и однозначно. Например, гигантские газовые месторождения Уренгоя возникают в результате газификации месторождений каменного угля, рассеянных в Сеноманских комплексах песчаников, которые расположены не очень глубоко (не глубже 3 км). Поверх Сеноманских слоев находятся непроницаемые глинистые покрывки, которые задерживают газ и создают газовые месторождения. Данный факт доказан точными измерениями изотопного состава газа и углей и был подтвержден контрольными измерениями независимых лабораторий.

Однако для нефти эта проблема остается открытой, и все изложенные соображения сохраняют свою силу. Здесь следует отметить два момента. С одной стороны, концентрация рассеянного вещества (УВ, рудного или какого-либо другого) в изолированной системе противоречит термодинамике. Следовательно, если эта концентрация все-таки происходит, то эта система является открытой. В переводе с языка физики на общепонятный язык это означает, что должен существовать некий механизм концентрации, который действует в пределах нефтематеринских осадочных покровов и ниже их в пределах рудосферы. Самое существенное замечание состоит в том, что данный механизм черпает энергию извне. Другими словами, наблюдаемая концентрация веществ является побочным эффектом каких-то очень мощных процессов. Природа очень расточительна и не имеет осмысленной цели. Следовательно, энергия внешнего источника должна не менее чем на один-два порядка превышать энергию движения флюидов во всей верхней коре. Таким мощным источником могут быть только региональные тектонические движения, которые в свою очередь, черпают энергию из глобальных геодинамических процессов. Других источников энергии такой мощности просто нет в природе. С точки зрения термодинамики УВ и рудные вещества не являются каким-то выделенным объектом. Они движутся вместе с водными флюидами, составляя лишь малую их часть и "загрязняя их". В этом смысле руды и УВ являются лишь маркерами движения всей флюидной системы в целом.

Второй момент состоит в том, что указанный механизм должен иметь возможность переносить водосодержащие флюиды в пределах верхней и средней коры на большие расстояния по горизонтали (до тысячи километров). Отсюда можно сделать вывод о том, что на глубинах средней и верхней коры есть трещиноватые сильно проницаемые слои. В противном случае любой механизм движения флюидов в объектах, имеющих форму тонких слоев, будет двигать эти флюиды только вверх и вниз.

Трудности концепции биогенного происхождения УВ создают почву для развития противоположной точки зрения – абиогенного происхождения нефти. Как правило, именно противники органического происхождения нефти одновременно являются противниками тектоники плит. Однако ни одно из этих направлений не имеет решающих аргументов, делающих его единственно приемлемым. Данный факт наводит на мысль, что проблема не сводится к указанным двум крайним точкам зрения. Возможна и тре-

тья альтернатива. Эта альтернативная концепция представлена в заключительной главе монографии. В данном разделе ограничимся лишь изложением некоторых фактов, которые положены в ее основу.

При попытке обосновать теорию органического происхождения нефти ее сторонники столкнулись с еще одной проблемой. Геолого-геофизическими методами было показано, что значительная часть органического вещества преобразуется в углеводороды при очень низких температурах, при которых указанное преобразование сильно замедляется. Для того, чтобы разрешить это противоречие, В.И. Молчановым с коллегами [Молчанов и др., 1975] были проведены лабораторные эксперименты с целью исследования влияния интенсивных механических воздействий (помол в планетарных мельницах) на природные соединения. Результаты этих и других аналогичных экспериментов [Черский и др., 1985] позволили высказать предположение о том, что механохимические эффекты играют значительную роль в процессе низкотемпературного образования углеводородов из органических веществ. В реальных условиях верхней коры механическое воздействие на породы оказывают слабые и средние землетрясения. Именно они носят массовый характер и существуют практически во всех нефтегазоносных регионах.

Глава 8. Математические модели среды трещиноватых зон

8.1. Общая формулировка проблемы динамики пористых насыщенных сред

В данной главе продолжается исследование пористых сред, разрывных нарушений, динамики флюидов, а также физико-механических свойств горных пород, начатое в предыдущей главе. Оно включает в себя формулировку определяющих соотношений и краткий обзор по соответствующим специальным разделам механики этих сред. Данные исследования (обзорного и аналитического характера) необходимы для математического моделирования этих процессов в массивах верхней коры.

Любая горная порода характеризуется своими определяющими соотношениями, устанавливающими связь между тензорами напряжений σ_{ij} и деформаций ε_{ij} . Их условно можно разделить на уравнения состояния (для упругих тел) и реологические уравнения. Последние связаны с необратимыми деформациями сплошной среды, поскольку по-гречески "рео" – означает течь. Многие авторы отождествляют термины "определяющие" и "реологические" уравнения. Такая точка зрения имеет право на существование, поскольку существуют среды (например, вязкоупругие), которые объединяют в себе оба указанных аспекта.

Горные породы обладают не только особыми реологическими свойствами, но и некоторой микроструктурой. В этой связи здесь и ниже дадим некоторые базовые определения. *Гомогенными* средами называются среды, микронеоднородности которых имеют атомно-молекулярные размеры. Определяющие соотношения гомогенных сред должны удовлетворять следующим фундаментальным принципам.

1. *Принцип детерминизма* (иногда его называют *принципом причинности*). Тензор напряжений σ_{ij} и вектор теплового потока \bar{q} в каждый момент времени определяются только предыдущей историей деформационного и термического состояний и не зависят от будущих состояний. Последнее означает, что тензор напряжений в данный момент является функционалом всех предшествующих значений кинематических величин.

2. *Инвариантность определяющих уравнений*. Эти уравнения должны быть инвариантными относительно вращения и трансляции системы координат. Форма законов механики сплошной среды не зависит от выбора системы координат.

3. *Принцип локальности*. Принцип локальности формулируется для *элементарного объема*. На реакцию элементарного объема гомогенной среды другие части среды влияют только через границы этого объема. Любое дальнедействующее взаимодействие частиц среды запрещено.

4. *Принцип локального термодинамического равновесия*. Он позволяет ввести для гомогенных сред термодинамические функции и использовать аппарат термодинамики.

5. *Принцип термодинамической согласованности*. Уравнения механики сплошной среды не должны противоречить второму закону термодинамики. Этот принцип является логическим следствием предыдущего принципа.

Гетерогенными средами являются различного рода смеси, в которых микронеоднородности (зерна) имеют достаточно малые размеры по сравнению с макроразмерами различных процессов, но достаточно большие размеры по сравнению с атомно-молекулярными размерами. Зерна можно рассматривать как гомогенные тела, описываемые механикой сплошной среды. В гетерогенных средах возникают специфические понятия *микро* и *макро масштабов*, которые не идентичны соответствующим поняти-

ям гомогенных сред. Трещиновато-пористые среды являются частным случаем гетерогенных сред.

В гетерогенных средах выполняются все указанные принципы гомогенных сред. К ним добавляются условия, вытекающие из определения гетерогенных сред, а также соответствующее определение элементарного объема гетерогенных сред. Его линейные размеры должны быть много меньше макроразмера, но много больше микроразмера зерен.

Третий, четвертый и пятый пункты общих принципов требуют некоторых пояснений. В элементарном объеме гетерогенных сред, кроме внешней границы, есть еще и внутренняя граница, через которую возможно взаимодействие и перенос вещества. С учетом этой границы принцип локальности сохраняется, а принцип локального термодинамического равновесия обобщается на каждую из фаз.

К геологическим средам эти принципы далеко не всегда применимы. В геоматериалах размеры неоднородностей (в частности, трещин и разломов) меняются от субатомных до гигантских размеров планетарных масштабов. Поэтому вполне допустима ситуация, когда размеры случайных неоднородностей могут быть соизмеримы с размерами исследуемого процесса. Тогда принципы механики гетерогенных сред в ее классическом виде неприменимы. Другими словами, геологические среды в общем случае не относятся к классу гетерогенных сред в смысле механики сплошной среды. Соответствующее обобщение теории гетерогенных сред можно условно назвать теорией *случайных трещиноватых сред*. Целесообразно также произвести уточнение терминологии механики случайных сред. Если случайные неоднородности того же размера, что и размер исследуемого процесса, то понятия *макроразмера* и *микроразмера* теряют свой смысл. Вместо них введем аналогичные им понятия *актуального* размера (процесса, явления, уровня) и *случайного* размера (процесса, явления, уровня).

Если в механике случайных трещиноватых сред отказаться от принципа локальности явления, то многие результаты и элементы математического аппарата гетерогенных сред могут быть перенесены (или обобщены) и на рассматриваемую особую ситуацию. Отказ от принципа локальности, в частности, приведет к тому, что определяющие соотношения будут иметь форму интегро-дифференциальных выражений по пространственным координатам.

Определяющие соотношения содержат общую информацию о природе физических процессов в трещиновато-пористых средах. Вид этих уравнений зависит от давления, температуры, времени нагрузки и пространственного масштаба массива горных пород. Более детальная информация о конкретных процессах содержится в граничных и дополнительных условиях, а также в геометрии и структуре самих краевых задач. Тем не менее, анализ определяющих соотношений может оказаться весьма полезным.

Есть два состояния горных пород (упругое и вязкое), существование которых у большинства специалистов не вызывает сомнения и которые описываются достаточно простыми средствами. Они соответствуют очень быстрым или очень медленным процессам. Мы можем наблюдать, например, следующие два связанные с ними типа явлений: распространение упругих волн и смятие слоев в складки. Плавные и гладкие складчатые структуры обычно ассоциируются с вязкой реологией.

При математическом моделировании геологических процессов в массивах коры обычно используются только эти две реологические модели, которые можно рассматривать как крайние состояния пород. Им соответствуют две модели пористых деформируемых сред – пороупругая и поровязкая, которые рассматриваются в данной главе. Пороупругие процессы иногда называют *упругой консолидацией*, а поровязкие – *компакцией*. Ниже основное внимание уделяется именно этим двум моделям пористых сред.

В действительности же поведение горных пород более многообразно. В опреде-

ленных условиях эти породы ведут себя как вязкоупругие, пластичные тела или как сплошные среды с другими особыми свойствами. Использование более сложных реологических моделей требует достаточно убедительных доводов в их необходимости. Однако идентификация сложной реологии и ее описание вызывают затруднение. Грубость и ненадежность экспериментальных данных ограничивают возможности моделирования на основе механики сред с особыми свойствами. Поэтому большое значение приобретают выводы, основанные на общих принципах механики сплошных сред [Трусделл, 1975], а также выводы, вытекающие из анализа наблюдаемых данных.

Деформированное состояние представлено тензором деформаций ε_{ij} , который делится на упругую ε_{ij}^e и пластическую (вязкую) ε_{ij}^p составляющие

$$\varepsilon_{ij} = \varepsilon_{ij}^e + \varepsilon_{ij}^p \quad (8.1.1)$$

и может иметь разные формы. Например, тензор деформаций Коши-Грина дается выражением

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \frac{\partial u_k}{\partial x_i} \right). \quad (8.1.2)$$

Пористые среды возникают в результате усреднения среды, в которой есть микроскопические трещины или поры. Последние могут быть заполнены флюидом. В пористых средах, кроме деформации элементарного объема, есть еще фильтрация флюида, а тензор напряжений включает в себя поровое давление p

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ij}^{ef} - \alpha_e p \delta_{ij}. \quad (8.1.3)$$

Здесь σ_{ij}^{ef} – тензор эффективных (по Нуру) напряжений, который зависит от тензора деформаций. Соотношение (8.1.3) впервые ввел Терцаги для влажного песка при $\alpha_e = 1$. Био обобщил это соотношение на пороупругие среды, для которых $0 < \alpha_e < 1$. Иногда его иногда называют соотношением Терцаги-Био. Оно фактически является определением трещиновато-пористой среды. В ней есть скелет и флюид, который фильтруется через скелет. Отличие от тождественного нуля тензора σ_{ij}^{ef} означает существование связанного скелета. В суспензии он обращается в ноль. Состояние скелета описывается парой сопряженных величин σ_{ij}^{ef} и ε_{ij} . Для флюида есть аналогичная пара сопряженных величин p и \vec{s} , где \vec{s} – скорость фильтрации. Тепловой режим характеризуется парой сопряженных величин – температурой T и тепловым потоком \vec{q} .

Рассмотрим теперь некоторые следствия, которые вытекают из приведенного выше фактического материала, касающегося флюидных процессов в верхней коре. В предыдущей главе было показано, что рудные месторождения в континентальной верхней коре в среднем имеют характерную стратификацию по степени концентрации этих веществ. В ней просматривается определенная закономерность: с глубиной концентрация рудных веществ падает. Данный факт заставляет задуматься. Большинство специалистов считает главным поставщиком рудных материалов в кору расплавы основных и ультраосновных пород, поступающих снизу из астеносферы. Указанная закономерность становится еще более удивительной, если учесть непрерывное перемешивание слоев коры в результате тектонических процессов, движений по разломам, а также *денудации* и *аккумуляции* (размывания выступающих частей рельефа и накопления вещества в осадочных бассейнах). Все эти процессы должны были бы нарушить эту стратификацию и привести к выравниванию слоев по концентрации. Как уже говорилось, отсюда напрашивается вывод о том, что существует достаточно быстрый механизм, который непрерывно поддерживает указанную стратификацию.

Совершенно очевидно, что указанный механизм связан с движением флюидов. Флюиды, как правило, являются подвижным и агрессивным агентом, который переносит, преобразует и концентрирует растворимые вещества. Многие из этих веществ (например, углеводороды) являются малорастворимыми в воде. Тем не менее, за геологические периоды времени происходят гигантские по своим масштабам преобразования состава и состояния пород. Следовательно, указанный выше механизм быстрых движений флюидов должен включать в себя многократные повторные движения, которые с успехом выполняют эту функцию.

Повторные движения в трещиновато-пористых насыщенных породах коры в форме тепловой конвекции известны давно и достаточно хорошо исследованы. Существуют веские геологические доказательства ее реальности. Тем не менее, тепловая конвекция не может быть основным механизмом концентрации веществ во всей верхней коре. Тепловой энергии недостаточно для того, чтобы обеспечить непрерывный процесс концентрации веществ в холодных и тектонически спокойных регионах коры. Теплофизические характеристики пород таковы, что тепловое расширение флюида не в состоянии привести к достаточно большим наблюдаемым градиентам порового давления. Есть еще одна причина, по которой тепловая конвекция не может быть универсальным механизмом движения флюидов за геологические промежутки времени. Дело в том, что за указанное время происходит взаимодействие флюидов с деформируемым скелетом пород. При существенных деформациях скелета качественно меняется сам механизм движения флюидов, и тепловая конвекция вообще перестает быть движущим фактором их миграции.

Флюидный режим и процессы разрушения наиболее хорошо исследованы в самых верхних доступных наблюдениям слоях коры за времена, соизмеримые со временем техногенной деятельности. При наличии гидрологической связи водонасыщенных трещиноватых массивов с поверхностью можно рассматривать фильтрацию воды в среде с недеформируемым скелетом. Эти процессы составляют предмет гидрогеологии и инженерной геологии и выходят за рамки данной монографии.

Есть основание полагать, что в более глубоких слоях верхней коры, изолированных от поверхности, центральное место в динамике флюидов занимают два явления – дилатансия и компакция. Именно они могут создавать достаточно большие градиенты порового давления, которые способны перемещать флюиды на большие расстояния за геологические промежутки времени. Разрушение, сопровождающееся дилатансией, может создавать механо-химический эффект [Молчанов и др., 1975; Черский и др., 1985] и быть фактором преобразования пород за геологические промежутки времени [Иванов и др., 1978].

Трудно найти другие физические явления в верхней коре, которые способны в течение столь долгого времени поддерживать высокие градиенты порового давления в масштабах верхней коры. Однако это отнюдь не означает, что только эти два названных процесса всегда являются доминирующими во всем объеме верхней коры. Для них необходимы некоторые условия, которые далеко не всегда выполняются. Если эти условия отсутствуют, то градиенты порового давления падают не менее, чем на порядок.

Изложенные соображения заставляют обратить особое внимание на разрывные нарушения и рассеянную трещиноватость. В фокусе нашего внимания должны находиться эти структуры совместно с динамикой флюидов в них. Заметим, что классическая механика разрушения основана на лабораторных экспериментах. Специфика разрушения в хрупких породах верхней коры состоит в том, что эти процессы подготавливаются за достаточно длительное время, значительно превышающее время лабораторных экспериментов. Поперечные размеры разломов колеблются от сотен метров до десятков километров, что также значительно превышает лабораторные размеры. Следовательно, возможны эффекты, природа которых связана с осреднением микроразрушений на больших

пространственно-временных масштабах и которые, в принципе, не могут быть замечены в лабораторных условиях. По указанной причине простая экстраполяция данных лабораторных экспериментов на масштабы верхней коры требует известной осторожности.

Как было показано выше, некоторые элементы разломной тектоники коры (например, листрические разломы и волноводы) пока еще не находят удовлетворительного объяснения в рамках классической механики разрушения, хотя на уровне физических соображений и не противоречат ей. Например, в отличие от разломов волноводы представляют собой достаточно широкие слои рассеянной трещиноватости. Их возникновение на глубинах средней коры связано с особым режимом разрушения, который мало исследован. При этом область трещиноватости отделяется от сплошной среды внутренней границей, которая может двигаться относительно среды. Условия равновесия и балансовые соотношения на этих границах представляют собой необходимый элемент корректной постановки задачи. В данной главе эта проблема только намечается в самых общих чертах, хотя в будущем она, возможно, превратится в самостоятельный раздел механики сплошной среды.

Изложенные соображения заставляют искать новые подходы к проблеме возникновения и динамики трещиноватой структуры верхней коры. Ниже рассматриваются те аспекты механики разрушения, которые в той или иной степени могли бы пролить свет на указанные нерешенные проблемы. Этим самым как бы очерчивается круг физических задач, которые связаны с моделированием процессов в трещиноватых зонах и структурах разрушения верхней коры.

В некоторых случаях, когда определяющие соотношения неизвестны, они могут быть заменены другими соотношениями, полученными из геофизических измерений. В противном случае краевая задача о динамике данного блока коры является некорректно поставленной (недоопределенной). Как было показано выше, такой величиной, которая компенсирует отсутствие знаний о реологии среды, может быть поле траекторий напряжений. В данной монографии эта проблема также намечается как одно из направлений тектонофизики.

8.2. Динамика флюидов в верхней коре

8.2.1. Фильтрация в среде с жестким скелетом

Породы у поверхности Земли легко поддаются разрушению и различным формам физико-химических преобразований. Близость к поверхности и гидрологическая связь с ней создают условия для фильтрации флюидов в среде с недеформируемым скелетом. Эта фильтрация управляется законом Дарси

$$\frac{\partial p}{\partial x_i} = -\frac{\eta^f}{k_p} s_i + \rho^f g_i, \quad (8.2.1)$$

где p – поровое давление, g_i – ускорение силы тяжести, k_p – коэффициент проницаемости, ρ^f – плотность флюида, $\vec{s} = f(\vec{w}^f - \vec{w}^s)$ – скорость фильтрации, которая при малой пористости равна $f\vec{w}^f$, где \vec{w}^f , η^f – истинная скорость и коэффициент вязкости флюида, f – пористость. Здесь и ниже величины с индексами s и f относятся соответственно к скелету и флюиду. Ось x_3 координатной системы (x_1, x_2, x_3) направлена вертикально вверх. При быстрых движениях необходимо учитывать еще член, включающий в себя производную по времени. Разумно попытаться ввести его по аналогии с уравнениями гидродинамики Навье-Стокса

$$\rho^f \varphi(k_p) \frac{\partial w_i^f}{\partial t} = -\frac{\partial p}{\partial x_i} - \frac{\eta^f}{k_p} s_i + \rho^f g_i, \quad (8.2.2)$$

где $\varphi(k_p)$ – некоторая безразмерная функция, учитывающая микроструктуру среды и ее проницаемость, t – время.

Эксперименты при больших скоростях фильтрации свидетельствуют о том, что градиент порового давления является квадратичной функцией скорости, что также представляется вполне естественным в силу наличия конвективного инерциального члена в уравнениях гидродинамики. Однако здесь простейшая аналогия уже заканчивается. В пористых средах правильное выражение для квадратичного члена дал Форхаймер, а Бринкман учел градиенты вязких деформаций, которые имеют место вблизи границ. В итоге обобщенный закон Дарси принимает вид

$$\rho^f \varphi(k_p) \frac{\partial w_i^f}{\partial t} = -\frac{\partial p}{\partial x_i} - \frac{\eta^f}{k_p} s_i + \rho^f g_i - \frac{\rho^f b^f}{k} |\vec{s}| s_i + a^f \eta^f \nabla^2 w_i. \quad (8.2.3)$$

Здесь a^f , b^f – коэффициенты вязкого и инерциального сопротивления в поправках Бринкмана и Форхаймера. Во многих случаях эти поправки малы и не учитываются в реальных расчетах.

Экспериментальное исследование плоского течения в пористых средах удобно проводить на физической аналоговой модели Хели-Шоу. В этой модели имеет место стоковское течение вязкой жидкости в тонкой вертикально ориентированной щели. С формальной математической точки зрения уравнения движения в модели Хели-Шоу и уравнения плоского движения пористых сред идентичны. Модель Хели-Шоу легко реализовать в лабораторных условиях. При этом линии тока делаются видимыми с помощью красителей. Это позволяет исследовать тонкие эффекты неустойчивости в пористых средах при сложной геометрии области, когда численные расчеты затруднены.

8.2.2. Тепловая конвекция

Физических причин, заставляющих флюиды совершать достаточно интенсивные многократные движения, не так уж и много. Одной из них является свободная конвекция в пористых средах с твердым недеформируемым скелетом. Здесь имеется в виду конвекция в гетерогенной трещиноватой среде, а не в отдельной поре, которую следует рассматривать как полость. Конвекция возникает тогда, когда во флюиде есть градиент плотности. Он может быть связан с градиентом температуры (тепловая конвекция) или с градиентом плотности (концентрационная конвекция). Наиболее благоприятные условия для тепловой конвекции возникают в самых верхних, наиболее проницаемых слоях коры, в которые попадают расплавы из астеносферы или из вулканов. Вокруг интрузий обычно всегда наблюдается ореол пород, преобразованных гидротермальными водами. Данный механизм достаточно хорошо известен и разработан в геофизической литературе. Многие специалисты вообще отождествляют гидротермальную деятельность с тепловой конвекцией.

Тепловая конвекция в пористых средах является важным фактором рудообразования. Однако она эффективно действует только при больших градиентах температур, которые обычно возникают вблизи магматических интрузий и в срединно-океанических хребтах. Именно в этих регионах обнаруживаются явные геологические и геофизические признаки его присутствия. Кроме того, тепловая конвекция преобразует и переносит горные породы только непосредственно вблизи интрузий. Она дает слишком слабые градиенты порового давления для того, чтобы перемещать массы флюидов на большие расстояния. Поэтому она не может претендовать на роль домини-

рующего механизма миграции флюидов во всей коре. Концентрационная конвекция, несомненно, существует (коль скоро существуют рассолы с разной концентрацией), но она является еще более редкой и экзотической, чем тепловая конвекция.

Начало исследованиям по тепловой конвекции в пористых насыщенных средах положили работы Хортон и Роджерса [Horton, Rogers, 1945], а также Лэпвуда [Lapwood, 1948] и Сорокина [1953], которые рассмотрели проблему устойчивости в этих средах. Они определили минимальное критическое число Рэлея в пористом бесконечном слое с непроницаемыми границами $Ra = 39,5$. Затем эти результаты были обобщены на случай различных граничных условий. Было проведено большое количество лабораторных экспериментов с различными материалами, различающимися структурой матрицы и свойствами насыщающего флюида [Elder, 1965; Combarnous, 1978]. Обзор этих публикаций и систематическое изложение теории тепловой конвекции содержится в работах Нилда [Nield, 1968] и Гершуни и Жуховицкого [1972].

Экспериментальное исследование конвекции Бенара было проведено в работах Моррисона, Роджерса и их коллег [Morrison, 1947; Morrison et al., 1949; Rodgers, Schilberg, 1951; Rodgers et al., 1951]. Изучалось влияние проницаемости и геометрических характеристик области конвекции на критическое число Рэлея. Начало конвекции фиксировалось цветовым индикатором или с помощью радиоактивных меток. Эксперимент дал неожиданный результат. Наблюдаемый при этом критический градиент температуры оказался на порядок меньшим теоретического градиента. Дальнейшие работы этих и других авторов привели к уменьшению разницы между теоретическими и экспериментальными выводами. В экспериментальных исследованиях были учтены различные факторы (начальное условие, температурная зависимость вязкости и т.д.), ранее влиявшие на окончательные выводы.

Главным результатом этих работ и аналогичных вычислительных работ было определение числа Рэлея. В простейшем случае плоскопараллельного слоя с линейным градиентом температуры теория дает для критического числа Рэлея $4\pi^2 \approx 39,5$. Были рассмотрены также другие ситуации с различными граничными условиями и геометрией области конвекции. Была определена зависимость числа Рэлея от числа Нуссельта. Именно число Нуссельта является наблюдаемой величиной, которая прямо или косвенно измеряется в экспериментах. Обычно она связана с конвективным теплопереносом или с массопереносом.

Исторически сложилось так, что фильтрация в пористой среде с жестким скелетом и тепловая конвекция были исследованы наиболее подробно и исчерпывающим образом, что вполне естественно, поскольку эти процессы легко воспроизводимы в лаборатории и наблюдаются в природных условиях. Учет деформаций скелета пористой среды сразу же создает множество проблем. Тип уравнений движения флюида в деформируемой среде зависит от реологии скелета, которая с трудом поддается изучению и во многих случаях неизвестна. Особенно это касается реологических параметров, например, коэффициента вязкости. При заданной реологии матрицы уравнения движения в пористой деформируемой среде на порядок сложнее, чем в среде с жестким скелетом. Механизмы возбуждения движения в такой среде также весьма многообразны. Модели этих механизмов не менее сложны, чем модели самой пористой деформируемой среды. В результате весьма значительные методические трудности исследования таких процессов воспринимаются как принципиальный барьер на пути их изучения.

Произошло некоторое смещение понятий в геологической литературе. Среди специалистов-геологов сложилось мнение о том, что процессы в пористых средах с жестким скелетом являются главными и чуть ли ни единственными возможными во флюидном режиме твердой оболочки Земли. Считается, что геологический процесс, длящийся де-

сятки миллионов лет, можно разбить на маленькие временные интервалы, в течение которых скелет можно рассматривать как жесткий. Суммируя эти процессы, можно (по крайней мере, качественно) описать процессы в деформируемой пористой среде.

Между тем, это глубокое заблуждение. Взаимодействие флюида и скелета не сводится к простому суммированию процессов фильтрации в среде с жестким скелетом и деформирования однофазной среды скелета. Оно представляет собой качественно новое явление, которое не имеет аналогов в однофазных средах. Следовательно, необходимо уметь описывать эти процессы с помощью математических моделей и понимать границы применимости тех или иных моделей пористых сред. В данном разделе приводятся некоторые общие сведения о процессах в деформируемых пористых средах. В следующих разделах будут приведены определяющие уравнения пороупругих и поровязких сред.

8.2.3. Дилатансионный механизм тектонического нагнетания

Дилатансионный процесс нагружения был открыт 150 лет назад Рейнольдсом. Были предложены уравнения дилатансии [Райс, 1982]. В геологической литературе миграция флюидов под влиянием дилатансионного расширения называется *тектоническим нагнетанием* [Файф, 1981].

При достаточно быстром сдвиговом нагружении трещиноватых пороупругих слоев в них возникает дилатансионный эффект. Он сопровождается резким понижением порового давления. В момент землетрясения в его очаге образуются крупные трещины и даже полости. В эти зоны засасываются флюиды. После релаксации сдвиговых напряжений имеет место упругая консолидация трещиноватой зоны под действием веса вышележащих пород. В результате могут возникнуть градиенты порового давления, соизмеримые с геостатическим градиентом.

Важно отметить, что дилатансионное нагружение и консолидация происходят отнюдь не в одинаковых условиях, что связано со многими физическими причинами. Во-первых, напряженное состояние при сдвиге и консолидации пород разное. Само разрушение является необратимым процессом и не повторяет свой путь при разгрузке. Во-вторых, прочностные характеристики среды при осушении и обводнении трещиноватой среды также разные. Поэтому дилатансия и консолидация, действуя совместно, создают направленное движение флюидов в верхней коре, по крайней мере, на локальном уровне. Основная трудность изучения указанного механизма состоит в том, что он не столь очевиден. Он не имеет таких явных доказательств своего присутствия и результатов своего действия, как механизм тепловой конвекции. По указанной причине геологи не в состоянии идентифицировать его по чисто геологическим признакам. Данный режим динамики флюидов никогда не проявляется в чистом виде, понятном для наблюдений. Его наличие обусловлено множеством сопутствующих факторов, таких как геометрия трещиноватой зоны и окружающего массива, ее напряженно-деформированное состояние, динамический режим всей системы и т.д. Он имеет множество разновидностей и вариаций на разных уровнях и при различных условиях, что еще больше запутывает суть дела. Проверить эту флюидодинамическую концепцию достаточно сложно в силу больших пространственных и временных масштабов природных процессов и дороговизны экспериментов. В то же самое время косвенные геологические признаки указанного механизма (даже в рамках целенаправленных наблюдений и экспериментов) не допускают прямой и однозначной интерпретации.

Учитывая сложность этих процессов, их следует рассматривать на основе глубоких теоретических исследований с помощью математических моделей. Однако в настоящее время мы не имеем адекватных уравнений дилатансии и разрушения пористых сред для глубин и масштабов верхней и средней коры. В пользу данного заключения

говорит тот факт, что листрические разломы (их размер, форма и основные закономерности) пока еще не описаны в рамках классической механики разрушения на уровне строгих моделей.

Тем не менее, логика исследования заставляет нас искать не только под фонарем, где светло, но и в темных закоулках. В определенных идеальных условиях указанный механизм может создавать градиент порового давления с фактором $\gamma \approx 1$. Другими словами, градиент порового давления становится соизмеримым с градиентом геостатического давления. В реальных условиях, существующих в разломных зонах, этот фактор на один-два порядка меньше и приближается к его значению в срединно-океанических хребтах.

Расширяться и сжиматься трещиноватая среда может сколь угодно долго, пока действуют благоприятствующие этим колебаниям условия. Данный процесс лишен главного недостатка механизма тепловой конвекции. Он не связан с тепловыми или какими-либо другими источниками и способен перемещать флюиды на большие расстояния. Необходимыми условиями его существования являются лишь наличие разломов, флюидов и тектонических сил в коре.

8.2.4. Компакция

При медленном оседании разжиженных осадочных пород или пород, находящихся в состоянии текучести, в поровязкой среде возникает режим компакциии. Он сопровождается фильтрацией флюидов вверх сквозь вязкий скелет. К поровязким средам относятся частично расплавленные горные породы, неконсолидированные морские осадки и илы, зыбучие пески, водонасыщенные глины, болотная жижа и т.д. Многие породы, которые в нормальных условиях являются твердыми (например, консолидированные породы фундамента), за длительные промежутки времени также проявляют вязкие свойства. Точно так же пороупругие в обычных условиях породы за геологические масштабы времени ведут себя как поровязкие. Указанный процесс в молодых осадочных бассейнах называется эллизионным отжатием вод. При компакциии градиент порового давления также порядка геостатического градиента.

В русскоязычной и англоязычной литературе динамика поровязких сред называется соответственно "вязкой консолидацией" и "компакцией". В частности, в российских базах данных широко используется термин вязкая консолидация. Термин компакция не совсем удобен, поскольку в современных базах данных с ним связано слишком много различных понятий. Кроме того, Био уже ввел термин "консолидация", и нет смысла его менять. Ниже будут использоваться оба термина как равноправные. В узком смысле слова под "компакцией" будет подразумеваться сжатие скелета в процессе вязкой консолидации.

Измерить вязкость можно только у достаточно мягких и пластичных пород типа глин и льда. Твердые кристаллические породы проявляют вязкие свойства в течение геологического времени, на много порядков превышающее время жизни человека. Поэтому в лабораторных условиях поставить реологические эксперименты для этих пород невозможно. Их вязкость оценивается косвенным образом с помощью геодинамических моделей или методами физики твердого тела. О вязких деформациях твердых горных пород можно с уверенностью судить, в частности, по наблюдаемой складчатости на обнажениях.

Если из ледника вырезать однотипные куски льда и измерить их вязкость, то окажется, что у разных кусков она будет при одних и тех же термодинамических условиях существенно разная. Это означает, что не существует вязкости как паспортной характеристики вещества. По всей вероятности, подобная ситуация имеет место и в отношении твердых кристаллических горных пород. Все сказанное о вязкости в равной степени относится и к поровязким средам. Не существует также паспортной характеристики

проницаемости горных пород. Тем не менее, вязкие и проницаемые модели горных пород вполне адекватно описывают соответствующие свойства пористых пород в тех случаях, когда нас интересует качественное поведение этих пород.

В геофизической литературе в последнее время появились работы, в которых фигурируют вязкоупругие модели пористых сред. Данное направление еще не вполне сформировалось и наталкивается на определенные трудности. Одна из трудностей связана с оценкой реологических параметров – коэффициентов вязкости и времени вязкоупругой релаксации – из данных наблюдений. При исследовании наблюдаемых процессов в пористых средах с помощью очень грубых и качественных моделей очень трудно отделить вязкоупругие эффекты от эффектов с чисто вязким скелетом. В вязкоупругих моделях среды вязкая и упругая составляющие деформаций должны быть одного порядка, в противном случае происходит вырождение этих моделей. Поскольку упругая составляющая, как правило, невелика, то и общая деформация мала. Поэтому вязкоупругие модели играют чисто вязким и чисто упругим моделям среды, которые имеют ярко выраженные эффекты. Исключение составляют модели трещиноватых сред, в которых пластическая составляющая деформации описывается квазиупругими определяющими соотношениями. Однако эти модели достаточно сложны и требуют известной осторожности, поскольку многие проблемы механики таких сред пока еще недостаточно разработаны. По указанным причинам вязкоупругие модели в данной монографии не рассматриваются.

В континентальной коре практически повсеместно существуют разломы и трещиноватые зоны, а в них действуют тектонические напряжения. От региона к региону и со временем меняется лишь уровень этих напряжений. Когда их действие ослабляется, возникают процессы упругой консолидации в пороупругих массивах горных пород и компакция в поровязкой среде. По масштабам энергии и действующих сил гравитационные и тектонические напряжения являются доминирующим фактором движений в верхней коре. Можно предположить, что связанные именно с этими факторами механизмы дилатансии и компакция являются главной движущей силой флюидодинамических процессов в верхней коре, в частности, причиной образования наблюдаемого распределения рудных месторождений. Именно поэтому им в данной монографии уделяется основное внимание.

8.3. Внутренние границы в гетерогенных средах

В пороупругих и поровязких средах могут происходить процессы, связанные с изменением их микроструктуры. Эти изменения происходят скачкообразно на некоторых внутренних границах и сопровождаются качественным изменением самих определяющих уравнений среды или параметров этих уравнений. Во многом они напоминают фазовые переходы в гомогенной среде. По указанной причине мы будем называть эти превращения *структурно-фазовыми переходами*, в отличие от *истинно фазовых* или просто *фазовых* переходов в гомогенной среде. В данном разделе ставится задача лишь обозначить эту проблему (в основном, применительно к структурно-фазовым переходам) и выделить в ней принципиальные моменты, существенные для постановки задач с внутренними границами.

В поровязких средах изменение микроструктуры может быть связано со скачкообразным изменением проницаемости или с разрушением скелета пористой среды и превращением последней в концентрированную суспензию. В пороупругих средах структурно-фазовые переходы могут быть связаны с изменением трещиноватости среды. Например, до момента полного разрушения может возникнуть некоторое особое состояние, которое отличается большей податливостью, чем гомогенная и однородная упругая сре-

да. В данном состоянии может быть больше трещин, или эти же самые трещины ведут себя по-особому, допуская большие макродеформации среды при тех же самых напряжениях. При этом, если не достигнут порог полного разрушения, среда все еще остается сплошной. Такое состояние будем называть состоянием *предразрушения*. Более строго это состояние будет определено и исследовано ниже в параграфе 10 этой главы.

Общим свойством описанных состояний является наличие внутренней границы, которая может двигаться относительно среды. Такие границы будем называть *структурно-фазовыми*. Возможны также внутренние границы между двумя разными средами, которые мы будем называть *контактными*. Контактные внутренние границы неподвижны относительно среды, но могут двигаться относительно лабораторной системы координат вместе с деформируемым веществом. Внутренние границы могут возникнуть в самой среде без изменения ее свойств, например, в результате разрыва. Разломы и трещины также можно рассматривать как внутренние границы.

Поскольку в краевые задачи входят граничные условия не только на внешних, но и на внутренних границах, то возникает проблема описания условий равновесия и движения на этих границах. С математической точки зрения истинные и структурно-фазовые переходы описываются сходными соотношениями постольку, поскольку они управляются общими законами механики и физики. Различие между ними наступает тогда, когда необходимо учитывать физические процессы на микроуровне.

Исторические сведения по данной проблеме можно почерпнуть в обзоре [Эшелби, 1963]. Существенное продвижение началось с работы [Eshelby, 1951], в которой проводится аналогия между дефектами в кристаллической решетке и классической теорией упругости. Оказалось, что для широкого класса внутренних границ силы, входящие в соотношение баланса сил на этих границах, выражаются через некоторый тензор, который Эшелби называет тензором энергии-импульса. В квантовой теории поля этот термин уже занят. Понятием энергии-импульса обозначается другая величина. Поэтому мы не будем пользоваться этим термином. В последующих работах [Eshelby, 1970, 1975; Hill, 1986] это направление получило дальнейшее развитие. Законченную форму данное направление получило в работе [Мухамедиев, 1990], в которой на основе принципов материально-пространственной симметрии сплошной среды развивается новый подход к описанию квазистатики внутренних границ.

Для того, чтобы объяснить принцип симметрии, введем следующие понятия. Для описания деформаций тела предлагаются две системы координат

$$\vec{x}_\chi = \vec{x}_\chi(x_\chi^1, x_\chi^2, x_\chi^3), \quad \vec{x}_\kappa = \vec{x}_\kappa(x_\kappa^1, x_\kappa^2, x_\kappa^3).$$

Первая из них соответствует конфигурации тела до деформации, а вторая – после деформации. Будем считать, что эти деформации являются достаточно гладкими и не нарушают связности тела. С каждым телом до и после деформации можно связать декартову лабораторную систему координат. Отсюда следует, что из каждой координатной системы можно, преобразуя ее, перейти к декартовой системе координат. С ними можно связать, соответственно, два евклидовых пространства Ω_χ и Ω_κ . Два множества точек этих пространств χ и κ , соответствующих телу и его деформации, называются конфигурациями. Между конфигурациями одного и того же тела есть взаимно однозначное отображение $f_{\kappa,\chi}$ и $f_{\chi,\kappa}$

$$\begin{aligned} f_{\kappa,\chi}: \vec{x}_\kappa &= \vec{f}_{\kappa,\chi}(\vec{x}_\chi), \\ f_{\chi,\kappa}: \vec{x}_\chi &= \vec{f}_{\chi,\kappa}(\vec{x}_\kappa). \end{aligned} \tag{8.3.1}$$

Множества конфигураций и их отображение (8.3.1) называется состоянием тела B . Условно исходную конфигурацию χ можно назвать пространственной, а деформированную конфигурацию – материальной.

Суть принципа материально-пространственной симметрии состоит в утверждении о том, что обе эти конфигурации в каком-то смысле равноправны. Любой физический закон, изложенный в пространственной конфигурации (т.е. в евклидовом пространстве Ω_χ), может быть перефразирован и имеет аналог в материальной конфигурации (т.е. в евклидовом пространстве Ω_κ). При этом форма его сохраняется, хотя величины, входящие в эти законы, вообще говоря, разные. Стандартным образом выписывается лагранжиан, и с помощью принципа Гамильтона выводятся уравнения эластостатики. В эти уравнения входят тензоры напряжений в различных формах. Выпишем некоторые из этих тензоров в общей форме. Для компактности записи вместо символов и индексов χ и κ , обозначающих принадлежность к той или иной конфигурации, будем использовать греческие буквы α и β , которые обозначают любой из символов χ и κ . Имеем

$$\mathfrak{E}_\beta^\beta = E_\beta \mathfrak{E}_\beta - \frac{\partial E_\beta}{\partial (\nabla_\beta \otimes \bar{x}_\alpha)} (\nabla_\beta \otimes \bar{x}_\alpha)^T. \quad (8.3.2)$$

Здесь E_β – плотность энергии упругих деформаций, ∇_β – градиент, символ прямого (тензорного) произведения, \mathfrak{E}_β – единичный тензор. Крышка сверху означает, что данная величина является тензором, а не компонентой тензора. Подчеркнем, что, хотя величина \mathfrak{E}_β^β есть тензор, индексы при ней не являются тензорными индексами, а по повторяющимся индексам суммирование не производится.

Выражение (8.3.2) дает различные представления тензора напряжений. В частности, \mathfrak{E}_χ^χ есть тензор напряжений Коши, $\mathfrak{E}_\kappa^\kappa$ есть материальный тензор напряжений Эшелби (который иногда называют тензором энергии-импульса).

Для лучшего понимания указанного дуализма системы уравнений эластостатики можно вообразить себе фантастический мир, дуальный нашему. В данном мире конфигурации χ и κ меняются местами. При этом законы эластостатики сохраняют свой смысл, только вместо тензора напряжений Коши в этих соотношениях фигурирует материальный тензор напряжений Эшелби.

Исходя из принципа материально-пространственной симметрии с помощью техники, основанной на вариационных принципах, выводятся соотношения на сильных разрывах, которые могут возникнуть на внутренних границах. В частности, выводятся универсальные условия для различных типов внутренних границ. Универсальность условий и общность подхода основываются на чисто кинематических и балансовых соотношениях, которые соблюдаются в любых ситуациях. Этот подход, основанный лишь на макроуравнениях механики сплошной среды, позволяет с единых позиций рассматривать как истинные фазовые переходы в гомогенных средах, так и структурно-фазовые переходы в гетерогенных средах. При переходе через структурно-фазовую и контактную границы физико-механические свойства среды меняются скачком, что приводит к нетривиальным соотношениям баланса импульса и энергии на этих границах.

В качестве примера в цитированной выше работе Мухамедиева выведены конкретные соотношения для различных частных случаев внутренних границ:

- 1) для структурно-фазовой нежесткой;
- 2) для структурно-фазовой жесткой;
- 3) для контактной нежесткой;
- 4) для контактной жесткой;

5) для границ с проскальзыванием;

6) для границ с прилипанием.

Специфика многих явлений, происходящих на фазовых и структурно-фазовых превращениях, обычно связана с затратой энергии на эти переходы и способом реализации этих энергоемких превращений. Учет физических процессов, происходящих на внутренних границах (в частности, на микроуровне), приводит к дополнительным соотношениям или к видоизменению соотношения баланса энергии.

Для вязких, в частности, гетерогенных тел эти соотношения упрощаются. Если составляющие эту среду фазы несжимаемы, то упругая энергия элементарного объема при структурно-фазовых переходах не меняется. Последнее обстоятельство значительно упрощает балансовые соотношения на внутренних границах, которые по своей форме становятся похожими на граничные условия на контактных границах.

Совсем другая ситуация возникает в упругом массиве, в котором структурно-фазовый переход связан с изменением трещиноватости. При структурно-фазовом переходе в связи с изменением модулей скачком меняется плотность упругой энергии. В данном случае на подвижной относительно среды внутренней границе в соотношении баланса сил вместо тензора напряжений Коши фигурирует материальный тензор Эшелби. Указанный факт приводит к глубоким следствиям, касающимся условий равновесия, устойчивости и продвижения этих границ.

Заметим, что похожие проблемы возникают в механике упругих трещин. Продвижение кончика трещины связано с изменением упругой энергии среды на границе трещины. Концентрация энергии в клюве трещины может достигать огромных значений и приводит к неожиданным наблюдаемым эффектам (кластерам, ионизации и даже к разрушению атомов). Формальное описание продвижения внутренней границы в кончике трещины основывается на технике т.н. J -интеграла Райса-Черепанова.

8.4. Механика пороупругих сред

Об упругих свойствах коры можно судить по распространению сейсмических и акустических волн, а также по данным статических лабораторных экспериментов. О том, что упругие свойства пород сохраняются достаточно длительное время, свидетельствуют ударные выбросы пород в выработках (шахтах и карьерах). Последние представляют собой разрядку упругой энергии. Данный факт дает основание для рассмотрения пороупругой модели среды трещиновато-пористых массивов горных пород.

8.4.1. Исходные уравнения пороупругости

Будем считать, что пористая среда однородна и изотропна, а поры полностью заполнены однофазной сжимаемой жидкостью. Ограничимся изотермическими квазистационарными процессами. При указанных условиях пороупругие среды описываются уравнениями Био:

$$\Omega: \quad \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = 0, \quad \text{a)}$$

$$\frac{\partial}{\partial t} [(1-f)\rho^s] + \operatorname{div} [(1-f)\rho^s \vec{w}^s] = -Q, \quad \text{b)}$$

$$\begin{aligned}
\frac{\partial}{\partial t} \rho^f f + \operatorname{div}(\rho^f f \vec{w}^f) &= Q, & \text{c)} \\
\sigma_{ij} &= (1-f)\sigma_{ij}^s - fp\delta_{ij}, \rho = (1-f)\rho^s + f\rho^f, & \text{d)} \quad (8.4.1) \\
\sigma_{ij} &= \sigma_{ij}^{ef} - \alpha_e p \delta_{ij}, & \text{e)} \\
\sigma_{ij}^{ef} &= 2\mu\varepsilon_{ij} + \lambda\varepsilon_{kk}\delta_{ij}, \varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), & \text{f)} \\
\frac{\partial p}{\partial x_i} &= -\frac{\eta^f}{k_p} s_i + \rho^f g_i. & \text{g)}
\end{aligned}$$

Здесь σ_{ij} , σ_{ij}^{ef} , σ_{ij}^s – тензоры полных, эффективных и средних напряжений в скелетной фазе, ε_{ij} – тензор деформаций, \vec{u} , \vec{u}^s , \vec{u}^f – смещения двухфазной среды, скелета и флюида, λ, μ – коэффициенты Ламе, Q – плотность массовых источников вещества фаз. Область определения Ω , ограниченная внешней границей Γ_{ex} , может быть конечной или бесконечной и содержать внутренние границы Γ_{int} . Процессы пороупругости протекают в линейном приближении, когда упругие деформации малы, а все материальные характеристики и пористость являются константами. Скорость (и смещение) двухфазной среды отождествляется со скоростью скелета: $\vec{w} \equiv \vec{w}^s$ ($\vec{u} \equiv \vec{u}^s$).

Уравнение (8.4.1a) есть уравнение баланса сил для элементарного объема. Уравнения (8.4.1b,c) представляют баланс массы фаз. Соотношение (8.4.1d) утверждает, что силы и масса фаз являются аддитивными по массе субстанциями. Эти соотношения являются вспомогательными, и в построении макромодели обычно не участвуют. Деформации скелета описываются тензором эффективных напряжений (определяемым соотношением (8.4.1e)), который зависит только от тензора деформаций (8.4.1f). Динамика флюида подчиняется закону Дарси (8.4.1g).

Если флюид двухфазный (например, вода-газ), то некоторые из уравнений (8.4.1), относящиеся к флюиду, соответствующим образом видоизменяются. К ним относятся закон Дарси и балансовые уравнения фаз:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial p^{(1)}}{\partial x_i} &= -\delta^{(1)} s_i^{(1)} + \rho^{(1)} g_i, \quad \frac{\partial p^{(2)}}{\partial x_i} = -\delta^{(2)} s_i^{(2)} + \rho^{(2)} g_i, & \text{a)} \\
\delta^{(1)} &= \frac{\eta_f^{(1)}}{k_p^{(1)}}, & \delta^{(2)} &= \frac{\eta_f^{(2)}}{k_p^{(2)}}, & \text{b)} \\
\frac{\partial}{\partial t} \rho^{(1)} f^{(1)} + \operatorname{div} \left[\rho^{(1)} (\vec{s}^{(1)} + f^{(1)} \vec{w}) \right] &= Q^{(1)}, & \text{c)} \\
\frac{\partial}{\partial t} \rho^{(2)} f^{(2)} + \operatorname{div} \left[\rho^{(2)} (\vec{s}^{(2)} + f^{(2)} \vec{w}) \right] &= Q^{(2)}. & \text{d)}
\end{aligned} \quad (8.4.2)$$

Здесь $f^{(1)} \equiv f\sigma^{(1)}$, $f^{(2)} \equiv f(1-\sigma^{(1)})$ – относительные содержания воды и газа, $\sigma^{(1)}$ – водонасыщенность, $k_p^{(i)} \equiv k_p K^{(i)}$, $K^{(i)}$ – абсолютные и относительные фазовые проницаемости, $Q^{(i)}$ – объемные источники фаз, $i = 1, 2$. Здесь верхние индексы 1, 2 обозначают соответственно фазы воды и газа.

Уравнения пороупругости можно разделить на две группы. Одна из них (включающая в себя уравнения (8.4.1a, b, c, d)) описывает балансовые соотношения, которые являются общими для всех гетерогенных сред. Другая группа (которая представляет собой определяющие уравнения) определяет специфику пористых сред с упругим скелетом

(8.4.1e, f, g). Последние уравнения должны быть дополнены уравнениями состояния скелетной и флюидной фаз. Для простоты ограничимся лишь однофазным флюидом

$$\sigma_{kk}^s = -3K^s \frac{\Delta\rho^s}{\rho^s}, \quad p = -K^f \theta = K^f \frac{\Delta\rho^f}{\rho^f}, \quad \Delta\rho^s \equiv \rho^s - \rho_0^s, \quad \Delta\rho^f \equiv \rho^f - \rho_0^f, \quad (8.4.3)$$

где K^s и K^f – объемные модули скелетной и флюидной фаз, символ Δ означает отклонение данной величины от равновесного состояния (т.е. состояния покоя), которое отмечается нижним индексом, $\theta \equiv \text{div}\vec{u}^s = \varepsilon_{kk}$ – объемное сжатие среды.

Уравнения движения пороупругой среды (8.4.1a,b,c,d) можно выразить в смещениях

$$\mu\nabla^2\vec{u} + (\lambda + \mu)\text{grad}\theta - \alpha_e\text{grad}p + \rho\vec{g} = 0, \quad \theta \equiv \text{div}\vec{u}^s = \varepsilon_{kk}. \quad (8.4.4)$$

Граничные условия пороупругой задачи также могут быть в напряжениях

$$\Gamma: \quad \sigma_{ij}n_j = 2\mu\varepsilon_{in} + \lambda\theta n_i - \alpha_e p n_i = F_i, \quad p = P, \quad (8.4.5)$$

в смещениях

$$\Gamma: \quad \vec{u} = \vec{U}, \quad s_n = S \quad (8.4.6)$$

или смешанного типа. Здесь F_i , \vec{U} и S – граничные значения соответствующих величин.

Упругие деформации горных пород всегда малы. Если в законе Дарси сохраняется линейная зависимость, то уравнения пороупругости являются линейными. Данное обстоятельство позволяет проводить различные линейные преобразования этих уравнений с целью их упрощения и исследования материальных параметров и частных свойств пороупругих сред.

В работах [Biot, 1962; Райс, 1982; Gassmann, 1956] выведены выражения для некоторых материальных параметров на основе термодинамических принципов. Термодинамический подход гарантирует непротиворечивость полученных выражений общим физическим принципам. Однако он не всегда удобен при различного рода обобщениях, когда вид определяющих соотношений находится, исходя из экспериментальных данных или эвристических соображений. В этой связи более удобными являются рассуждения, опирающиеся на исходные уравнения.

Для того, чтобы получить указанные параметры, проведем некоторые преобразования уравнений (8.4.1), ограничиваясь линейным приближением. Определим безразмерную величину содержания флюида в элементарном единичном объеме ξ следующим соотношением

$$\xi \equiv \frac{1}{\rho^f} (f\rho^f - f_0\rho_0^f) + f\theta, \quad \dot{\xi} \equiv \frac{d\xi}{dt}.$$

Величина ξ обращается в нуль в равновесном состоянии. Эта величина учитывает не только изменение пористости и плотности флюида, но и изменение самого элементарного объема в процессе деформаций. Заметим, что недренажные условия возникают именно при сохранении ξ , а не пористости, как это может показаться на первый взгляд. Действительно, содержание флюида определяется не только пористостью (т.е. относительным объемом флюида), но и его плотностью.

Упростим уравнение непрерывности твердой фазы

$$\frac{(1-f)}{\rho^s} \frac{\partial\rho^s}{\partial t} - \frac{\partial f}{\partial t} + (1-f)\text{div}\vec{w}^s = 0.$$

Его можно преобразовать, используя уравнения состояния обеих фаз,

$$\frac{(1-f)}{K^s} \frac{\partial p^s}{\partial t} + \frac{f}{K^f} \frac{\partial p}{\partial t} - \frac{1}{\rho^f} \frac{\partial (f \rho^f)}{\partial t} + (1-f) \dot{\theta} = 0.$$

Далее, используя выражения для ξ , это уравнение преобразуется к виду

$$\dot{\xi} = \left[\frac{(\alpha_e - f)}{K^s} + \frac{f}{K^f} \right] \frac{\partial p}{\partial t} + \alpha_e \dot{\theta}.$$

Проинтегрируем его, имея в виду, что величина ξ отсчитывается от равновесного состояния:

$$\xi = \left[\frac{(\alpha_e - f)}{K^s} + \frac{f}{K^f} \right] p + \alpha_e \theta. \quad (8.4.7)$$

Из определения недренажного модуля следует, что при отсутствии дренирования пористая среда нагружается как эффективная однофазная среда

$$\sigma_{ij} = 2\mu e_{ij} + K_u \theta \delta_{ij},$$

откуда следует

$$K_u \theta = K \theta - \alpha_e p.$$

Следуя Райсу [1982], введем недренажный модуль K_u , который определяется условиями нагружения элементарного объема при условии его гидроизоляции, т.е. при условии $\xi = 0$:

$$\left[\frac{(\zeta - f)}{K^s} + \frac{f}{K^f} \right] p + \alpha_e \theta = 0.$$

Исключая в последних двух уравнениях величину p , получаем

$$\frac{\alpha_e^2}{K_u - K} = \frac{(\zeta - f)}{K^s} + \frac{f}{K^f}, \quad K_u - K = \lambda_u - \lambda, \quad K_u = \lambda_u + \frac{2}{3} \mu. \quad (8.4.8)$$

С помощью (8.4.8) можно преобразовать (8.4.7) к виду

$$\xi = \frac{\alpha_e^2 p}{K_u - K} + \alpha_e \theta. \quad (8.4.9)$$

Определим выражение для α_e . Пусть элементарный объем сжимается таким образом, что полный тензор напряжений совпадает с поровым давлением:

$$\frac{1}{3} \sigma_{kk} = \frac{1}{3} \sigma_{kk}^s = -p. \quad (8.4.10)$$

Тогда из исходных уравнений (8.4.1c,d) следует

$$p = K \theta + \alpha_e p. \quad (8.4.11)$$

При таком режиме нагружения структура порового пространства меняется, полностью сохраняя свое подобие. В данном частном случае изменение пористости равно нулю, а сжатие скелета совпадает со сжатием двухфазной среды:

$$\sigma_{kk}^s = -3K^s \frac{\Delta \rho^s}{\rho^s} = 3K^s \theta. \text{ Тогда из (8.4.10) следует соотношение}$$

$$\frac{p}{K^{(1)}} + \theta = 0. \quad (8.4.12)$$

Комбинируя (8.4.11) и (8.4.12), получаем

$$\alpha_e = 1 - \frac{K}{K^{(1)}}.$$

Соотношение (8.4.9) позволяет в исходном уравнении движения (8.4.4) исключить поровое давление и ввести величину ξ

$$\mu \nabla^2 u_i + (\lambda_u + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x_i} - \frac{(\lambda_u - \lambda)}{\alpha_e} \frac{\partial \xi}{\partial x_i} + \rho g_i = 0. \quad (8.4.13)$$

Выражения (8.4.4) и (8.4.13) можно рассматривать как две эквивалентные альтернативные формы записи уравнений пороупругости.

Взяв дивергенцию от (8.4.4), получаем выражение, связывающее θ и p ,

$$(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \theta - \alpha_e \nabla^2 p = 0. \quad (8.4.14)$$

Уравнение непрерывности жидкой фазы можно представить в форме

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \operatorname{div} \bar{s} = Q. \quad (8.4.15)$$

Комбинируя уравнения (8.4.1e), (8.4.9), (8.4.14), (8.4.15), получаем (следуя Райсу [1982]) известное параболическое уравнение пьезопроводности

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} - \kappa_p \nabla^2 \right) \xi = Q, \quad (8.4.16)$$

где κ_p – коэффициент пьезопроводности, равный

$$\kappa_p = \frac{k_p (K_u - K) \left(K + \frac{4}{3} \mu \right)}{\eta^f \alpha_e^2 \left(K_u + \frac{4}{3} \mu \right)}.$$

В стационарном приближении уравнение пьезопроводности сводится к эллиптическому уравнению

$$-\kappa_p \nabla^2 \xi = Q.$$

Комбинируя последнее уравнение и (8.4.14), получаем для порового давления уравнение Пуассона

$$-\frac{\kappa_p}{\eta^f} \nabla^2 p = Q. \quad (8.4.17)$$

Рассмотрим бесконечную среду без внутренних границ и флюидных источников и примем естественное предположение о том, что все возмущения на бесконечности затухают. Тогда из (8.4.14) следует, что объемное сжатие и поровое давление пропорциональны друг другу

$$\left(K + \frac{4}{3} \mu \right) \theta - \alpha_e p = 0. \quad (8.4.18)$$

Подставляя (8.4.18) в эволюционное уравнение (8.4.16), получаем аналогичное уравнение для порового давления

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} - \kappa_p \nabla^2 \right) p = \frac{Q (K_u - K) \left(K + \frac{4}{3} \mu \right)}{\alpha_e^2 \left(K_u + \frac{4}{3} \mu \right)}. \quad (8.4.19)$$

Если в пороупругой среде появляются внутренние границы, связанные со скачком упругих модулей, то соотношение (8.4.18) перестает быть верным. Кроме того, на внутренних границах необходимо учитывать условия непрерывности усилий и потока флюида. Эти условия включают в себя тензор напряжений и поровое давление. В дан-

ном случае необходимо решать полную задачу пороупругости для уравнения (8.4.16) с учетом напряженно-деформированного состояния всей среды.

Для двухфазного флюида меняется также и уравнение пьезопроводности. Вместо одного уравнения (8.4.19) имеем два уравнения, описывающие динамику обеих фаз,

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(f\rho^{(1)}\sigma^{(1)}) &= \operatorname{div}\left[\frac{k_p K^{(1)}\rho^{(1)}}{\eta^{(1)}}(\operatorname{grad}p - \rho^{(1)}\vec{g})\right] + Q^{(1)}, & \text{a)} \\ \frac{\partial}{\partial t}[f\rho^{(2)}(1-s^{(1)})] &= \operatorname{div}\left[\frac{k_p K^{(2)}\rho^{(2)}}{\eta^{(2)}}(\operatorname{grad}p - \rho^{(2)}\vec{g})\right] + Q^{(2)}. & \text{b)} \end{aligned} \quad (8.4.20)$$

Здесь $\sigma^{(1)}$ – водонасыщенность ($f^{(1)} \equiv f\sigma^{(1)}$), $K^{(1)}$ и $K^{(2)}$ – относительные фазовые проницаемости по воде и газу ($k_p^{(i)} \equiv k_p K^{(i)}$), $Q^{(1)}$ и $Q^{(2)}$ – объемные источники воды и газа. Указанные уравнения дополняются уравнением состояния для флюидных фаз и законом Дарси для них.

Рассмотрим разлом, в котором нет относительных смещений границ и других внешних воздействий, а все возмущения определяются динамикой пороупругой среды разлома. В данном случае в пористой среде разлома область определения является одномерной (или двумерной) бесконечной криволинейной поверхностью без внутренних границ. Для нее применимо уравнение (8.4.16) с соответствующим числом измерений [Теркот и Шуберт, 1985]. Например, в случае одного измерения имеем

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} - \kappa_p \frac{\partial^2 \xi}{\partial l^2}\right) = Q. \quad (8.4.21)$$

Здесь l – длина разлома, отсчитываемая от некоторой произвольной точки. Согласно работе [Райс, 1982] среда разлома является сильно проницаемой. Величина κ_p лежит в интервале от 0,1 до 1 м²/сек.

8.4.2. Особые условия пороупругих задач и проблемы численной реализации

Уравнения пороупругости достаточно сложны как для численных, так и для аналитических методов исследования. Поэтому используются различного рода упрощения и преобразования исходных уравнений, которые позволяют получить следующие тактические преимущества. Часто бывает важно понять суть физических процессов на примере простых моделей. В этом случае, используя специфику модели и особенности данного преобразования, можно предельно упростить задачу и сделать ее доступной для исследования аналитическими средствами. В частности, можно получить простейшие аналитические решения, которые будут служить тестами для численных методов. Указанные преобразования дают возможность также упростить алгоритм численных решений.

Наиболее популярный прием, используемый при исследовании пороупругих моделей, основан на аналогии между уравнениями пороупругости и термоупругости [Болли, Уэйнер, 1964]. Действительно, с точностью до переобозначений эти уравнения практически ничем не отличаются [Керчман, 1976; Norris, 1992]. Теория термоупругости является достаточно продвинутой в связи с требованиями современной техники, особенно, в области машиностроения, ракетной техники и т.д. Очень соблазнительной является идея перенести эти методы на подземную гидродинамику.

Однако в действительности данное сходство уравнений является обманчивым, а ожидания – призрачными. Оговорка "практически" не является случайной. Наиболее

интересные модели пороупругих процессов в верхней коре основаны на тех или иных обобщениях классических уравнений Био. Действительно, практически все представляющие прикладной интерес модели пороупругости содержат некие особые условия, которые существенно усложняют постановку идеализированной задачи, описанной в предыдущем подразделе. Эти особые условия включают в себя внутренние границы (контактные и фазовые), сложную конфигурацию области с сингулярными границами (т.е. границами, содержащими угловые точки и точки возврата) и различные виды нелинейности. Не следует забывать также масштабный фактор и экстремальные условия.

При больших нагрузках (например, при закачке жидкости или газа в скважины или в очаг землетрясений) в процессе фильтрации происходит микроразрушение среды при сохранении ее сплошности. Оно сопровождается изменением проницаемости и упругих модулей. Кроме того, как показано выше, сама фильтрация происходит в нелинейном режиме в силу инерциальных эффектов. Соответствующие этим явлениям видоизменения закона Дарси рассмотрены во втором параграфе данной главы. При этом естественно меняется и уравнение пьезопроводности. Некоторые нелинейные эффекты сводятся к различным нелинейным вариантам уравнения пьезопроводности типа (8.4.16) для порового давления (см. например, обзор [Баренблатт, 1987]). Если определяющие уравнения (будь то реологическое уравнение или закон фильтрации) содержат падающие участки кривой нагружения, то в процессе эволюции пороупругой системы могут возникнуть автоколебания.

При любых обобщениях исходных уравнений указанная аналогия начинает "хромать". В этих ситуациях могут меняться определяющие уравнения, и тогда сама постановка задачи выходит за рамки проблемы пороупругости. Однако и в классической постановке исходных уравнений в форме (8.4.1) аналогия с термоупругостью не является полной из-за различий в граничных условиях. Граничные условия для пороупругих моделей в типичных геологических ситуациях качественно отличаются от граничных условий, используемых в инженерно-технических областях. Например, в области подземной гидродинамики трудно подыскать какую-нибудь аналогию термоупругим оболочкам, которым посвящена львиная доля работ по термоупругости.

Тем не менее, аналогия с термоупругостью может оказаться полезной, коль скоро не затрагиваются граничные условия и различные специальные условия, требующие обобщения исходной модели. В частности, она имеет смысл при качественном исследовании общих уравнений, при создании простейших тестовых аналитических решений и т.п.

При исследовании конкретных задач геопользования в моделях пороупругости обычно используют численные методы. Аналитическому решению поддается только узкий класс задач, в основном, линейных и в идеализированной постановке. Аналитические решения и численные решения в идеализированной постановке обычно используются для качественных исследований физических процессов и тестовых примеров для программ численного расчета.

Пример нетривиальной аналитической пороупругой модели в разломе сложной формы с учетом критерия разрушения приведен в работе [Galybin et al., 1998]. Численное решение несвязанной пороупругой задачи было использовано для изучения техногенной сейсмичности [Колдоба и др. 1999]. Связанная линейная задача пороупругости с учетом возможности пластического разрушения при достижении пластического предела была исследована численными методами в работе [Stone, Bowen, 2000].

Общую программу численных расчетов пороупругих процессов создать практически невозможно вследствие многообразия осложняющих факторов и физических явлений в этих средах. Процесс создания каждой конкретной программы от исходных физических идей до конечного продукта занимает достаточно большое время. Быстрое продвижение по технологической цепочке возможно только за счет упрощенных моде-

лей. Глубокая и длительная проработка обесценивается, если результат не подан вовремя. По указанной причине представляется разумным создание программных модулей, из которых можно создавать более сложные программы.

Разбиение сложных программ на отдельные простые блоки (модули) может основываться на разных принципах и идти разными путями. Один из них предполагает преобразование исходных уравнений пороупругости так, чтобы связанная задача пороупругости приобрела некоторые формальные признаки несвязанных задач упругости и пьезопроводности. Заметим, что, строго говоря, связанную задачу невозможно преобразовать к двум несвязанным (которые можно решать порознь, независимо друг от друга). Однако в действительности полной несвязанности и не требуется. Достаточно будет, если указанные задачи решаются в определенной последовательности. При этом каждое последующее решение использует результаты предыдущего решения. Эта идея лежит в основе *принципа неполной связанности*. Для реализации принципа неполной связанности необходимо иметь набор преобразований исходных уравнений пороупругости к различным формам, допускающим использование данного принципа. Эти преобразования приводятся в следующем параграфе.

Заметим, что приведенные преобразования касаются только линейных уравнений пороупругости в идеализированной постановке. Программа численного решения этих уравнений (solver) уже создана в несвязанном варианте [Stone, Bowen, 2000]. Однако принцип неполной связанности имеет более глубокое содержание, чем то, которое очерчено в идеализированной постановке. Его можно применять для нелинейных задач с неустойчивыми решениями, в задачах со сложными внутренними границами и многофазным флюидом, а также в задачах компакций. Приведенная формулировка указанного принципа носит методический характер и преследует цель раскрыть возможности этого подхода.

8.5. Преобразование уравнений пороупругости с однофазным флюидом

В связи со сказанным представляется целесообразным исследование различных форм и представлений уравнений пороупругости. Смысл приводимых преобразований сводится к тому, чтобы, по крайней мере, формально отделить переменную во времени составляющую решения от постоянной составляющей, зависящей от граничных условий. Другими словами, связанной задаче придать формальный вид несвязанной задачи. Напомним, что никакие преобразования не могут изменить тип уравнений. Однако при упрощениях тип уравнений меняется, и здесь форма представления играет существенную роль.

8.5.1. Преобразование 1

Следуя Био [Biot, 1956a,b; 1962], произведем разложение смещения на две составляющие такие, что одна из них является потенциальной, а другая соответствует смещениям при отсутствии фильтрации

$$\vec{u} = \vec{u}^{(0)} + \vec{u}^{(1)}, \quad p = p^{(0)} + p^{(1)}, \quad \vec{u}^{(1)} = \text{grad}\Phi^{(1)}, \quad \theta^{(1)} = \nabla^2\Phi^{(1)},$$

где $\Phi^{(1)}$ – скалярный потенциал смещения.

Подставляя это разложение в уравнение движения в форме (8.4.13) с учетом их свойств, получаем

$$\mu\nabla^2 u_i^{(0)} + (\lambda_u + \mu) \frac{\partial \theta^{(0)}}{\partial x_i} + \rho g_i = 0, \quad \xi^{(0)} = \frac{\alpha_e^2 p^{(0)}}{K_u - K} + \alpha_e \theta^{(0)} = 0, \quad \text{a)}$$

(8.5.1)

$$(\lambda_u + 2\mu) \frac{\partial \theta^{(1)}}{\partial x_i} - \frac{(K_u - K)}{\alpha_e} \frac{\partial \xi^{(1)}}{\partial x_i} = 0, \quad \xi^{(1)} = \xi = \frac{\alpha_e^2 p^{(1)}}{K_u - K} + \alpha_e \theta^{(1)}. \quad \text{b)}$$

Преобразуем оба уравнения (8.5.1). Применим к уравнению (8.5.1a) операцию дивергенции и проинтегрируем уравнение (8.5.1b). Не ограничивая общности, можно константу интегрирования в последнем уравнении положить равной нулю. Комбинируя эти выражения, можно получить парные соотношения между величинами $\theta^{(1)}$, $\xi^{(1)}$ и $p^{(1)}$:

$$\nabla^2 p^{(0)} = \nabla^2 \theta^{(0)} = 0, \quad \theta^{(0)} = -\frac{\alpha_e p^{(0)}}{K_u - K}, \quad \text{a)}$$

$$\left(K_u + \frac{4}{3} \mu \right) \theta^{(1)} - \frac{(K_u - K)}{\alpha_e} \xi^{(1)} = 0, \quad \text{b)} \quad (8.5.2)$$

$$\xi^{(1)} = \alpha_e^2 \left[\frac{1}{K + \frac{4}{3} \mu} + \frac{1}{(K_u - K)} \right] p^{(1)}, \quad \alpha_e p^{(1)} = \left(K + \frac{4}{3} \mu \right) \theta^{(1)}. \quad \text{c)}$$

Для потенциальной составляющей величины $\xi^{(1)}$ и $p^{(1)}$ уже не являются независимыми. Выпишем также выражение для тензора полных напряжений

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ij}^{(1)} + \sigma_{ij}^{(0)}, \quad \sigma_{ij}^{(0)} = 2\mu \varepsilon_{ij}^{(0)} + \lambda_u \theta^{(0)} \delta_{ij}, \quad \sigma_{ij}^{(1)} = 2\mu \left(\frac{\partial^2 \Phi^{(1)}}{\partial x_i \partial x_j} - \theta^{(1)} \delta_{ij} \right). \quad (8.5.3)$$

Смысл данного преобразования состоит в том, что потенциальная составляющая смещения $\vec{u}^{(1)}$ полностью включает в себя все эффекты фильтрации, а вторая составляющая – только уравнения теории упругости без фильтрации. Оно удобно в краевых задачах с внешними граничными условиями для массива и с флюидными источниками, поскольку позволяет для внешних граничных условий сформулировать задачи классической теории упругости. В то же самое время пороупругие задачи решаются с нулевыми граничными условиями.

Для внутренних граничных условий на трещинах ситуация несколько сложнее, поскольку смещения на этих границах определяются в процессе решения. Заметим, что уравнения (8.4.13) и (8.5.2a) связаны друг с другом и не зависят от уравнения (8.5.2b) ни напрямую, ни через граничные условия, если граничные условия для фильтрационной составляющей выражены через давление или градиент давления. Они образуют эволюционную группу уравнений. Напряженное состояние массива вычисляется с помощью уравнений теории упругости (8.5.2b), в граничные условия которых (условия в напряжениях) входит поровое давление. Таким образом, осуществляется связь между фильтрационной и упругой составляющими. Данный факт является основой для классической теории пьезопроводности, в которой игнорируется напряженное состояние массива, описываемое уравнениями пороупругости.

Однако для нелинейных задач и в случае, если на границе имеют место смешанные граничные условия, решать задачу пьезопроводности без полных уравнений пороупругости невозможно. Смешанные условия могут возникнуть, например, если скорость фильтрации на границе зависит от напряженного состояния на указанной границе. Преобразование теряет свой смысл также, если сами пороупругие возмущения возбуждаются напряжениями или смещениями на внутренних границах.

В оригинальных работах Био [1956a, b] делается следующий шаг. Уравнение классической теории упругости (8.5.1a) преобразуется методом Папковича-Нейбера.

Смысл этого преобразования состоит в том, что бигармоническая функция, представляющая решение этого уравнения, сводится к комбинации двух гармонических функций. Гармонические функции удобнее при качественных исследованиях, поскольку их свойства хорошо изучены. В работах [McNamee, Gibson, 1960] и В.И. Керчмана [1976] приведены примеры аналитических решений, иллюстрирующих полезность указанных преобразований.

8.5.2. Преобразование 2

Можно произвести разложение смещения на две такие составляющие, что одна из них является потенциальной, а другая – соленоидальной,

$$\vec{u} = \vec{u}^{sol} + \vec{u}^{(2)}, \quad \text{div} \vec{u}^{sol} = 0, \quad \vec{u}^{(2)} = \text{grad} \Phi^{(2)}, \quad \nabla^2 \Phi^{(2)} = \theta. \quad (8.5.4)$$

Введем новые величины Π и σ_{ij}^{sol} соотношениями

$$\Pi \equiv -(\lambda_u + 2\mu)\theta + \frac{(\lambda_u - \lambda)}{\alpha_e} \xi = -(\lambda + 2\mu)\theta + \alpha_e p, \quad \text{a)}$$

$$\sigma_{ij}^{sol} \equiv \tau_{ij}^{sol} - \Pi \delta_{ij}, \quad \tau_{ij}^{sol} \equiv \mu \left(\frac{\partial u_i^{sol}}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j^{sol}}{\partial x_i} \right). \quad \text{b)} \quad (8.5.5)$$

Подставляя разложение (8.5.4) в уравнение (8.4.11), приходим к уравнению

$$\mu \nabla^2 u_i^{sol} - \frac{\partial \Pi}{\partial x_i} + \rho g_i = 0, \quad \text{div} \vec{u}^{sol} = 0, \quad \text{a)}$$

$$\nabla^2 \Pi = 0. \quad \text{b)} \quad (8.5.6)$$

Тензор полных напряжений и граничное условие в напряжениях в данном представлении принимают вид

$$\Gamma_{ex} : \sigma_{ij} = \tau_{ij}^{sol} + 2\mu \left(\frac{\partial^2 \Phi^{(2)}}{\partial x_i \partial x_j} - \alpha_e \theta \delta_{ij} \right) - \Pi \delta_{ij}, \quad (8.5.7)$$

$$\Gamma_{ex} : \sigma_{ij} n_j = \left(\tau_{ij}^{sol} + 2\mu \frac{\partial^2 \Phi^{(2)}}{\partial x_i \partial x_j} \right) n_j - (\Pi + 2\mu\theta) n_i = F_i. \quad (8.5.8)$$

Выражения (8.5.6) совместно с (8.5.5b) представляют собой уравнения теории упругости некоторой фиктивной несжимаемой среды. Величина Π в новом представлении играет роль давления. При преобразовании (8.5.1) потенциальная составляющая $\vec{u}^{(2)}$ включает в себя не только эффекты фильтрации, но и упругое объемное сжатие скелета.

Для граничных условий в смещениях или при смешанных граничных условиях данное представление, на первый взгляд, не совсем приемлемо. Тем не менее, оно оказывается удобным при решении задач о трещинах (со смешанными граничными условиями) в бесконечном пространстве. Соленоидальную (вихревую) составляющую можно полностью связать со смещениями по границам трещин.

Преобразование второго типа удобно в тех случаях, когда соленоидальная составляющая смещения вычисляется достаточно просто. Например, в силу особых свойств задачи она может быть равной нулю.

8.5.3. Преобразование 3

Уравнения пороупругости можно записать также в третьей эквивалентной форме

$$\mu \nabla^2 u_i + (\lambda^* + \mu) \frac{\partial \theta}{\partial x_i} - \alpha_e \frac{\partial \Pi}{\partial x_i} + \rho g_i = 0, \quad \lambda^* \equiv -2\mu, \quad K^* = -\frac{4}{3}\mu. \quad (8.5.9)$$

Тензор упругих напряжений и граничное условие в напряжениях принимают вид

$$\sigma_{ij} = 2\mu \varepsilon_{ij} + \lambda^* \theta \delta_{ij} - \alpha_e \Pi \delta_{ij}, \quad (8.5.10)$$

$$\Gamma_{ex} : \sigma_{ij} n_j = 2\mu \varepsilon_{in} + \lambda^* \theta n_i - \alpha_e \Pi n_{ii} = F_i. \quad (8.5.11)$$

Выпишем также граничное условие в смещениях

$$\Gamma_{ex} : \vec{u} = \vec{U}, \quad s_n = S. \quad (8.5.12)$$

Формально уравнения (8.5.9), (8.5.10) также представляют собой уравнения пороупругости с исходным тензором деформаций, только с другими материальными константами. Объемный модуль упругости стал отрицательным, а сдвиговой модуль остался без изменения. Ни к каким реальным физическим последствиям отрицательный объемный модуль упругости не приводит, поскольку мы не выходим за пределы тождественных преобразований исходных уравнений пороупругости. В данном представлении можно использовать любые граничные условия: условия в напряжениях, в смещениях или смешанные граничные условия. Его преимущество перед исходным представлением состоит в том, что "поровое давление" Π удовлетворяет простому уравнению Лапласа.

Каждое из трех преобразований имеет свои особенности, которые проявляют себя как некоторые преимущества в каждом конкретном случае. В общем виде эти преимущества можно сформулировать в виде т.н. "принципа неполной связанности". Согласно указанному принципу система уравнений пороупругости имеет определенную иерархическую структуру, состоящую из отдельных блоков. Высшее место в этой иерархии занимают блоки, которые можно решать независимо от других блоков уравнений. Последнее место занимают те уравнения, которые зависят непосредственно или через граничные условия от всех предыдущих блоков уравнений.

Отдельные блоки, можно "расщепить", следуя тому же самому принципу неполной связанности. В частности, в системе уравнений (8.4.16) и (8.5.2а) можно сначала совершенно независимо решать уравнение пьезопроводности (8.4.16), а только потом уже уравнение Лапласа (8.5.2а). Выбор иерархической структуры полностью определяется конкретикой задачи и методами решений. Численные и аналитические задачи имеют принципиально разную логику решения. При аналитическом подходе сначала решаются простые примеры, которые позволяют понять физическую суть процессов. Потом производится обобщение на более сложные случаи. При численных расчетах целесообразно с самого начала получить наиболее общий алгоритм решения, а затем с его помощью уже решать частные задачи. Принцип неполной связанности позволяет в какой-то степени разрешить указанное противоречие. Можно создать блоки решения частных задач и затем, как в детском конструкторе, комбинировать из них более сложные задачи. Предусмотреть все мыслимые и немыслимые варианты иерархической структуры достаточно сложно. Однако не составляет труда создать заранее алгоритмы решения отдельных частных задач. Отметим, что принцип неполной связанности не является универсальным и имеет свою область применимости.

8.6. Плоские задачи пороупругости

Плоские задачи пороупругости можно записать в комплексном виде, что позволяет использовать аппарат функций комплексных переменных. В стационарном случае существует аналогия с плоской стационарной теорией термоупругости [Norris, 1992],

которая позволяет сразу воспроизвести комплексное представление, поскольку для термоупругости оно уже известно [Мусхелишвили, 1966].

8.6.1. Стационарные задачи

В плоском приближении задачи пороупругости упрощаются. В исходных уравнениях (8.4.1) положим равными нулю силу тяжести и массовые источники. Перепишем эту систему с помощью комплексных потенциалов

$$\sigma_{xx}^{(1)} + \sigma_{yy}^{(1)} = 2(\varphi' + \bar{\varphi}'), \quad \text{a)} \quad (8.6.1)$$

$$\sigma_{yy}^{(1)} - \sigma_{xx}^{(1)} + 2i\sigma_{xy}^{(1)} = 2\left\{\overline{(z - z_0)}\varphi'' + \psi'\right\}, \quad \text{b)}$$

$$F \equiv X + iY = -\left\{\varphi + (z - z_0)\bar{\varphi}' + \bar{\psi}\right\}\Big|_{z_2}^{z_1}, \quad \text{a)} \quad (8.6.2)$$

$$2\mu(u_x^f + iu_y^f) = \left\{x\varphi - (z - z_0)\bar{\varphi}' - \bar{\psi}\right\}, \quad \kappa_e = \frac{\lambda + 3\mu}{\lambda + \mu}. \quad \text{b)}$$

Здесь $z \equiv x_1 + ix_2$, $X = X_1 + iX_2$ – комплексный вектор усилий, приложенных к линии, соединяющей точки z_1 и z_2 , со стороны положительной нормали, т.е. с правой стороны при движении от z_1 к z_2 ; $\left\{\dots\right\}\Big|_{z_1}^{z_2}$ – разность выражения в скобке, взятого в точках z_1 и z_2 . Выражения (8.6.1), (8.6.2а) для напряжений и усилий совпадают с соответствующими выражениями для однофазной упругой среды, которые описываются формулами Колосова-Мусхелишвили с помощью потенциалов φ и ψ . В выражение для смещений (8.6.2б) входит еще один дополнительный потенциал ω , связанный с фильтрационными величинами соотношениями

$$\frac{d^2\omega}{dz^2} = -\frac{\delta n(\lambda + 2\mu)}{2(\lambda + \mu)}w, \quad \text{a)} \quad (8.6.3)$$

$$\frac{d\omega}{dz} = \frac{n(\lambda + 2\mu)}{2(\lambda + \mu)}P, \quad \text{b)}$$

где $w \equiv s_1 - is_2$, $P \equiv p + iq$ – комплексные скорость фильтрации и давление, которые связаны между собой законом Дарси в комплексной форме

$$\frac{dP}{dz} = -\delta w. \quad (8.6.4)$$

Величина q имеет следующий смысл. Разность значений ее в двух точках дает величину потока через линию, соединяющую эти точки.

Согласно работе [Мусхелишвили, 1966] можно ввести некоторую фиктивную однофазную упругую среду, которая описывается формулами Колосова-Мусхелишвили с потенциалами φ и ψ . Для этих потенциалов формулируется вспомогательная краевая задача. Напряженные состояния истинной (двухфазной) и фиктивной (однофазной) сред, даваемые выражениями (8.6.1), совпадают, а смещение фиктивной среды u_i^f дается выражением

$$2\mu(u_x^f + iu_y^f) = \left\{x\varphi - (z - z_0)\bar{\varphi}' - \bar{\psi}\right\}. \quad (8.6.5)$$

Выражения (8.6.1) и (8.6.5) не содержат никакой информации о флюидном режиме, т.е. о поровом давлении и фильтрационных потоках. Эту информацию содержат граничные условия на внешних и внутренних границах.

Заметим, что потенциалы φ , ψ и ω определены неоднозначно и допускают преобразования, оставляющие физические величины (например, напряжения согласно (8.5.13)) инвариантными,

$$\varphi \rightarrow \varphi + \gamma + izC, \quad \psi \rightarrow \psi + \gamma', \quad \omega \rightarrow \omega + \gamma_0,$$

где $\gamma, \gamma', \gamma_0$ – произвольные комплексные, а C – действительная константа. Смысл данного преобразования исследован в работе [Мухелишвили, 1966]. Заметим, что произволом можно воспользоваться для того, чтобы выполнялось условие однородности в начале координат (или некоторое аналогичное ему условие)

$$\varphi = 0, \quad \psi = 0, \quad \omega = 0 \quad \text{при } z = z_1. \quad (8.6.6)$$

8.6.2. Комплексное представление плоских нестационарных задач

Как и в предыдущем случае, исключим силу тяжести, и в аналогичных переменных будем описывать плоскую задачу [Rice, Cleary, 1976]. Воспользуемся преобразованием 1 уравнений пороупругости в форме (8.5.1). Составляющая (0) соответствует классической теории упругости и может быть представлена с помощью комплексных потенциалов $\varphi(z)$, $\psi(z)$, аналогично (8.6.1):

$$\sigma_{xx}^{(1)} + \sigma_{yy}^{(1)} = 2(\varphi' + \bar{\varphi}'), \quad \text{a)} \quad (8.6.7)$$

$$\sigma_{yy}^{(1)} - \sigma_{xx}^{(1)} + 2i\sigma_{xy}^{(1)} = 2\left\{\overline{(z - z_0)}\varphi'' + \psi'\right\}. \quad \text{b)}$$

Составляющая $\xi^{(1)} = \xi$ не является гармонической функцией и зависит от времени. В силу представления (8.5.3) и соотношений (8.6.7) полный тензор напряжений также может быть представлен в комплексной форме

$$\sigma_{xx}^{(1)} + \sigma_{yy}^{(1)} = 2(\varphi' + \bar{\varphi}'), \quad \text{a)} \quad (8.6.8)$$

$$\sigma_{yy}^{(1)} - \sigma_{xx}^{(1)} + 2i\sigma_{xy}^{(1)} = 2\left\{\overline{(z - z_0)}\varphi'' + \psi'\right\}. \quad \text{b)}$$

Эти соотношения можно представить в несколько другой форме, если величину ξ выразить как функцию двух сопряженных переменных z и \bar{z} : $\xi(z, \bar{z})$, а соотношение баланса сил

$$\frac{\partial \sigma_{11}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{12}}{\partial x_2} = 0, \quad \frac{\partial \sigma_{12}}{\partial x_1} + \frac{\partial \sigma_{22}}{\partial x_2} = 0 \quad (8.6.9)$$

представить в комплексной форме. Положим

$$\sigma \equiv \frac{(\sigma_{11} + \sigma_{22})}{2}, \quad \tau \equiv \frac{(\sigma_{22} - \sigma_{11} + 2i\sigma_{12})}{2}. \quad (8.6.10)$$

Тогда уравнение (8.6.9) принимает вид (см. (7.2.6))

$$\frac{\partial \sigma}{\partial z} = \frac{\partial \tau}{\partial \bar{z}}. \quad (8.6.11)$$

Подставим в (8.6.11) выражение для σ согласно (8.6.8a) и после этого с помощью соответствующей квадратуры произведем расчет величины τ :

$$\sigma_{yy}^{(1)} - \sigma_{xx}^{(1)} + 2i\sigma_{xy}^{(1)} = 2\left\{\overline{(z - z_0)}\varphi'' + \psi'\right\}. \quad (8.6.12)$$

Величина ψ' здесь появляется как произвольная функция интегрирования. Ее значение определяется из сопоставления с выражением (8.6.8b). Сопоставляя (8.6.12) и (8.6.8b), получаем соотношение

$$2\mu \left(\frac{\partial^2 \Phi^{(1)}}{\partial x_1^2} - \frac{\partial^2 \Phi^{(1)}}{\partial x_2^2} \right) + 4i\mu \frac{\partial^2 \Phi^{(1)}}{\partial x_1 \partial x_2} = -\frac{2\mu(\lambda_u - \lambda)}{\alpha_e(\lambda_u + 2\mu)} \int \frac{\partial \xi(z, \bar{z})}{\partial z} d\bar{z}. \quad (8.6.13)$$

Приведем также выражение для главного вектора сил X , действующего на некоторый контур. Удобно рассмотреть комплексно сопряженный вектор

$$\bar{X} = i \int_{z_1}^{z_2} (\sigma d\bar{z} + \tau dz).$$

Подставляя сюда выражения для σ и τ согласно (8.6.10) и (8.6.12), получаем

$$\bar{X} = \bar{X}^{(0)} - i \frac{\mu(\lambda_u - \lambda)}{\alpha_e(\lambda_u + 2\mu)} \int \frac{\partial \xi(z, \bar{z})}{\partial z} d\bar{z}. \quad (8.6.14)$$

Величина ξ может быть получена с помощью решения параболического уравнения (8.4.16).

8.7. Уравнения компакции поровязкой среды

8.7.1. Общие уравнения

Динамика поровязких сред описывается уравнениями компакции. Рассматривается приближение уравнений компакции для медленных ("ползущих") движений, аналогичное приближению Стокса уравнений классической гидродинамики. Другими словами, в уравнениях движения и в граничных условиях отбрасываются инерциальные члены. Уравнения компакции (как и уравнения пороупругости) делятся на две группы. К первой группе относятся балансовые соотношения для импульса, массы и энергии, справедливые для всех двухфазных гетерогенных сред,

$$\begin{aligned}
 \Omega_c: \quad & \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i = 0, & \text{a)} \\
 & \frac{\partial}{\partial t} \rho^f f + \operatorname{div}(\rho^f f \bar{w}^f) = Q, & \text{b)} \\
 & \frac{\partial}{\partial t} [(1-f)\rho^s] + \operatorname{div}[(1-f)\rho^s \bar{w}^s] = -Q, & \text{c)} \quad (8.7.1) \\
 & \sigma_{ij} = (1-f)\sigma_{ij}^s - fp\delta_{ij}, & \text{d)} \\
 & \rho c \left[\frac{\partial T}{\partial t} + (\bar{w}^s \nabla) T \right] + \rho^f c^f (\bar{s} \nabla) T = \lambda_T \nabla^2 T - Ql + q. & \text{e)}
 \end{aligned}$$

Здесь T – температура, λ_T – коэффициент теплопроводности, l – скрытая теплота плавления, q_T – плотность объемных источников тепла, c – теплоемкость смеси, которая определяется из соотношения $\rho c = \rho^f c^f + \rho^s c^s$, где c^f , c^s – удельные теплоемкости фаз. Эти уравнения справедливы в области компакции Ω_c , которая ограничена внешней границей Γ_{ex} . Область определения может быть конечной или бесконечной. В частности, она может занимать все трехмерное пространство.

Ко второй группе относятся специальные соотношения (определяющие уравнения), связанные со свойствами и микроструктурой среды и физическими процессами в ней самой и на ее границах. Двухфазная гетерогенная среда становится пористой средой, когда в ней возникает скелет, сквозь который фильтруется флюид. С математической точки зрения это означает, что в тензоре напряжений выделяются поровое давление и тензор эффективных (по Нуру) напряжений σ_{ij}^{ef} , который зависит от тензора скорости деформаций,

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ij}^{ef} - p\delta_{ij}. \quad (8.7.2)$$

Для эффективных напряжений выполняется линейный реологический закон, а для флюидной фазы принимается закон Дарси

$$\sigma_{ij}^{ef} = \eta \left(\frac{\partial w_i^s}{\partial x_j} + \frac{\partial w_j^s}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \frac{\partial w_k^s}{\partial x_k} \delta_{ij} \right) + \zeta \frac{\partial w_k^s}{\partial x_k} \delta_{ij}, \quad (8.7.3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial x_i} = -\frac{\eta^f}{k_p} s_i + \rho^f g_i. \quad (8.7.4)$$

Здесь ζ и η – коэффициенты объемной и сдвиговой вязкости. Введем для удобства коэффициент гидравлического сопротивления $\delta_p = \frac{\eta^f}{k_p}$. Величины ζ , η и δ_p в общем случае являются функциями пористости и инвариантов тензоров напряжений и скорости де-

формаций. В случае линейной реологии фаз эти величины зависят только от пористости. В данной работе для них примем зависимость в виде обратных степенных функций пористости, а также будем считать, что сдвиговая вязкость η от пористости не зависит. Имеем

$$\zeta + \frac{4}{3}\eta = \frac{A_l}{f^l}, \quad \delta_p = \frac{B_k}{f^k}, \quad \eta = Const, \quad (8.7.5)$$

где A_l и B_k – некоторые материальные константы. Общие уравнения дополняются краевыми условиями. К ним относится начальное условие

$$f = F(\vec{x}) + f_{\min} \quad \text{при } t = 0, \quad (8.7.6)$$

а также граничные условия на внутренних и внешних границах. Например, внешняя граница может быть жесткой и непроницаемой

$$\Gamma_{ex} : s_n = 0, \quad w_n^s = 0. \quad (8.7.7)$$

Здесь $s_n \equiv s_i n_i$, \vec{n} – вектор единичной нормали.

Поровязкие среды существенно нелинейны. Кроме того, они отличаются особым типом неустойчивости. С физической точки зрения данный тип неустойчивости можно охарактеризовать как стремление двухфазной поровязкой среды разделиться на отдельные фазы. В этой связи в двухфазной смеси возникают внутренние структурно-фазовые границы. Этот класс краевых задач компактизации был предложен в работах [Каракин, Лобковский, 1979; Karakin, Lobkovskii, 1979; Каракин, 1990b, 1999; Каракин и др., 2001]. Как было показано выше, превращения на этих границах во многом аналогичны фазовым переходам в гомогенной среде. В отличие от пороупругих сред для поровязких сред соотношение баланса энергии на структурно-фазовых границах выглядит значительно проще, поскольку упругая энергия вязких сред зависит только от объемного сжатия. Это приводит к соответствующему упрощению граничных условий на этих границах.

Есть два типа внутренних структурно-фазовых границ. На границах типа А общающиеся поры становятся изолированными (или же наоборот изолированные поры становятся открытыми) при некотором минимальном значении пористости, а фильтрация прекращается. Численное решение краевых задач с границами подобного типа содержится в работах [Каракин, Левитан, 1993; Каракин и др., 2001]. На границах типа В происходит разрушение скелета и образование концентрированной суспензии или кластерных структур. Этот тип границ был исследован в работе [Каракин, 1999], в которой были предложены некоторые граничные условия, зависящие от физических процессов на этих границах. В данной монографии рассматриваются только границы первого типа.

Структурно-фазовые переходы составляют неотъемлемую часть постановки задач вязкой консолидации. Это утверждение может быть изложено на языке математики. Класс задач без внутренних границ не является полным. Он всегда может быть дополнен задачами с внутренними границами без изменения определяющих уравнений (т.е. физической сути задачи). При этом задачи с указанными границами и без них существенно различаются. Другими словами, наличие этих границ при определенных условиях меняет математическую (и физическую) природу задачи. Формально это выглядит как вырождение исходных уравнений.

В силу сказанного механика поровязких сред значительно сложнее механики пороупругих сред. По этой причине целесообразно произвести различного рода упрощения и преобразования. В некоторые граничные условия поровое давление и общее давление входят за вычетом гидростатической составляющей. Ее разумно вычесть. Положим

$$p = p^a + p^G, \quad \text{grad}p^G \equiv -\rho\vec{g}.$$

Здесь p^a – т.н. пьезометрическая (или гидродинамическая) составляющая давления, т.е. отклонение порового давления от гидростатического уровня давления p^G в поровязкой среде. Уравнения, включающие в себя величину p^a , выглядят несколько проще исходных уравнений.

8.7.2. Внутренние границы типа А

Внутренние границы отделяют внутреннюю область (собственно компакцию Ω_c) от двухфазных внешних областей Ω_v . Во внешних областях компакция нет, но при определенных условиях среда может стать поровязкой. В них уравнения компакции вырождаются в уравнения обычной однофазной гидродинамики со сдвиговой вязкостью η , хотя среда по-прежнему остается двухфазной. Рассмотрим вначале граничные условия на внутренних границах Γ_{int} любого типа. Так же, как и основные уравнения, граничные условия на внутренних границах разделяются на общие и специальные. Общие условия для всех внутренних границ основываются на законах сохранения массы, энергии, импульса и других консервативных величин и сводятся к условиям непрерывности этих величин. Обычно на внутренних границах со структурно-фазовыми переходами непрерывна касательная скорость. Если граница смещается относительно среды, то из закона сохранения массы фаз следует, что пористость на этой границе терпит разрыв. При этом можно допустить на внутренней границе существование поверхностной нормальной силы σ_i молекулярной, электростатической или какой-нибудь другой природы. Тогда вектор напряжений на границе также терпит разрыв

$$\begin{aligned} \Gamma_{\text{int}} : \quad & [w_m^s]_{-}^{+} = 0, & \text{a)} \\ & [f\rho^f]_{-}^{+} u = [\rho^f s_n]_{-}^{+}, & \text{b)} \\ & [(1-f)\rho^s]_{-}^{+} u = [(1-f)\rho^s w_n^s]_{-}^{+}, & \text{c)} \\ & [\sigma_{ij} n_j]_{-}^{+} = \sigma_i, & \text{d)} \end{aligned} \tag{8.7.8}$$

где $[\tilde{\varphi}]_{-}^{+} \equiv \tilde{\varphi}_{+} - \tilde{\varphi}_{-}$, $\tilde{\varphi}_{\pm}$ – граничные значения некоторой величины $\tilde{\varphi}$ на внутренней границе внутри и вне области компакции, $w_m^s = w_i^s m_i^{(\alpha)}$, $\vec{m}^{(\alpha)}$ – касательные единичные векторы; индекс α ($\alpha = 1,2$) соответствует двум взаимно перпендикулярным направлениям на граничной поверхности, $\sigma_{ij} n_j$ – вектор напряжений; u – скорость движения границы этого типа относительно скелета пористой среды (направленная по нормали к границе).

Условия (8.7.8) носят общий характер. Рассмотрим некоторые их упрощения. При отсутствии фазовых переходов в самой матрице (при которых плотность ее меняется) скорость движения внутренней границы дается очевидным выражением

$$\Gamma_{\text{int}} : \quad [\rho^s]_{-}^{+} = 0, \quad u = -w_n^s. \tag{8.7.9}$$

Если пористость непрерывна и нет сосредоточенных сил, то эти условия упроща-

ются:

$$\begin{aligned}
 \Gamma_{\text{int}} : \quad & [s_n]_{-}^{+} = 0, & \text{a)} \\
 & [w_n^s]_{-}^{+} = 0, & \text{b)} \quad (8.7.10) \\
 & [\sigma_{ij} n_j]_{-}^{+} = 0 \text{ или } [\sigma_{ij}^{ef} n_i n_j]_{-}^{+} = [p^f]_{-}^{+}. & \text{c)}
 \end{aligned}$$

Для внутренних границ возможно появление наступающего и отступающего фронтов. На наступающем фронте Γ_{int}^{+} задается дополнительное условие, которое определяет величину энергии, затрачиваемой на изменение микроструктуры [Каракин, 1999]. Скачок порового давления совершает работу, связанную с разрушением перегородок в поровом пространстве. В том случае, когда энергии для раскрытия пор не хватает, граница стоит на месте. Разрушение перегородок в общем случае происходит не мгновенно, а в течение некоторого времени, когда накапливаются дислокации и микро-разрушения. Этот процесс описывается некоторым кинетическим соотношением со своим характерным временем. Если время кинетических процессов соизмеримо со временем движения внутренней границы, то скорость продвижения границы будет зависеть от величины превышения пьезометрической составляющей порового давления своего критического значения. На отступающем фронте Γ_{int}^{-} происходит закрытие пор и высвобождение энергии, которая рассеивается в пространстве. Обе эти ситуации описываются соответствующими граничными условиями для наступающего и отступающего фронтов

$$\begin{aligned}
 \Gamma_{\text{int}}^{+} : \quad & f = f_{\text{min}}, (p^a - p_0) \mathfrak{G}(p^a - p_0) = \alpha_c u, \alpha_c > 0, p_0 > 0, & \text{a)} \\
 \Gamma_{\text{int}}^{-} : \quad & f = f_{\text{min}}, & \text{b)} \quad (8.7.11)
 \end{aligned}$$

где p_0 – критическое значение порового давления, α_c – материальная константа, определяющая кинетику процесса разрушения пор, $\mathfrak{G}(p^a - p_0)$ – ступенчатая функция Хэвисайда.

8.7.3. Преобразование исходных уравнений

Другим инструментом упрощения (кроме вычитания гидростатической составляющей) является преобразование исходных уравнений (8.7.1) – (8.7.3) к другой, эквивалентной форме. Цель состоит в том, чтобы сделать возможным использование принципа неполной связности. Для этого произведем разбиение скорости пористой среды на потенциальную и соленоидальную составляющие и введем новые величины Π и Π^a

$$\begin{aligned}
 \vec{w}^s &= \text{grad}\phi + \vec{w}^{sol}, \quad \text{div}\vec{w}^{sol} = 0, & (8.7.12) \\
 \Pi &\equiv p^f - \left(\zeta + \frac{4}{3}\eta\right)\nabla^2\phi, \quad \Pi^a \equiv p^a - \left(\zeta + \frac{4}{3}\eta\right)\nabla^2\phi,
 \end{aligned}$$

где ϕ – скалярный потенциал скорости скелета. Тогда исходные уравнения (8.7.1) – (8.7.3) преобразуются к двум группам уравнений, связанным с этими составляющими.

С этой целью проведем преобразование исходных уравнений (8.7.1) – (8.7.3) к форме, допускающей суперпозицию этих составляющих общего решения. Выразим эту систему в скоростях (в одном случае, исключая градиент давления, а в другом – нет):

$$\eta\nabla^2\vec{w}^s + \text{grad}\left[\left(\zeta + \frac{1}{3}\eta\right)\text{div}\vec{w}^s\right] - \text{grad}p^f + \rho\vec{g} = 0, \quad \text{a)} \quad (8.7.13)$$

$$\mathit{grad}\left[\left(\zeta + \frac{1}{3}\eta\right)\mathit{div}\vec{w}^s\right] + \eta\nabla^2\vec{w}^s = -\delta_p\vec{s} - \Delta\rho(1-f)\vec{g}, \quad \text{b)}$$

где $\Delta\rho \equiv \rho^s - \rho^f$ – разность плотности скелета и флюида. В правую часть выражения (8.7.13b) входит сила плавучести (архимедова сила), которая представляет собой неоднородный член уравнения движения. Именно этот неоднородный член не допускает статических состояний поровязких сред в поле силы тяжести.

Сложим уравнения непрерывности фаз (8.7.1b,c), считая, что источники отсутствуют,

$$\mathit{div}\vec{s} + \mathit{div}\vec{w}^s = 0 \quad \text{или} \quad \mathit{div}\vec{s} + \nabla^2\phi = 0. \quad (8.7.14)$$

Воспользовавшись разложением скорости на потенциальную и соленоидальную части согласно (8.7.12), приходим к уравнению для соленоидальной составляющей, которое можно записать в различных формах,

$$\eta\nabla^2\vec{w}^{sol} + \mathit{grad}\left[\left(\zeta + \frac{4}{3}\eta\right)\nabla^2\phi\right] - \mathit{grad}p^f + \rho\vec{g} = 0, \quad \text{a)}$$

$$(8.7.15)$$

$$\eta\nabla^2\vec{w}^{sol} - \mathit{grad}\Pi + \rho\vec{g} = 0. \quad \text{b)}$$

При малой пористости эти выражения можно упростить, вычитая в соответствующих величинах гидростатическую составляющую,

$$\eta\nabla^2\vec{w}^{sol} - \frac{\partial\Pi^a}{\partial x_i} = 0, \quad \mathit{div}\vec{w}^{sol} = 0. \quad (8.7.16)$$

Эти уравнения совпадают с уравнениями Стокса для несжимаемой жидкости. Их можно рассматривать как уравнения движения для соленоидальной составляющей. Они составляют первую группу уравнений.

Вычитая (8.7.16) из (8.7.15a) и исключая давление с помощью закона Дарси, получаем уравнение для фильтрационной составляющей

$$\mathit{grad}\left[\left(\zeta + \frac{4}{3}\eta\right)\nabla^2\phi\right] + \mathit{grad}\Pi^f = -\delta_p\vec{s} - \Delta\rho\vec{g}. \quad (8.7.17)$$

Подставим в это уравнение выражения для материальных функций (8.7.5) и с помощью (8.7.14) исключим потенциал скорости ϕ с помощью последнего уравнения. Тогда получаем уравнение для скорости фильтрации. Это уравнение составляет основу второй, фильтрационной группы уравнений. Оно должно быть дополнено законом Дарси и уравнениями непрерывности, которые также должны быть приведены к удобной форме,

$$\mathit{grad}\left[\left(\frac{A_l}{f^l}\right)\mathit{div}\vec{s}\right] = \frac{B_k}{f^k}\vec{s} + \Delta\rho\vec{g} + \mathit{grad}\Pi^a, \quad \frac{\partial p^a}{\partial x_i} = -\delta s_i - \Delta\rho g_i, \quad \text{a)}$$

$$(8.7.18)$$

$$\frac{\partial f}{\partial t} + \mathit{div}\vec{s} = 0, \quad \mathit{div}\vec{s} + \nabla^2\phi = 0. \quad \text{b)}$$

Эти уравнения представляют собой тождественное преобразование исходных уравнений в приближении малой пористости. Более подробное описание этих преобразований содержится в оригинальных работах [Каракин, 1999, 2001].

8.8. Общие сведения по механике разрушения в верхних слоях коры

Здесь и ниже приводится обзор некоторых работ по механике разрушения. Подбор материала ограничен целью исследования процессов деформации и разрушения в

трещиноватых зонах верхней коры за геологические масштабы времени. Более подробную информацию о механике разрушения можно найти в специальных публикациях на эту тему [Гудман, 1987; Работнов, 1979].

Данные лабораторных исследований механических свойств горных пород на испытательных машинах, а также многочисленные геолого-геофизические данные, позволяют предположить, что в верхней коре, на глубинах до 15 км механизм образования трещиноватых зон в разломах и волноводах связан с упруго-хрупким разрушением, разуплотнением горных пород и последующим насыщением их флюидами (преимущественно водными). В пользу последнего утверждения говорят результаты геоэлектрических и сейсмических измерений. Известно, например, что некоторые сейсмические границы могут смещаться на значительные расстояния в течение нескольких месяцев. Обычно этот факт интерпретируется как следствие миграции флюидов.

Анализ процессов разрушения горных пород включает в себя следующие аспекты: 1) поиск условий разрушения, 2) исследование явлений предшествующих разрушению, 3) исследование процессов, происходящих после разрушения. Условия разрушения включают в себя некоторые дополнительные к определяющим уравнениям соотношения. Последние представляют собой либо критерий самого разрушения, либо критерий неустойчивости состояния, которое предшествует процессу разрушения. Критерий разрушения может быть локальным или глобальным.

К явлениям, предшествующим разрушению, можно отнести процессы усталости, старения и упрочнения материалов, т.е. зависимость прочностных свойств от времени. В пористых горных породах явления, связанные с разрушением, можно разделить на две группы. К первой группе относятся процессы, имеющие свои аналоги среди явлений, происходящих в условиях лабораторных экспериментов. Ко второй группе можно отнести явления, обусловленные целиком масштабным пространственно-временным эффектом. К ним относятся, в частности, процессы фильтрации в зоне разрушения. Характерные размеры и время фильтрации могут существенно превышать размеры и время лабораторных экспериментов и наблюдений в карьерах и шахтах. Вполне возможно, что именно явления второй группы играют основную роль в окрестности очага землетрясения до и после события.

Постразрушение чаще всего означает движение по уже заготовленной трещине или разлому. Предметом теории разрушения являются следующие действия: выбор и обоснование того или иного критерия, система представлений о способах достижения критического состояния разрушения или неустойчивости, а также описание процессов до и после разрушения. В ней различаются три направления:

- 1) теория прочности;
- 2) континуальный подход;
- 3) теория хрупкого разрушения с образованием и развитием индивидуальной трещины, а также законы движения по готовой трещине.

В настоящее время наиболее полно исследованы деформационно-прочностные свойства пород для самых верхних слоев до глубины 3 – 5 км (т.е. при сжимающих напряжениях порядка 50 – 150 МПа). В этом диапазоне давлений теория и эксперимент дают хорошее согласие. Теория прочности основывается на локальном критерии разрушения в сплошной среде. В момент квазистатического хрупкого разрушения в образце возникает трещина, которая подчиняется закону Кулона-Мора

$$\tau_{nm} = \tau_s - tg\beta\sigma_n, \quad (8.8.1)$$

где $\sigma_n \equiv \sigma_{ij}n_i n_j$ и $\tau_{nm} \equiv \tau_{ij}n_i m_j$ – нормальное и касательное напряжения на поверхности трещины, τ_{ij} – девиатор тензора напряжений σ_{ij} , \bar{n} и \bar{m} нормальный и касательный в направлении силы единичные векторы, $tg\beta$ – коэффициент трения, β – угол

внутреннего трения, τ_s – сила сцепления. Если силой сцепления можно пренебречь, то соотношение (8.8.1) называется законом Кулона-Амантона. Оно имеет следующий смысл. Разрушение в сплошной среде происходит тогда, когда найдется площадка в сплошной среде, на которой выполняется соотношение (8.8.1).

Этот закон достаточно хорошо подтверждается экспериментально для глубин соответствующих самым верхним слоям коры [Качанов, 1974; Гудман, 1987; Byerlee, 1978]. В этих экспериментах фиксировалось начало скольжения двух образцов горных пород друг относительно друга по гладкой поверхности контакта. Прочностные характеристики горных пород (в частности, сила сцепления τ_s) меняются в зависимости от глубины, водонасыщенности, времени нагружения и типа пород в широких пределах. Однако эксперименты проводились при сходных условиях, и все образцы дали близкие результаты с небольшим разбросом, за исключением некоторых глинистых пород. Конкретные значения параметров в этом соотношении зависят от приложенных нормальных напряжений:

$$\begin{aligned} \tau_s &= 0, \quad tg\beta = 0,85 \quad \text{при } \sigma_n < 200MPa, \\ \tau_s &= 50MPa, \quad tg\beta = 0,6 \quad \text{при } 200MPa < \sigma_n < 1700MPa. \end{aligned}$$

В экспериментах по разрушению ненарушенных образцов сила сцепления τ_s , естественно, больше.

При наличии воды в трещине или разломе в законе Кулона-Мора вместо нормальных напряжений фигурируют эффективные нормальные напряжения $\sigma_n^{ef} = \sigma_n + \alpha_e p$. В момент разрушения и непосредственно перед ним микроструктура трещиновато-пористой среды может быть охарактеризована как "слабо связанная". Это означает, что можно положить $\alpha_e = 1$. Тогда критерий Кулона-Мора принимает вид

$$\tau_{nm} = \tau_s - tg\beta(\sigma_n + p), \quad (8.8.2)$$

Перепишем его в несколько иной форме, вводя новую величину – т.н. приведенное касательное напряжение $F \equiv \tau_{nm} + tg\beta(\sigma_n + p)$

$$F = \tau_s. \quad (8.8.3)$$

Событие происходит в тот момент, когда приведенное касательное напряжение F равняется некоторому критическому постоянному значению, равному пределу прочности пород.

Помимо закона Кулона-Мора, подробно исследованы условия предельного равновесия в кльве трещины. Основы механики трещин были заложены в классической работе [Griffith, 1920]. В этой теории используется глобальный критерий прочности для готовой трещины. Трещина может развиваться только тогда, когда приращение поверхностной энергии компенсируется освобождением упругой энергии. Это направление получило развитие в работах Си, Ирвина, Баренблатта, Черепанова и других исследователей. Для трещины в упругой среде критерий Гриффитса эквивалентен локальному критерию Ирвина, согласно которому трещина растет, если коэффициент интенсивности напряжений достигает своего критического значения. Особенно изящную и законченную форму эта теория приняла в работе Баренблатта [1959]. Получены выражения для коэффициентов интенсивности трещин различных типов (мод): трещин сдвига, отрыва и находящихся в режиме антиплоских деформаций.

В работе [Райс, 1982] и других аналогичных работах механика разрушения разлома фактически отождествляется с механикой разрушения трещины. При распространении трещины в упругой среде происходит ее разупрочнение. Схематически этот процесс изображен на рис. 65а, на котором показаны кривые напряжений и смещений Δu по границе трещины. У трещины есть статический $tg\beta_s$ и динамический $tg\beta_d$ коэффи-

циенты трения. Область (зона разрушения), в которой происходит переход коэффициента трения от своего статического до динамического значения, соответствует процессу разупрочнения при скольжении. Плотность энергии разрушения G_c на единицу площади трещины на рис. 65б дается заштрихованной областью, ограниченной кривой напряжений $\sigma_{12} \equiv \tau$, отсчитываемой от уровня τ_d . Пространственный размер зоны разрушения обозначается как X_c . Он определяется выражением

$$X_c = C\mu D_c / [\sigma_n (f_s - f_d)],$$

где C – безразмерная константа (которая порядка 2-3), μ – сдвиговый модуль.

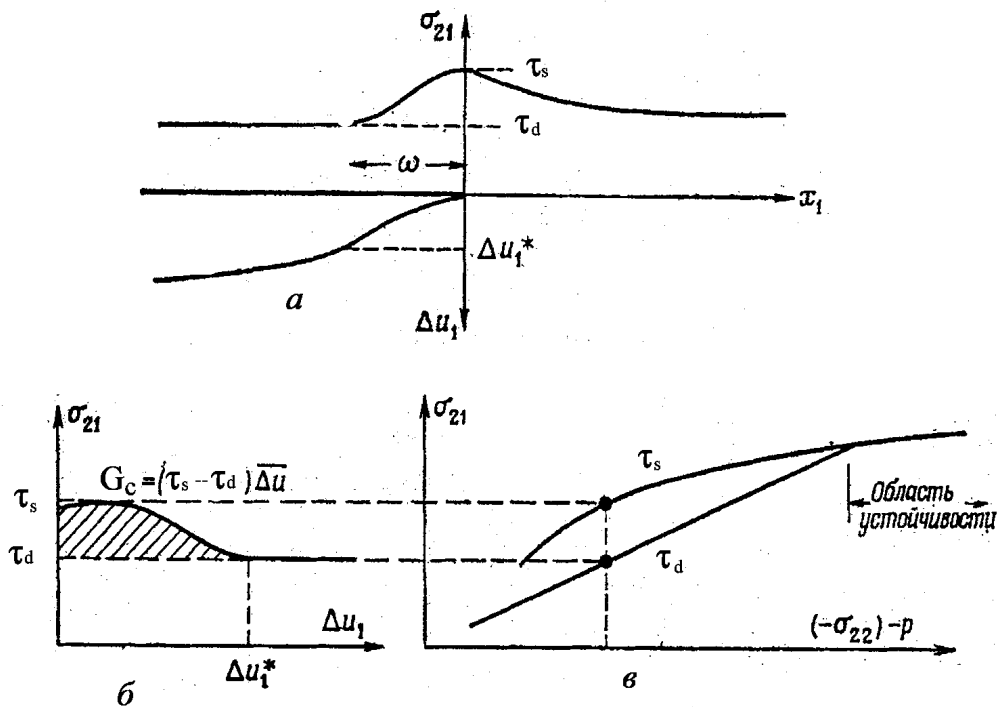


Рис. 65. Модели упрочнения в трещине по Дж. Райсу [1982]: а – распределения сдвигового напряжения σ_{12} и смещения Δu_1 при скольжении; б – зависимость сдвигового напряжения от скольжения; заштрихованная площадь соответствует энергии разрушения; в – зависимости статической τ_s и динамической τ_d сил трения от нормального эффективного напряжения.

Часто зону разрушения аппроксимируют треугольной формой

$$\begin{aligned} \text{tg}\beta &= \text{tg}\beta_s - (\text{tg}\beta_s - \text{tg}\beta_d)\Delta u / D_c \text{ при } \Delta u < D_c, \\ \text{tg}\beta &= \text{tg}\beta_d \text{ при } \Delta u < D_c. \end{aligned} \quad (8.8.4)$$

Здесь D_c – характерный размер области разупрочнения на оси смещений. Он определяется из лабораторных экспериментов. Величина D_c зависит от размера шероховатостей на скользящей поверхности. В экспериментах [Byerlee, 1967] она порядка $(10^{-6} - 5 \cdot 10^{-4})$ м.

Для указанной треугольной зоны разрушения значение энергии G_c было определено в лабораторных экспериментах при различных термодинамических условиях. Оно лежит в интервале $10^4 - 10^5$ Дж/м².

После разрушения могут возникнуть либо трещина, либо трещиноватый слой с особыми ослабленными свойствами. На границах трещины или разлома обычно задает-

ся тот или иной закон трения. Например, Дитрих ввел следующий закон, зависящий от скорости w скольжения границ,:

$$\tau_{nm} = (\sigma_n - p) \left[c_0 + a \ln \frac{w}{w_0} + b \ln \frac{t}{t_0} \right]. \quad (8.8.5)$$

Здесь c_0, a, b, w_0, t_0 – константы модели, t – некий параметр, характеризующий время контакта неровностей поверхностей трещины. Этот параметр описывается кинетическими уравнениями. Есть две версии этих уравнений. В версии с замедлением фигурирует закон

$$\frac{dt}{dt} = 1 - \frac{wt}{d_0},$$

где d_0 – характерный размер области нагружения. В другой версии (скольжение с ускорением) предлагается следующее уравнение

$$\frac{dt}{dt} = - \left(\frac{wt}{d_0} \right) \ln \left(\frac{wt}{d_0} \right).$$

Были рассмотрены также различные альтернативные законы трения [Ruina, 1983] и многочисленные их варианты. В частности, рассматривались разломы в упругой среде Cowie et al. [1993], Sornette et al. [1994] и Ward [1996]. Это позволяло рассматривать процессы землетрясений совместно с распространением упругих волн. В этих работах были исследованы различные специфические процессы (эффект stick-slip, зависимость от скорости, времени и истории нагрузки и т.д.). Однако в них предполагается существование априори заданного разлома, по которому происходит скольжение. Это является определенным недостатком данного подхода, поскольку при этом не объяснялось само возникновение разлома.

Закон Кулона-Мора (8.8.3) можно считать достаточно универсальным в отношении возникновения одиночной трещины при хрупком разрушении. Он применим как в сплошной среде, так и в уже готовой трещине. Сложность его применения обусловлена двумя обстоятельствами. Предел прочности, входящий в этот закон, не является паспортной характеристикой вещества, а зависит от времени и режима нагружения, температуры и степени водонасыщенности пород. Например, в силу эффекта Ребиндера наличие воды резко снижает этот предел. Другая трудность состоит в том, что множество трещин может удовлетворять совсем другим законам разрушения, хотя каждая индивидуальная трещина подчиняется закону Кулона-Мора. В реальной ситуации мы всегда имеем дело именно с ансамблем трещин, которые взаимодействуют друг с другом.

В разломе в момент землетрясения возникает магистральный разрыв, который с точки зрения формального описания (как уже говорилось выше) отождествляют с моделью одиночной трещины. Однако следует заметить, что этот разрыв распространяется в трещиноватой среде. В процессе своего распространения он взаимодействует с уже существующими трещинами. Чисто теоретически поведение большого числа трещин можно было бы описать, усреднив их при условии их нелинейного взаимодействия. Эта задача наталкивается на значительные трудности и до сих пор не имеет удовлетворительного решения. Поэтому используются различные модели разрушения, основанные на феноменологическом подходе и эвристических соображениях. В частности, законы скольжения двух контактирующих тел типа (8.8.5) применяются и для разломов.

8.9. Континуальные теории разрушения

При развитии трещиноватости в сплошной среде в определенных условиях возникает некоторое состояние, которое описывается континуальной механикой. В данном со-

стоянии происходят накопление рассеянных повреждений (представленных в виде пор, трещин или дислокаций), их взаимодействие и эволюция. Дефекты могут появляться, исчезать и менять свои размеры. Их наличие может качественно изменить определяющие уравнения, а их состояние определяет режим полного разрушения сплошной среды.

Пусть \vec{u} есть вектор смещения в сплошной среде от некоторого начального к конечному состоянию. Конечное и начальное состояния соответственно описываются метриками g_{ij} и g_{ij}^0 . Разность между ними определяет тензор конечных деформаций Коши-Грина, который дается соотношением

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \frac{\partial u_k}{\partial x_j} \right).$$

Тензор деформаций делится на упругую ε_{ij}^e и пластическую (вязкую) ε_{ij}^p составляющие

$$\varepsilon_{ij} = \varepsilon_{ij}^e + \varepsilon_{ij}^p.$$

Возможны два подхода к описанию режима, предшествующего разрушению. Один из них берет начало от теории пластичности и называется теорией повреждаемости. Истоки этого направления содержатся в работах [Качанов, 1958; Ильюшин, 1967; Райс, 1982]. Современное состояние вопроса можно найти в монографиях [Качанов, 1974; Никифорский, Шемякин, 1979; Кондауров, Никитин, 1990; Кондауров и др., 1987]. Кроме тензора деформаций вводится еще тензор повреждаемости ω_{ij} . Предполагается, что тензор напряжений является функцией текущих значений указанных кинематических величин

$$\sigma_{ij} = \sigma_{ij}(\varepsilon_{ij}, \varepsilon_{ij}^p, \omega_{ij}). \quad (8.9.1)$$

Кроме того, вводятся еще закон пластического течения

$$\dot{\varepsilon}_{ij}^p = \Psi_{ij}(\varepsilon_{ij}, \varepsilon_{ij}^p, \omega_{ij}), \quad (8.9.2)$$

а также аналогичное соотношение для тензора повреждаемости

$$\dot{\omega}_{ij}^p = \Omega_{ij}(\varepsilon_{ij}, \varepsilon_{ij}^p, \omega_{ij}). \quad (8.9.3)$$

Область допустимых значений аргументов этих соотношений удовлетворяет неравенству, которое аналогично критерию прочности в теории пластичности,

$$\tilde{\Phi}(\varepsilon_{ij}, \varepsilon_{ij}^p, \omega_{ij}) \leq 0. \quad (8.9.4)$$

Соотношения (8.9.1) – (8.9.4) были конкретизированы в форме инфинитезимальных определяющих уравнений для малых приращений в целом ряде работ [Григорян, 1967; Николаевский, 1967, 1971; Rudnicki, Rice, 1975]. Выпишем для определенности определяющие уравнения теории дилатансии Райса [1984], которая описывает нагружение трещиновато-пористых насыщенных пород и разрушение ранее целой сплошной среды. В этой теории учитывается также поровое давление. Предполагается, что в сдвиговом режиме нагружения отличными от нуля являются лишь сдвиговая, нормальные и шаровая компоненты напряжений и деформаций. Ниже рассматривается дилатансионное нагружение в плоском горизонтальном слое. В этом слое ось x_1 направлена горизонтально, а ось x_3 – вертикально вверх. Применительно к этому слою определяющие уравнения дилатансии [Николаевский, 1967; Райс, 1982] для каждой из составляющих тензора деформаций имеют вид

$$\begin{aligned} 2d\varepsilon_{13} &= 2d\varepsilon_{13}^p + d\sigma_{13}/\mu, & d\theta &= d\theta^p - [dP - (1 - K/K_s)dp]/K, & \text{a)} \\ 2d\varepsilon_{13}^p &= [d\sigma_{13} - tg\beta(dP - dp)]/G_p, & & & \text{b)} \end{aligned} \quad (8.9.5)$$

$$d\theta^p = \frac{\beta_d}{G_p} [d\sigma_{13} - tg\beta(dP - dp)], \quad P \equiv -\frac{1}{3}\sigma_{kk}. \quad \text{с)}$$

Здесь индекс p означает пластическую компоненту деформации, μ , K – мгновенный сдвиговый и объемный модули упругости пористой среды, P – давление в пористой среде, G_p – модуль неупругих касательных деформаций, β_d , $tg\beta$, – коэффициенты дилатансии и трения. Есть также еще одно уравнение, регулирующее изменение пористости.

Одно из важнейших следствий этой теории состоит в том, что в определенных условиях нагружения состояние является неустойчивым, и возникает бифуркация решения. При этом, наряду с гладкими, появляются разрывные решения, возникают полосы локализации деформаций, которые отождествляются с трещинами и разломами. Эти полосы локализации интерпретируются как трещины и разломы. Дилатансионные процессы расширения среды имеют принципиальное значение для динамики флюидов, поскольку их движение происходит, в основном, по проницаемым трещиноватым зонам. Уравнения (8.9.4), (8.9.5) описывают хрупко деформируемый режим пористой среды с ненарушенным скелетом до образования полос локализации деформаций.

Теория дилатансии Райса была подтверждена лабораторными экспериментами только для небольших глубин там, где возможна бифуркация решения с последующей локализацией деформаций в виде узких полос скольжения. В последние годы появились работы [Lyakhovsky et al., 1997; Lyakhovsky, 2001], где указанные соотношения выводятся, исходя из термодинамических функций, для которых принимаются некоторые предположения. В этих и последующих за ними работах проводятся конкретные расчеты разломных зон. Модель Ляховского (в отличие от модели Райса) позволяет описать локализацию деформаций как в узких, так и в широких полосах скольжения. Толщина полосы разрушения зависит от начальной формы разрушения. В случае узкой полосы критерий неустойчивости совпадает с аналогичным критерием неустойчивости в теории Райса.

Другой подход континуального направления отталкивается от принципов термодинамики и кинетики. Скорости полных и пластических деформаций совпадают в силу малости упругих деформаций. Второй подход близок теории фазовых переходов и обычно используется при описании волн сильного разрыва с помощью внутренней границы, отделяющей фазы с разными определяющими соотношениями [Григорян, 1977; Николаевский, 1984a,b; Слепян, 1977]. Такого рода границы называются *структурно-фазовыми*. Они были рассмотрены в третьем разделе данной главы.

8.10. Некоторые соотношения теоретической сейсмологии

Приведенные в предыдущей главе эмпирические соотношения между параметрами сейсмического процесса нуждаются в обосновании современными методами механики разрушения. Такое обоснование было дано в работе [Григорян, 1988]. В частности, в этой работе был дан ответ на вопрос, почему достижение критического состояния в очаге землетрясения происходит в динамическом, а не в статическом режиме.

В разломах мы имеем дело с трещиноватой средой, в которой происходит взаимодействие многих трещин. Можно предположить, что при грубом качественном анализе разлом можно описывать законом одной трещины (8.8.3). При крупных землетрясениях и статистическом подходе можно пренебречь нормальными напряжениями и поровым давлением как второстепенными факторами. Поэтому приведенное и обычное

касательные напряжения совпадают ($F = \tau \equiv \tau_{nm}$). Обозначим критическое значение этой величины как τ^* . После разрушения на поверхности разлома действует сила скольжения τ^{**} , которая меньше, чем τ^* . Эти величины аналогичны динамической τ_d и статической τ_s силам трения на границе индивидуальной трещины. Как было показано выше, при качественных рассуждениях эти величины можно отождествить. Однако соответствующие этим силам коэффициенты трения в трещине и разломе могут существенно отличаться.

Критическое состояние касательного напряжения τ^* достигается в результате очень медленных тектонических процессов, которые длятся миллионы лет. Более мелкие землетрясения связаны с поворотами сравнительно небольших блоков коры. Соответственно, они имеют меньшие временные масштабы. Тем не менее, их характерные времена тоже достаточно велики. В любом случае тектонические процессы не могут приспособиться к меньшему касательному напряжению скольжения τ^{**} . Для того, чтобы в зоне разлома сохранился баланс сил, необходимо учесть инерциальные силы, которые появляются при распространении разрыва со скоростью звука в горных породах. Это и есть причина возникновения землетрясений.

В момент прохождения фронта сейсмической волны через область разрушения, окружающую очаг, происходят следующие процессы. Система упругих напряжений и деформации, а также второстепенных разрывов в зоне очага и его ближайшей окрестности, приспособляются к значению касательного напряжения на разрыве, равном τ^{**} . Важно отметить, что приспособление носит существенно необратимый характер, поскольку второстепенные разрывы и подвижки по ним ликвидируют возникающие несогласия в новом напряженном состоянии. Поэтому после прохождения волны разрыва в зоне очага сохраняется касательное напряжение τ^{**} . Это сохранение гарантируется упомянутой уже инерционностью тектонических процессов. Поэтому мы имеем два напряженных состояния с упругими энергиями E^* , E^{**} , равными соответственно

$$E^* = \frac{(\tau^*)^2}{2\mu}, \quad E^{**} = \frac{(\tau^{**})^2}{2\mu}.$$

Изменение упругой энергии E в момент землетрясения дается разницей этих энергий в начале и конце события

$$E = E^* - E^{**} = e_0 V, \quad e_0 \equiv \frac{(\tau^*)^2 - (\tau^{**})^2}{2\mu}, \quad (8.10.1)$$

где e_0 плотность приращения упругой энергии.

Данное соотношение эквивалентно (7.3.6). Постоянство e_0 вытекает из постоянства сдвигового упругого модуля и обоих критических значений касательного напряжения.

При прохождении упругих волн со скоростью c_p за время t через массив горных пород с размером L имеем очевидное соотношение

$$c_p = \frac{L}{t}.$$

Эта простая формула фактически эквивалентна двум соотношениям (7.3.3) (7.3.5), если из них исключить магнитуду.

В терминах механики упруго-хрупкого разрушения можно дать интерпретацию обоим соотношениям (7.3.7), несколько отличную от той, которая приведена в главе 7. Будем считать, что блок коры, примыкающий к очагу землетрясений, нагружается удаленными силами. На удалении они создают смещение \vec{u} , направленное вдоль плоскости очага. Поверхности разрыва также подвергаются смещению u_0 . Будем считать, что

скорость смещений w постоянна. Тогда из элементарных кинематических соображений следует, что сдвиговая упругая деформация γ в блоке равна

$$\gamma = \frac{wt - u_0}{L}, \quad \tau = \mu\gamma. \quad (8.10.2)$$

Пусть толщина разлома равна h . Зона разлома заполнена трещиноватой ослабленной средой. Ее деформационные свойства можно охарактеризовать модулем деформации μ_0 . Деформация включает в себя упругую и пластическую составляющие. Поэтому можно ввести соответствующий модуль нагружения подобно тому, как это делается в теории дилатансии. Он определяется соотношением

$$\mu_0 = \frac{h\tau}{u_0}. \quad (8.10.3)$$

Модуль деформации меньше упругого модуля ненарушенной среды ($\mu_0 < \mu$), но не намного, поскольку в противном случае сейсмические подвижки были бы просто невозможны. В то же самое время относительная толщина разлома достаточно мала. В самом деле, толщина разлома порядка первых сотен метров или километра (в зависимости от его размера). Длина разломов колеблется от десятка километров (для слабых и умеренных землетрясений) до десятков тысяч километров. Будем считать, что

$$\frac{\mu}{\mu_0} \leq 10, \quad \frac{\mu h}{\mu_0 L} \ll 1. \quad (8.10.4)$$

Пусть разлом находится в субкритическом состоянии. При смещении по нему в момент времени $t = t^*$ достигается само критическое значение касательного напряжения $\tau = \tau^*$, и происходит сейсмическое событие. Комбинируя (8.10.2) и (8.10.3), получаем оценку времени подготовки землетрясения

$$t^* = \frac{L\tau^*}{w\mu} \left(1 + \frac{\mu h}{\mu_0 L} \right).$$

В силу приведенных выше неравенств это выражение можно упростить

$$t^* = \frac{L\tau^*}{w\mu} \equiv \frac{L\gamma^*}{w}. \quad (8.10.5)$$

Соотношения (8.10.5) и (7.3.7а) эквивалентны, если принять во внимание связь выражений (7.3.6) и (8.10.1).

Перейдем теперь к оценке времени предвестников землетрясений. Предвестники возникают тогда, когда деформация соответствующего блока коры $\tilde{\gamma}$ близка к критической деформации γ^* (определяемой формулой (8.10.5) при критическом значении напряжения), но еще не достигла ее. Это означает, что существует еще один критический порог напряжений τ , когда начинают возникать предвестниковые явления. Величина τ близка к τ^* , но несколько меньше ее и находится в интервале $\tau^{**} < \tau < \tau^*$. В момент достижения критического значения начинаются интенсивное образование трещин, акустическая и электромагнитная эмиссии, наблюдаемое свечение и другие процессы, предшествующие разрушению, которые воспринимаются как предвестники землетрясений. В этой фазе резко повышается проницаемость среды и возрастает роль фильтрационных процессов.

Очевидно, что скорость нарастания γ и $\tilde{\gamma}$ одна и та же, т.е. можно записать кинематическое соотношение, аналогичное первой формуле (8.10.2) при критических условиях (или формуле (8.10.5)),

$$\tilde{\gamma} = \frac{w\tilde{t}}{L}. \quad (8.10.6)$$

Подставляя в формулу $\Delta t = t^* - \tilde{t}$ выражения (8.10.5), (8.10.6), получаем

$$\Delta t = \frac{L}{w}(\gamma^* - \tilde{\gamma}) = t^* \left(1 - \frac{\tilde{\gamma}}{\gamma^*}\right). \quad (8.10.7)$$

Принимая во внимание теоретический результат (8.10.6) и найденные эмпирическим путем соотношения (7.3.7b) и (7.3.8), можно сделать вывод о том, что деформации γ^* и $\tilde{\gamma}$ связаны соотношением

$$\gamma^* - \tilde{\gamma} = 0,1 \gamma^*. \quad (8.10.8)$$

Другими словами, предвестниковый режим начинается тогда, когда деформация достигает 90% от критического значения. Аналогичным образом интерпретируются другие явления, сопровождающие землетрясения.

Схема рассуждений С.С. Григоряна в целом согласуется с изложенной выше точкой зрения Райса, который отождествляет механику разрушения одиночной трещины с механикой разрушения в разломе. Единственное отличие заключается в том, что в схеме Райса отсутствует предвестниковый режим. Это представляется вполне естественным, поскольку он связан с взаимодействием ансамбля трещин.

Главный вывод, который мы можем сделать, заключается в следующем. Перед появлением магистрального разрыва в разломе в нем возникает некоторое особое состояние, которое мы называем *предразрушением*. Предразрушение характеризуется повышенной трещиноватостью и неустойчивым состоянием трещин. Его можно отождествить с α -стадией сейсмического процесса, описанной в разделе 7.3.2.4, в котором рассматривалась т.н. феноменологическая модель подготовки землетрясения. На этой стадии возникают световое или электромагнитное излучение в атмосфере или ионосфере, наклоны и разрывы земной поверхности и т.п. Данные явления можно рассматривать как предвестники землетрясений. Таким образом, состояние предразрушения в разломе можно рассматривать как физико-механическую основу предвестниковых процессов. Это состояние невозможно изучать в лабораторных условиях (при естественных значениях параметров), поскольку оно связано с масштабным фактором. Однако в природе оно может существовать не только в зоне очага землетрясения, но и иметь более широкое распространение.

В настоящее время не существует достаточно удовлетворительного объяснения факта существования листрических разломов, волноводов и предвестниковых процессов, исходя из уже существующих теорий разрушения. Имеется в виду достаточно строгий вывод, основанный на физических принципах. Очевидно, что при этом необходимо учесть термодинамические условия верхней коры и масштабный пространственно-временной фактор. Однако совершенно неясно, можно ли учесть эти факторы в рамках уже существующих теорий разрушения или необходимо создавать принципиально новые определяющие соотношения механики разрушения.

8.11. Роль флюидов при сейсмических процессах

Изложенные в предыдущем разделе представления теоретической сейсмологии основаны на механике сухого трения, когда флюиды не играют существенной роли. Это вполне обосновано для сильных землетрясений, у которых размер очага значительно превышает характерную длину фильтрационных процессов. Для умеренных землетрясений эти размеры могут совпасть. В этом случае следует учитывать взаимное влияние процессов упругого разрушения и фильтрации флюидов. Разрушающиеся трещины имеют тенденцию заполняться водой. Более того, вода является важным фак-

тором существования и изменения трещиноватой структуры среды. Поэтому разумно исследовать процесс предразрушения в условиях насыщения разлома водой.

В геофизической литературе проблеме миграции флюидов в окрестности очага землетрясения и влияния флюидов на сейсмический режим уделяется значительное внимание. Этому вопросу был посвящен специальный выпуск журнала *Journal of Geophysical Research* [Hickman et al., 1995]. Основным фактором считается поровое давление, которое согласно (8.8.2) снижает предел прочности. Были проведены полевые наблюдения разломов, выходящих на дневную поверхность [McCaig, 1988; Evans, 1990; Forster et al., 1994]. Эти наблюдения показали, что разломы интенсивно поглощают влагу, особенно в периоды активизации подвижек по ним. Было показано, что внезапный подъем флюидов по разлому может спровоцировать землетрясение. Было высказано предположение [Sleep, Blanpied, 1992, 1994] о том, что повышение порового давления в разломе основано на механизме пластической текучести, при которой происходит затекание пор. Поскольку отток флюида в окружающий массив ограничен, то происходит процесс компакций. Полевые наблюдения подтверждают, что обмен флюидами между разломом и вмещающим массивом ограничен вследствие различных физико-химических процессов, которые запечатывают стенки разлома [Sleep, Blanpied, 1992; Chester et al., 1993]. К аналогичным выводам приводят результаты лабораторных экспериментов [Blanpied et al., 1992]. Сибсон [Sibson, 1990], анализируя геологические данные, предположил, что переход от гидростатического давления к аномально высокому происходит вблизи рассмотренного выше реологического барьера, что согласуется со многими другими независимыми наблюдениями. Он считает, что этот барьер обусловлен процессами метаморфизма и дегидратации. Райс [Rice, 1992] высказал аналогичную точку зрения на процессы в разломах. Он считает, что реологический барьер в разломах связан с процессами пластической текучести. Влиянию миграции флюидов на сейсмический режим посвящены также работы [Miller et al., 1996; Henderson, Moillot, 1997; Yamashita, 1997, 1998].

В цитированных работах Ямашита исследовалась комплексная сейсмо-флюидная модель. В этих работах рассматривались одномерный и двумерный разломы, окруженные непроницаемым массивом горных пород. Для среды разлома задавался предел прочности Кулона-Мора (8.8.2) с учетом порового давления. Разлом был разбит на сегменты площадью $500 \times 550 \text{ м}^2$ с разными прочностными параметрами. Эти сегменты могут разрушаться независимо друг от друга, если в них превышен предел прочности. В плоскости разлома задаются уравнение пьезопроводности, условие непроницаемости на границе и некоторое начальное условие с повышенным поровым давлением на одном из сегментов, находящихся внизу разлома. По мнению автора, повышение давления обусловлено механизмом затекания пор, рассмотренным в работах [Sleep, Blanpied, 1992, 1994]. Далее рассматривались эволюция порового давления и процессы разрушения в отдельных сегментах разлома. Эта модель отражает характерный подход к динамике флюидов в верхней коре в большинстве современных работ по динамике флюидов. Движение флюидов задается априори, и затем рассматривается эволюция пороупругой среды. При этом обходится стороной вопрос о механизме возникновения этого движения. В техногенных процессах роль источника флюидов играет закачка воды в продуктивные скважины при разработке месторождений. Эта закачка является вынуждающим фактором, который и определяет режим техногенных землетрясений. Однако при исследовании природных процессов модель [Yamashita, 1997, 1998] представляется чрезмерно упрощенной. Важно понять не только, как происходит эволюция флюидной системы, но и почему возникает сам этот процесс.

Насыщенность флюидами и их фильтрация играют существенную роль в короткий промежуток времени Δt перед землетрясением, в течение которого возникают предвестники. Комбинируя соотношения (8.10.5) и (7.3.8), получаем

$$\Delta t = \frac{L \tau^*}{10w\mu}. \quad (8.11.1)$$

Время фильтрации Δt связано с масштабом длины L соотношением, вытекающим из уравнения пьезопроводности (8.4.16),

$$L^2 = \kappa_p \Delta t. \quad (8.11.2)$$

Согласно работе [Райс, 1982] входящий в уравнение (8.4.16) коэффициент пьезопроводности $\kappa_p \approx 0,1-1 \text{ м}^2/\text{сек}$. Исключая из (8.11.1) и (8.11.2) время Δt , получаем критическое значение длины очага землетрясения L^*

$$L^* = \frac{\kappa_p \tau^*}{10w\mu}. \quad (8.11.3)$$

При $L \gg L^*$ эффекты фильтрации не оказывают существенного влияния на режим разрушения в очаге. При $L \leq L^*$ фильтрацию следует учитывать.

Будем считать, что на разломе выполняется условие Кулона-Мора (8.8.2), учитывающее поровое давление флюидов. При отсутствии флюидов это выражение дает простой критерий момента возникновения землетрясения. Присутствие водной фазы флюидов несколько осложняет ситуацию, в результате чего разрушение проходит несколько стадий.

В промежутке времени Δt до момента возникновения землетрясения происходит сдвиг по разлому. При сдвиге резко меняется напряженное состояние в окрестности разлома, а в самом разломе и окружающей среде имеют место дилатансионные процессы. Поровое давление и сдвиговое напряжение падают, и, соответственно, приведенное касательное напряжение F опускается ниже своего критического значения. При этом разлом "запирается". Поскольку, кроме трещин, в окрестности очага есть еще водонасыщенные поры, то происходит переток воды из пор в трещины. В самом разломе поровое давление значительно меньше давления в указанной окрестности. Поэтому будет происходить значительный переток флюидов из трещинного пространства среды, вмещающей разлом, в сам разлом. Он будет продолжаться до тех пор, пока поровое давление в разломе не выровняется с поровым давлением окружающего пространства. В какой-то момент увеличение порового давления в разломе в силу эволюционного уравнения (8.4.16) приведет к нарушению равновесия. Далее уже ничто не может сдержать процесс разрушения. Именно в этот момент и происходит основное событие. Процесс "запираания" разлома и фильтрации в него жидкости, заканчивающийся сейсмическим событием, соответствует α -фазе сейсмического режима, описанного в седьмой главе (раздел 7.3.2.4).

Качественный анализ α -фазы позволяет сделать следующий вывод. Эта фаза предразрушения длится очень короткое время, измеряемое часами или сутками. В это время происходят очень интенсивные процессы микроразрушения как в разломе, так и в его ближайшей окрестности. Они сопровождаются наблюдаемым свечением, электромагнитной и акустической эмиссией и другими геофизическими аномалиями. Эти эффекты могут играть роль предвестников землетрясений. Однако не менее важная роль α -фазы состоит в том, что при этом происходит мобилизация флюидов в окрестности очага землетрясения. После сейсмического события в очаге образуется объем флюида под высоким давлением. Далее флюид рассеивается в окружающее пространство в направлении наибольшей проницаемости. Поскольку слабые и средние земле-

трясения происходят практически всегда и повсеместно, то этот процесс существенным образом влияет на флюидный режим верхней коры.

Можно предположить, что состояние предразрушения, соответствующее появлению α -фазы в сейсмическом процессе, тесно связано с флюидным режимом. Переток водного флюида из трещинного пространства, образовавшегося в окрестности очага землетрясения, несколько напоминает переток флюида в двухмасштабной модели Баренблатта [Баренблатт и др., 1960]. Однако в рассматриваемой ситуации динамика флюидов сопровождается изменением трещиноватой микроструктуры среды, т.е. увеличением или уменьшением трещинного пространства. В принципе, это могло бы быть описано уравнениями дилатансии Райса. Однако в теории Райса нет двухмасштабного процесса динамики флюидов. В этом случае для описания указанного явления α -фазы необходимо "сшивать" двухмасштабный процесс дилатансии в окружающей среде с состоянием, предвещающим разрушение в полосе локализации деформаций. Пока неясно, можно ли эту схему реализовать на основе уже существующих определяющих уравнений или требуется принципиально новый подход.

9. Заключение

9.1. Обсуждение основных результатов

В заключении подводятся общие итоги монографии, и формулируется некоторая концепция флюидного режима верхней коры. Авторы поставили перед собой цель исследовать волноводные слои в литосфере и астеносфере, а также трещиноватые структуры и флюидный режим верхней коры. Общий признак, который объединяет эти геологические объекты, состоит в том, что все они представляют собой трещиноватопористые (или просто пористые) насыщенные флюидом зоны. Эти зоны характеризуются затуханием сейсмических волн и повышенной электропроводностью. Поэтому методы их исследования на всех уровнях земной оболочки примерно одинаковы.

Были рассмотрены сейсмические и геоэлектрические характеристики волноводов. Дано описание их распределения по регионам и глубинам – от верхней коры до астеносферы. Детальные сейсмические исследования коры выявили ряд аномальных особенностей в интервале глубин 10 – 25 км (средняя кора при ее мощности 40 – 45 км, и нижняя – при мощности 22 – 25 км). К ним относятся инверсия сейсмических скоростей и повышенная субгоризонтальная расслоенность. Акцент был сделан на изучении именно верхней коры. В этой области волноводы представляют собой реологически ослабленные слои, к которым выполаживаются глубинные разломы и по которым происходят субгоризонтальные подвижки земной коры. Волноводные слои контролируют распределение землетрясений в земной коре. Поэтому их можно считать частью структур разрушения верхней коры.

Суммируя указанные особенности, можно представить обобщенную геологическую модель земной коры следующим образом (рис. 48). В ее средней части имеет место изменение физических и реологических свойств. Там же находятся и зоны инверсии скоростей. Эти аномальные зоны влияют на геодинамические процессы, формирующие структурный план коры. Их роль в динамике земной коры (особенно, верхней коры) очень велика.

Был приведен обзор существующих представлений о природе волноводов и процессах в них. Эти исследования показали, что их существование действительно обусловлено наличием флюидов, обеспечивающих их особые акустические и электрофизические свойства. Как показали лабораторные исследования [Керн, 1982], небольшое содержание флюидов значительно меняет условия метаморфизма горных пород, их трансформацию и режим частичного плавления. Оказывается, что природа волноводов верхней коры и более глубоких частей коры, литосферы и астеносферы – разная.

Соотношение скоростей продольных и поперечных волн в инверсионных зонах и отдельных тонких слоях верхней коры позволяет предположить, что эта неоднородность не связана с изменением состава пород. Основной ее причиной является именно повышенная флюидонасыщенность (свободная вода). Данное предположение хорошо согласуется с повышенной электропроводностью того же интервала глубин и с данными глубокого бурения. Таким образом, закономерное распределение флюидов в коре и верхней мантии, возможно, является главным фактором, влияющим на процессы формирования расслоенности земной коры.

За геологические масштабы времени происходят значительные необратимые деформации земной коры. При этом происходит взаимодействие (механическое, химическое и физико-химическое) флюидов с вмещающими породами. В силу соотношения Био-Терцаги для тензора напряжений и эффекта Ребиндера флюиды влияют на прочностные характеристики горных пород. Само возникновение разломов и волноводов связано с динамикой флюидов.

Определенное внимание в монографии уделено качественному исследованию пороупругих, поровязких и разрушающихся сред, а также процессам фильтрации в этих средах. Приведены без вывода определяющие соотношения, а для пороупругих сред даны различные представления основных уравнений. Показано, что существующие теории разрушения наталкиваются на определенные трудности при описании структур разрушения верхней коры. Приведена дискуссия по поводу доминирующих факторов во флюидном режиме верхней коры. Цель этих качественных рассуждений состоит в том, чтобы выяснить возможность математического моделирования процессов разрушения и динамики флюидов в верхней коре. По объему материала и поставленным целям обзор самих математических моделей выходит за рамки данной монографии.

9.2. Концепция флюидного режима верхней коры

Описанная выше стратификация верхней коры по степени концентрации рудных месторождений свидетельствует о том, что концентрация рудных веществ наиболее интенсивно и быстро происходит в верхнем 3-х километровом слое коры. Это означает, что сам механизм концентрации находится в этом слое. Здесь следует отметить два принципиальных момента.

Если предположить, что флюидная система в этом слое является замкнутой и изолированной (т.е. не взаимодействует с горными породами), то самопроизвольная концентрация любых веществ в этой изолированной системе противоречит второму началу термодинамики, согласно которому энтропия в ней должна возрастать. Действительно, концентрация любых веществ означает понижение энтропии. Отсюда следует, что флюидная система в верхней коре (и, особенно, в верхнем 3-х километровом слое) не может быть изолированной. Существует тесное взаимодействие флюидов с вмещающими породами. Среду трещиноватых пород верхней коры можно рассматривать как большую подсистему, поскольку работа тектонических сил значительно превышает энергию всех флюидных процессов, а масса горных пород также превышает массу флюидов. Именно поэтому и возможно понижение энтропии в малой, флюидной подсистеме, являющейся частью большой системы.

Второй принципиальный момент заключается в следующем. Многие вещества, которые концентрируются в верхних слоях коры, являются мало растворимыми. Поэтому указанное взаимодействие между флюидами и вмещающими породами должно носить характер многократных повторных движений флюидов.

Изложенные положения являются исходной точкой предлагаемой концепции флюидного режима верхней коры [Кузнецов, Каракин, 2002]. Далее задача сводится к нахождению конкретного механизма (или механизмов) этого взаимодействия. Смысл монографии заключается в том, чтобы продвинуться (насколько это возможно) в указанном направлении и очертить круг возникающих проблем.

Определенный интерес представляет концепция В.Н. Николаевского. Она дала качественное объяснение факту существования волноводов, листрических разломов и трещиноватой структуры верхней коры. Однако концепция сформулирована на эвристическом уровне и недостаточна для построения геомеханических моделей волноводов и листрических разломов. Несколько с другой стороны к этой проблеме подошел С.С. Григорян, который изложил известные феноменологические соотношения сейсмологии на языке механики разрушения. Его интерпретация позволяет глубже понять геомеханическую природу процессов, происходящих вблизи очага землетрясений и в разрушающейся среде верхней коры. В частности, предвестниковые явления интерпретируются как некоторое предварительное разрушение трещиноватой среды (предразрушение), при котором она еще сохраняет свойства сплошной среды.

Оба эти подхода позволяют предположить особое место дилатансионных процессов во флюидном режиме верхней коры [Кузнецов, Каракин, 2002]. Их роль в геологических процессах известна давно со времен Рейнольдса, открывшего это явление. В геологической и геофизической литературе это явление изучается с разных сторон [Файф, 1981; Николаевский, 1984a,b, 1996]. Его иногда называют тектоническим нагнетанием. В данной монографии было показано, что именно дилатансия, а также упругая консолидация и вязкая компакция в трещиноватых зонах, играют важную роль в качестве вынуждающего фактора миграции флюидов в верхней коре на большие расстояния. По своей интенсивности и масштабам действия эти процессы, скорее всего, являются доминирующими, по крайней мере, для континентальной коры. При этом совсем не отрицается роль других механизмов динамики флюидов: тепловой конвекции в окрестности магматических очагов и интрузий, а также различных физико-химических процессов на малых расстояниях.

Дилатансия трещиноватой зоны является принципиальным моментом (мотором) в динамике флюидов. Конкретная реализация этого механизма зависит от глубины расположения, масштабов и геометрии трещиноватой зоны, а также от тектонической и геологической обстановки данного региона. Чем больше размер и глубже расположена данная структура разрушения, тем больше ее характерное время движения и большая масса флюида вовлечена в миграционный процесс. Самой крупной структурой разрушения верхней коры являются коровые волноводы в ней. Была разработана их математическая модель [Каракин, 1990a, 2001; Каракин, Камбарова, 1997]. Было показано, что в этих волноводах могут возникать автоколебательные и автоволновые процессы с периодами от тысяч до многих десятков тысяч лет.

Далее по иерархии идут листрические и глубинные разломы. Последние достигают низов коры и проникают в мантию. Пространство между ними в верхней коре заполняют более мелкие разломы и трещиноватые зоны. Их колебания происходят более часто, а зона влияния ограничивается объемом, имеющим линейный размер соответствующего разлома или трещины. Каждый из элементов этой трещиноватой структуры действует в соответствии со своими собственными законами. В то же самое время он взаимодействует с элементами более высокого и низкого масштабных уровней. В целом эта система "дышит" и несколько напоминает кровеносную систему человека с той лишь разницей, что у каждого разлома есть свое собственное сердце. Этим сердцем являются дилатансионные процессы, возникающие при средних и мелких землетрясениях. Крупные землетрясения происходят в гигантских разломах, опоясывающих Землю. Они являются следствием глобальных геодинамических процессов, однако, мало влияют на флюидный режим верхней части континентальной коры.

Обычно дилатансионные процессы не действуют сами по себе в чистом виде. Главное движение флюидов происходит тогда, когда режим дилатансии заканчивается и начинается консолидация трещиноватой среды, сопровождающаяся выталкиванием флюида во внешнюю зону с последующей фильтрацией в окружающем пространстве. В комбинации с другими процессами этот механизм имеет сложную, многофакторную и многовариантную природу. Именно по этой причине его трудно распознать и исследовать как геофизическими средствами наблюдения, так и с помощью математического моделирования.

Вполне возможно, что именно по указанным причинам он оказался мало изученным и непонятым, хотя ему посвящено достаточное количество литературы. В этой связи был проведен анализ определяющих соотношений и некоторых условий на внутренних границах пористых деформируемых сред. В частности, исследованы три состояния – пороупругое, поровязкое и состояния разрушения упругой среды при развитии в ней рассеянной трещиноватости, а также при наличии поверхности разрыва. Эти

исследования необходимы для того, чтобы представить себе, насколько успешным может быть математическое моделирование процессов в верхней коре.

Более или менее удовлетворительными являются математические модели разломов планетарного (или крупного регионального) масштаба. В этих моделях рассматривается скольжение по поверхности разрыва с заданным законом скольжения. Есть модели нижней части коры в тектонически активных регионах, характеризующихся интенсивным магматизмом. Эти модели основаны на гидродинамике многофазных сред.

Что же касается верхней коры, то наиболее развитым и экспериментально обоснованным направлением в механике разрушения является изучение поведения пород в скважинах, выработках и шахтах (а также на лабораторных установках) при нормальных термодинамических условиях. Мы достаточно хорошо знаем законы разрушения на уровне одиночной трещины. Однако экстраполяция этих результатов на большие масштабы представляется весьма проблематичной.

Оказывается, что существующие подходы в механике разрушения трещиноватой среды мало применимы к условиям верхней коры. Трудности возникают при попытках моделирования процесса разрушения в хрупкой среде разломов верхней и средней коры, в которой происходит взаимодействие множества трещин. Учет указанного взаимодействия приводит к качественно новым законам разрушения на локальном уровне. В частности, вблизи разломов непосредственно до и после момента магистрального разрыва могут возникать тонкие эффекты, которые неизвестны в механике одиночных трещин. Определяющие соотношения разрушающейся среды в масштабах коры за геологические промежутки времени в некоторых случаях существенно отличаются от определяющих соотношений, полученных в лабораторных экспериментах. Например, ни одна из существующих теорий разрушения трещиноватой среды пока не в состоянии удовлетворительно объяснить возникновение и существование листрических разломов и волноводов верхней коры. Эти соображения необходимо учитывать при моделировании процессов в структурах разрушения верхней коры.

9.3. Приложения

Из рассмотренной выше концепции вытекают некоторые следствия, имеющие практическое значение. Понимание происхождения, структуры и динамики волноводов и других ослабленных зон верхней коры весьма существенно с точки зрения решения многих недропользовательских и геоэкологических проблем. Очевидно, что проницаемые ослабленные зоны являются главными проводниками миграции различных флюидов. С флюидным режимом в этих зонах связаны многие ключевые моменты процессов образования полезных ископаемых.

Проблема образования углеводородных (УВ) месторождений имеет давнюю историю. В западной литературе доминирующей является концепция органического происхождения залежей УВ промышленного масштаба. В России еще сильны позиции сторонников неорганической теории. Очевидно, что данная проблема сводится к соотношению интенсивности ювенильных и метеорных потоков флюидов. В монографии проведен анализ этих потоков. Было показано, что интенсивность метеорных потоков примерно на три порядка превышает интенсивность ювенильных флюидов. Это свидетельствует в пользу теории органического происхождения УВ. Другими словами, газовые и нефтяные месторождения образуются в результате повторных движений водных флюидов в верхней коре.

Можно предположить, что на протяжении фазы компакций флюиды из волновода отжимаются вверх. По мере продвижения флюиды могут упираться в непроницаемые антиклинальные структуры (ловушки) и генерировать аномально высокие давления

(АВПД). Обычно ловушки образованы антиклинальными складками непроницаемых пород. Если в восходящие потоки флюидов попадают концентрированные углеводороды, то возникают условия для образования их месторождений. В тех случаях, когда свод антиклинальных структур рассечен сетью разрывных нарушений, то по этим разломным зонам флюиды устремляются вверх и выбрасываются на дневную поверхность, образуя газовые выбросы или грязевые вулканы. Согласно предложенной гипотезе реально существующие нефтегазоносные поля и грязевые вулканы имеют общую природу. Единственное отличие грязевых вулканов состоит в том, что у них ловушки нарушены. Это объясняет расположение грязевых вулканов вдоль разломов и на склоне шельфа во флексурной зоне, где непроницаемые слои больше всего подвергаются разрушению. Аналогичным образом возникают и газогидратные месторождения, которые, возможно, содержат значительные запасы углеводородов [Гинсбург, Соловьев, 1994]. Для их образования необходимы соответствующие термодинамические условия.

Сходный вывод можно сделать и относительно механизмов образований рудных месторождений. Он заключается в том, что повторные движения метеорных вод играют большую роль в образовании рудных месторождений, чем это предполагалось до сих пор.

Интенсивные флюидные процессы происходят везде, где есть тектонические движения, разломы и другие трещиноватые, проницаемые зоны, умеренная сейсмичность и соответствующие флюиды. Никаких иных особых условий не требуется. Для образования месторождений необходимы источник полезного вещества и условия его сохранения (например, нефтяные и газовые ловушки). Сейсмичность необходима для того, чтобы ускорить химические и физико-химические процессы преобразования вещества [Черский и др., 1985; Иванов и др., 1978]. Механо-химический эффект может иметь место даже при отсутствии явно выраженной сейсмичности. Например, рост мелких трещин происходит при увеличении рассеянной трещиноватости, которая проявляется в акустической эмиссии.

Изложенную гипотетическую схему в целях наглядности можно выразить образным языком. Волноводы и разломы верхней коры представляют собой геологическую кухню, на которой происходят важнейшие процессы концентрации и преобразования минералов и растворенных веществ верхней коры. Шеф-поваром этой кухни, который готовит указанные блюда, являются тектонические движения (в основном горизонтальные), создающие сдвиговые смещения в трещиноватых зонах. У шеф-повара есть поваренок – умеренные и слабые сейсмические подвижки. Флюиды, мигрирующие на значительные расстояния по вертикали и горизонтали, играют роль услужливого официанта, который разносит готовые блюда (углеводородные и рудные вещества) до ресторанных столиков, т.е. до их месторождений.

Если волноводы и разломы верхней коры являются главными геологическими структурами, где происходит преобразование и перенос углеводородного и рудного вещества, то они сами по себе и процессы в них должны быть объектами внимания в различных технологиях прогноза, поиска и разведки полезных ископаемых. Приведенный выше (с элементами юмора) образ показывает, что связи между различными фазами процессов преобразования и переноса веществ являются достаточно сложными и неоднозначными. Поэтому для повышения эффективности указанных технологий необходимы специализированные объектно-ориентированные научные исследования.

Скорости естественного движения флюидов в верхней коре за геологические промежутки времени настолько малы, что эти движения трудно определять инструментальными методами. Об их интенсивности можно судить по изгибам кривой геотермы, по времени реанимации отработанных месторождений нефти и газа, по естественным выбросам воды и нефти, а также по другим косвенным проявлениям. Тем не менее, ва-

жен сам факт наличия этих движений. Представляют интерес также их направленность (вверх или вниз) и наблюдаемые эффекты.

В силу сказанного особое значение принимают методы математического моделирования. Модели динамики волноводов и разломов были предложены в работах [Каракин, 1990а, 2001; Каракин, Камбарова, 1997]. Для практических целей важно понимать суть флюидных процессов в зонах над волноводами. Первые шаги в этом направлении были предприняты в работе [Дмитриевский и др., 2000] и серии других аналогичных работ. В этой работе рассматривалась динамика газожидкостной смеси в трещиноватой пороупругой среде над волноводом. При этом предполагалось, что газовый импульс идет из волновода. Меняя положение и форму импульса, можно рассчитать движение газовой фазы в неоднородной трещиновато-пористой среде и смоделировать процесс образования газовых месторождений.

Экологические аспекты проблемы динамики флюидов в верхней коре не менее важны, хотя и не столь очевидны. Важный аспект этой проблемы связан с проблемой захоронения радиоактивных (РАО), промышленных и других токсичных отходов. Очевидно, что если есть возможность перерабатывать указанные отходы, то лучше это делать, чем их захоранивать. Однако иногда возникают непредвиденные катастрофические ситуации. Кроме того, захоронение уже переработанных (например, переведенных в твердое состояние) отходов все равно требует мониторинга за длительное время и гидрологической изоляции отходов. Проблема заключается в том, что время распада радиоактивных элементов достаточно велико. Поэтому соответствующие геоэкологические мероприятия планируются на большой промежуток времени (до 10 тыс. лет), превышающий время жизни одного поколения. Никакие инженерные или инженерно-геологические сооружения при существующем уровне техники и научной мысли не могут планироваться на такие интервалы времени.

В этой ситуации может иметь значение знание флюидного режима волноводов верхней коры и листрических разломов. Характерное время эволюции этих геологических объектов может оказаться соизмеримым со временем существования предполагаемых инженерных сооружений. В этих условиях могут быть приняты некоторые разумные инженерные решения. Например, атомные станции и места захоронения РАО можно будет строить в районе нисходящих флюидных потоков, возникающих в результате динамики волноводов или листрических разломов. В случае непредвиденных катастрофических ситуаций нуклиды будут увлекаться флюидами вниз, а не вверх.

Скопления газогидратов на шельфах океанов являются не только источником углеводородного сырья, но и могут привести и к серьезным экологическим последствиям. При изменении термодинамических условий они легко превращаются в газ. Поскольку запасы газогидратов гигантские, то указанные последствия могут носить глобальный характер. Особенно опасны внезапные резкие изменения климата и океанских течений. В частности, глобальное потепление климата может изменить структуру океанских течений и привести к выбросу метана в атмосферу, что в свою очередь может создать парниковый эффект. Все эти процессы, влияя друг на друга, могут происходить в нарастающем, лавинообразном режиме.

Как уже отмечалось ранее, природа является очень "расточительной и неорганизованной дамой". Большая часть углеводородного вещества уходит в атмосферу и лишь его сравнительно небольшая часть оседает в месторождениях. В этой связи следует обратить внимание на Антарктиду и Гренландию, которые покрыты вечным льдом. Процессы преобразования и миграции флюидов в этих регионах идут точно так же, как и на других континентах. Однако ледник радикально меняет флюидный режим у самой поверхности. Газ на границе порода-лед переходит в газогидратное состояние и делает породы непроницаемыми. При этих условиях природа из "безалаберной дамы" превращается в "скупую

го рыцаря". Углеводородные флюиды не в состоянии просочиться на поверхность и остаются в недрах. По этой причине в указанных регионах следует ожидать (по крайней мере, теоретически) наличие гигантских углеводородных месторождений, превосходящих по своим запасам все известные месторождения мира. Однако у этих месторождений есть одна особенность. Их разработка в небольших объемах экономически не целесообразна. Промышленное освоение этих регионов в больших масштабах грозит глобальной экологической катастрофой. Этот факт заставляет по-новому подойти к проблемам национальной принадлежности и промышленного освоения Антарктиды.

Для того чтобы все эти выводы сделать более убедительными (или опровергнуть их), необходимы более глубокие исследования на уровне математического моделирования, тонких экспериментов и систематических наблюдений. Эти исследования требуют больших ресурсов (финансовых, материальных и людских). По своим масштабам и затратам они превышают возможности любой страны. Поэтому необходимы соответствующие международные проекты.

9.4. Итоги

Подводя итоги, можно представить основные выводы в виде тезисов, которые в сжатой форме отражают содержание книги.

1. Приведены данные о волноводах в литосфере и астеносфере, а также о трещиноватых структурах и флюидном режиме верхней коры.

2. Дан обзор существующих представлений о волноводах литосферы и астеносферы, структурах разрушения верхней коры и происходящих в них процессах.

3. Дан анализ определяющих соотношений пороупругих, поровязких и разрушающихся сред.

4. Проведенный анализ показал, что, по всей вероятности, наибольшей интенсивностью обладает дилатансионный механизм движения флюидов в верхней коре, который дает наибольший градиент порового давления. Он является наиболее вероятным кандидатом на роль доминирующего механизма переноса флюидов в верхней коре, особенно, в холодных и тектонически спокойных регионах. При этом не исключается возможность существования и других механизмов движения флюидов.

5. На пути математического моделирования динамики флюидов в верхней коре есть объективные трудности. Однако отсутствие универсальных определяющих соотношений деформируемой и разрушающейся среды не является препятствием для практического приложения результатов этого моделирования. Это связано с тем, что методы измерения напряженно-деформированного состояния и динамики флюидов (необходимые для проверки моделей) содержат объективную информацию, которая может быть использована при решении различных прогнозно-поисковых и других прикладных задач.

Литература

Азбель И.Я., Кейлис-Борок В.И., Яновская Т.Б. Методика совместной интерпретации годографов и амплитудных кривых при изучении верхней мантии // Вычислительная сейсмология. М.: Наука. 1966. Вып. 2. С. 3 – 45.

Акрамходжаев А.М., Ситдииков Б.Б. Возбужденный характер Газлийских землетрясений, прогноз землетрясений газлийского типа и меры по их предотвращению // Тез. совещ. Опыт изучения Газлийских землетрясений и направления дальнейших исследований. Ташкент: ФАН. 1985. С. 59 – 60.

Акрамходжаев А.М., Ситдииков Б.Б., Бегметов Э.Ю. О возбужденном характере Газлийских землетрясений в Узбекистане // Узбекский геол. журнал. 1984. № 4. С. 17 – 19.

Алейников АЛ., Егоркин А.В., Немзоров Н.И. Прогноз вещественного состава земной коры по данным ГСЗ // Советская геология. 1990. № 10. С. 91 – 97.

Алексеев А.С., Гельчинский Б.Я. О лучевом методе вычислений полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами раздела // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Изд-во ЛГУ. 1959. Т.3. С. 11 – 37.

Алексеев А.С., Бурмаков Ю.А., Стайков П.П. Постановка и решение некоторых задач объемной сейсмологии // Применение численных методов в исследовании литосферы. Под ред. Алексеева А.С. Новосибирск: СО АН СССР. 1982. С. 15 – 23.

Астапенко В.Н., Файнберг Э.Б. Природа коровой аномалии электропроводности Белорусской антеклизы // Физика Земли. 1999. № 5. С. 54 – 60.

Баранова Е.П., Косминская И.П., Павленкова Н.И. Результаты переинтерпретации материалов ГСЗ по Южному Каспию // Геофизический журнал. 1990. Т. 12. № 5. С. 60 – 67.

Баранова Е.П., Краснопевцева Г.В., Павленкова Н.И., Раджабов М.М. Альпийская геосинклиналь Кавказа // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР (Отв. ред. Зверев С.М., Косминская И.П.) М.: Наука. 1980. С. 110 – 116.

Баренблатт Г.И. О равновесных трещинах, образующихся при хрупком разрушении. Устойчивость изолированных трещин. Связь с энергетическими теориями // ПММ. 1959. Т. XXIII. № 5. С. 893 – 900.

Баренблатт Г.И. Нелинейная фильтрация – прошлое, настоящее и будущее. Проблемы фильтрации и механика процессов повышения нефтеотдачи. Сборн. (Ред. П.Я. Кочина, П.Я., Ентов В.М.) М.: Наука. 1987. С. 15 – 27.

Баренблатт Г.И., Желтов Ю.П., Кочина И.М. Об основных представлениях теории фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых породах // Прикладная математика и механика. 1960. Т. 24. № 6. С. 852 – 864.

Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра. 1975. 125 с.

Белоусов В.В. Эндогенные режимы материков. М.: Недра. 1978. 232 с.

Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. 1989. № 3. С. 3 – 14.

Белоусов В.В., Павленкова Н.И., Квятковская Г.Н. (ред.). Глубинное строение территории СССР. М.: Наука. 1991. 224 с.

Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Делимость земной коры и палеонапряжения в сейсмоактивных и нефтегазоносных регионах Земли. М.: ОИФЗ РАН. 1997. 319 с.

Белоусов Т.П., Куртасов С.Ф., Мухамедиев Ш.А. Методы обработки и результаты интерпретации данных о трещиноватости горных пород. М.: ОИФЗ РАН. 1994. 104 с.

Белоусов Т.П., Шолохов В.В., Энман С.В. Геодинамика и сейсмоструктура Ставропольского края. М.: ОИФЗ РАН. 2000. 184 с.

Белявский В.В., Бурахович Т.К., Кулик С.Н., Сухой В.В. Электромагнитные методы при изучении Украинского щита и Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Общество «Знание» Украины. 2001. 227 с.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Лебедева И.А., Барашков И.С. Магнитотеллурическое зондирование коровых проводящих зон // Физика Земли. 1984. № 9. С. 50 – 56.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастуцан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. Москва: Диалог-МГУ. 1997. 161 с.

Берзин Р.Г., Павленкова Н.И. Сопоставление данных методов отраженных и преломленных волн по профилю Кемь-Ухта // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Феноскандинавского щита: профиль Кемь-Ухта. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН и МПР. 2001. С. 64 – 77.

Берзин Р.Г., Аккуратова Л.Л., Керимова И.К. Тектонофизическая модель земной коры Южного Урала по геотраверсу Урал-Сейс. Монография «Глубинное строение и геодинамика Южного Урала». Тверь: Изд. ГЕРС. 2001. С. 215 – 222.

Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможная Н.Г., Андрущенко Ю.Н., Ступак В.М. Геофизические исследования по региональному профилю 4В Свекалапко. // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Феноскандинавского щита: профиль Кемь-Ухта. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН и МПР. 2001. С. 39 – 63.

Берзон И.С., Вейцман П.С., Пасечник И.П., Ратникова И.А. Сейсмические волновые поля для тонкослоистых моделей перехода от коры к мантии. Геофизический сборник АН УССР. Киев: Наукова Думка. 1969. № 31. С. 12 – 20.

Бессонова Э.Н., Ситникова Г.А., Фишман В.М. Решение обратной кинематической задачи ГСЗ методом $\tau(p)$ // Вычислительная сейсмология. М.: Наука. 1973. Вып. 6. С. 28 – 40.

Боли Б, Уэйнер Дж. Теория температурных напряжений. М.: Мир. 1964. 617 с.

Булина Л.В. Характерные черты распределения нижних кромок намагниченных тел на территории СССР // Магнитные аномалии земных глубин. Киев: Наукова думка. 1976. С. 137 – 151.

Бурмин В.Ю. Определение скорости распространения сейсмических волн в волноводе по годографу рефрагированных волн // Физика Земли. 1978. № 7. С. 86 – 89.

Вагин С.А., Варданыц И.Л., Ковтун А.А., Коквина Е.Л., Моисеев О.Н., Савельев А.А., Успенский Н.И. Магнитотеллурические зондирования в интервале периодов 10-3-10-4 с на Мурманском блоке Кольского полуострова и в центральной Карелии // Физика Земли. 1985. № 6. С. 48 – 56.

Ваньян Л.Л. Электропроводность земной коры в связи с ее флюидным режимом. Коровые аномалии электропроводности. Л.: Наука. 1984. С. 27 – 34.

Ваньян Л.Л. Электромагнитное зондирование. М.: Научный мир. 1987. 218 с.

Ваньян Л.Л. О природе электропроводности активизированной земной коры // Физика Земли. 1996. № 6. С. 93 – 95.

Ваньян Л.Л. Проводящий слой в земной коре Центральной Финляндии: миф или реальность? // Физика Земли. 1999. № 3. С. 62 – 64.

Ваньян Л.Л., Павленкова Н.И. Слой пониженной скорости и повышенной электропроводности в основании верхней части земной коры Балтийского щита // Физика Земли. 2002. № 1. С. 1 – 9.

Ваньян Л.Л., Шиловский П.П. Глубинная электропроводность океанов и континентов. М.: Наука. 1983. 86 с.

Ваньян Л.Л., Егоров И.В., Окулесский Б.А., Осипова И.Л. Глубинная

электропроводность древних платформ // Геомагнитные исследования. 1982. Вып. 29. С. 21 – 25.

Вейс В., Юкава С. Критическая оценка механики разрушения // Прикладные вопросы механики разрушения. Труды конференции АОИМ. Чикаго. США. 1964. М.: Мир. 1968. С. 25 – 63.

Волейшо В.О. Условия возникновения Газлийских землетрясений // Тез. совещ. Опыт изучения Газлийских землетрясений и направления дальнейших исследований. Ташкент: ФАН. 1985. С. 65-66.

Вольвовский И.С., Бакман П.М. Исследования строения земной коры методом ОГТ. (Регион. развед. и промысл. геофизика. Обзор). М.: ВИЭМС. 1982. С. 38.

Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С., Епинатьева А.М., Карус Е.И. Корреляционный метод преломленных волн. М.: Изд. АН СССР. 1952. 239 с.

Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Листрические разломы в Припятском палеорифте // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48 – 60.

Гейликман М.Б., Писаренко В.Ф. О самоподобии в геофизических явлениях // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. С. 109 – 131.

Геотраверс «Гранит»: Восточно-Европейская платформа, Урал, Западная Сибирь. Екатеринбург (ред. С.Н. Кашубин). 2002. 311 с.

Гервер М.Л., Маркушевич В.М. Определение сейсмических скоростей по годографам // Вычислительная сейсмология. М.: Наука. 1967. Вып. 3. С. 18 – 36.

Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М. Конвективная неустойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука. 1972. 292 с.

Гильберштейн П.Г., Иксанов А.Я., Каплан С.А., Козлов А.С. Изучение глубинно-скоростной модели литосферы по данным сейсморазведки МОГТ на профиле Урал-Сейс. Монография «Глубинное строение и геодинамика Южного Урала». Тверь: Изд. ГЕРС. 2001а. С. 102 – 106.

Гильберштейн П.Г., Каплан С.А., Козлов А.С. Развитие методики интерпретации в глубинной сейсморазведке МОГТ. Монография «Глубинное строение и геодинамика Южного Урала». Тверь: Изд. ГЕРС. 2001б. С. 92 – 101.

Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. Санкт-Петербург: ВНИИОкеанологии. 1994. 199 с.

Глоговский В.М., Мешбей В.В., Цейтлин М.И. Алгоритм построения параметров слоистой среды по взаимным точкам годографов отраженных волн. Разведочная геофизика. М.: Недра. 1979. Вып. 86. С. 30 – 40.

Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Ухта. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН и МПР. 2001.

Григорьев С.М. Роль воды в образовании земной коры (дренажная оболочка земной коры). М.: Недра. 1971. 261 с.

Григорян С.С. Некоторые вопросы математической теории деформирования и разрушения твердых горных пород // ПММ. 1967. Т. 31. Вып. 4. С. 643 – 669.

Григорян С.С. О некоторых работах по разрушению хрупких тел в динамических условиях // Изв. АН СССР. МТТ. 1977. № 1. С. 173 – 181.

Григорян С.С. О механизме возникновения землетрясений и содержании эмпирических закономерностей сейсмологии // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 5. С. 1094 – 1101.

Голод М.И., Клабуков Б.Н., Гришин А.С. Глубинная электропроводность Карельской части Балтийского щита. // Глубинная электропроводность Балтийского щита. КФ АН СССР. 1986. С. 7 – 18.

Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. Киев: ИГФ НАНУ.

1998. 85 с.

Гордиенко В.В., Завгородняя О.В., Якоби Н.М. Тепловой поток континентов. Киев: Наукова думка. 1982. 184 с.

Гохберг И.А., Гуфельд И.Л., Добровольский И.П., Нерсесов И.Л. Процессы подготовки, признаки и предвестники коровых землетрясений // Физика Земли. 1983. № 2. С. 59 – 67.

Гудман Р. Механика скальных пород. М.: Стройиздат. 1987.

Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения. М.: Мир, 1979. 251 с.

Дмитриевский А.Н., Каракин А.В., Баланюк И.В. Концепция флюидного режима в верхней коре (гипотеза корового волновода). // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 4. С. 534 – 536.

Добрынин В.Н., Кузнецов О.Л. Термоупругие процессы в породах осадочных бассейнов. М.: ОНТИ ВНИИГеосистем. 1993. 480 с.

Драйвус Г., Ягоуц Э., Венке Х. Вода в мантии Земли // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 1. С. 269 – 275.

Дьяконова А.Г. Особенности глубинного строения Среднего и Южного Урала по магнитотеллурическим данным // Материалы научно-производственной конференции. Екатеринбург. 1996. С. 9 – 11.

Егоркин А.В. Строение и свойства верхней мантии // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука. 1980. С. 101 – 180.

Егоркин А.В. Совместное использование записей продольных и поперечных волн при наблюдениях на длинных профилях. // Достижения в проблемы современной геофизики. М.: Наука. 1984. С. 80 – 88.

Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука. 1991. С. 18 – 135.

Егоркин А.В. Глубинные сейсмические исследования с трехкомпонентной регистрацией смещения почвы // Физика Земли. 1999а. № 7 – 8. С. 44 – 64

Егоркин А.В. Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах // Физика Земли. 1999б. № 7 – 8. С. 114 – 130.

Егоркин А.В., Костюченко С.Л. Неоднородность строения верхов мантии // Глубинное строение территории СССР. Отв. ред. В.В. Белоусов и др. М.: Недра. 1991. С. 135-143.

Егоркин А.В., Зюганов С.К., Чернышев Н.М. Верхняя мантия Сибири // Геофизика. 27-ой МГК. С. 08. М.: Наука. 1984. С. 27 – 42.

Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Романюк Т.В., Солодилов Л.Н. Структура верхней мантии по профилю Байкал-Ямал «Рифт», полученная с применением мирных ядерных взрывов // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 9. С. 66 – 76.

Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука. 1979. 101 с.

Зверев С.М., Косминская И.П., Тулина Ю.В. (ред.). Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Анголо-Бразильском геотраверзе. М.: Нац. Геофиз. Комитет. 1996. 150 с.

Иванов С.Н. Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры // Ежегодник. Основные результаты работ 1969 г. АН СССР. Свердловск: Уральский фил. Ин-т геологии и геохимии. 1970. С. 212 – 233.

Иванов С.Н. Отделитель (о природе и значении геофизической границы К1) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 2. С. 428 – 431.

Иванов В.В., Карус Е.В., Кузнецов О.Л., Царев В.П., Чахмахчев В.Г., Чиркин И.А. О возможной роли динамики напряженного состояния земной коры в формировании и размещении залежей нефти и газа. Докл. АН СССР, 1978. Т. 239. № 4. С. 930 – 933.

Ильченко Т.В. Скоростная модель земной коры Украинского щита вдоль

- геотраверса VIII (Рени-Кривой Рог) // Геофизический журнал. 1987. № 1. С. 44 – 51.
- Ильюшин А.А. Об одной теории длительной прочности // Изв. АН СССР МТТ. 1967. № 3. С. 21 – 35.
- Калинин Н.И., Кузин И.Г. Возбужденная сейсмичность, условия и возможный механизм возникновения плотинных землетрясений // Гидротехническое строительство. 1982. № 6. С. 12 – 16.
- Каракин А.В. К выводу основных уравнений механики тающего льда // Физика льда и ледотехника. Якутск: Якутский филиал СО АН СССР. 1974. С. 87 – 97.
- Каракин А.В. Модель движения флюидов в земной коре за геологические отрезки времени // Математическое моделирование. 1990а. Т. 2. № 3. С. 31 – 42.
- Каракин А.В. Модели флюидодинамики земной коры с неупругим скелетом // Физика Земли. 1990b. № 2. С. 3 – 15.
- Каракин А.В. Общая теория компакции при малой пористости. // Физика Земли. 1999. № 12. С. 13 – 26.
- Каракин А.В. Математическая модель корового волновода. "Российский журнал наук о Земле. Онлайн-электронный журнал". 2001. Октябрь. Т. 3. № 4. Русская версия: http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/v03/v03con_r.htm. Англоязычная версия: Russian Journal of Earth Science. 2001. V. 3. # 4: <http://ries.wdcb.ru> or <http://www.agu.org/WPS/rjes/>.
- Каракин А.В., Камбарова Г.Н. Динамическая модель коровых волноводов // Геоинформатика. 1997. № 4. С. 10 – 17.
- Каракин А.В., Левитан С. Ю. Моделирование флюидодинамических процессов в горных породах с вязким скелетом. В сб.: "Математическое моделирование геологических процессов". М.: ВНИИГеосистем. 1993. С. 17 – 32.
- Каракин А.В., Лобковский Л.И. Механика пористой двухфазной астеносферы // Изв. АН СССР. МЖГ. 1979. № 6. С. 53 – 63.
- Каракин А.В., Каракин С.А., Камбарова Г.Н. Движения грязевой смеси по каналу грязевого вулкана // Физика Земли. 2001. № 10. С. 42 – 55.
- Карбонель Р., Павленкова Н.И. Волновые поля от гетерогенных пачек. Тезисы докладов Международного совещания "50 лет ГСЗ: прошлое, настоящее, будущее". 19 – 22 мая. М: ОИФЗ РАН. 1999.
- Карпинский А.П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России // Горный журнал. 1883. Вып. 3. № 9.
- Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России // Известия АН. 1894. № 1.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 262 с.
- Кассин Н.Г. Очерк тектоники Казахстана // Пробл. Сов. Геологии. 1934. Вып. 2. № 6.
- Кашубин С.Н., Кашубина Т.В., Карбонель Р., Миши Д. Обработка и интерпретация материалов ГСЗ по профилю Урал-Сейс. Монография «Глубинное строение и геодинамика Южного Урала». Тверь: Изд. ГЕРС. 2001. С. 114 – 120.
- Качанов Л.М. О времени разрушения в условиях ползучести // Изв. АН СССР Механика и машиностроение. 1958. № 8. С. 26 – 31.
- Качанов Л.М. Основы механики разрушения. М.: Наука. 1974. 311 с.
- Керчман В.И. Задачи консолидации и связанной термоупругости для деформируемого пространства // МТТ. 1976. № 1. С. 45 – 54.
- Ковтун А.А., Моисеев О.Н., Успенский Н.И. Проводящие зоны в земной коре на Балтийском щите по данным магнитотеллурического зондирования в диапазоне 1-100 Гц // Вопросы геофизики. Л.: ЛГУ. 1986. Вып. 31. С. 3 – 16.
- Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданянц И.Л., Коквина Е.Л., Успенский Н.И.

Магнитотеллурические исследования строения коры и мантии восточной части Балтийского щита // Физика Земли. 1994. № 3. С. 32 – 36.

Ковтун А.А., Вагин С.А., Варданянц И.Л., Легенькова Н.П., Смирнов Н.Ю., Успенский Н.И. Особенности геоэлектрического строения коры и мантии вблизи сейсмического профиля 4В по данным магнитотеллурического зондирования // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Феноскандинавского щита: профиль Кемь-Ухта. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН и МПР. 2001. С. 81 – 93.

Козловский Е.А (Ред.). Кольская сверхглубокая. М.: Недра. 1984. 440 с.

Колдоба А.В., Пергамент А.Х., Повещенко Ю.А, Симус Н.А. Напряженно-деформированное состояние пористой среды, вызванное флюидацией жидкости // Математическое моделирование. 1999. Т. 11. № 10. С. 1 – 16.

Кондауров В.И., Никитин Л.В. Теоретические основы реологии геоматериалов. М.: Наука. 1990. 206 с.

Кондауров В.И., Мухамедиев Ш.А., Никитин Л.В., Рыжак Е.И. Механика разрушения горных пород. М: ИФЗ АН СССР. 1987. 218 с.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 175 с.

Краснопевцева Г.В. Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями в земной коре. Региональная, разведочная и промысловая геофизика. Обзор. М.: ВИЭМС. 1978. 40 с.

Краснопевцева Г.В. Промежуточный слой земной коры территории СССР по данным региональных сейсмических исследований // Геодинамические исследования, Проблемы глубинной геологии территории СССР. Обзор. М.: ВИЭМС. 1988. № 12. С. 49 – 60.

Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Боровский Л.В. Геолого-геофизические критерии глубинного прогнозирования по данным изучения сверх-глубоких скважин // Методы и практика исследований глубинного строения недр. Л.: Наука. 1987. С. 97 – 114.

Крутиховская З.А. Проблемы создания магнитной модели земной коры древних щитов // Геофизический сборник. 1976. № 73. С. 3 – 29.

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С. и др. Детальные глубинные сейсмические исследования в Верхнеангарском районе Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1990. № 7. С. 17 – 27.

Кузнецов О.Л., Каракин А.В. Концепция трещиноватой структуры и флюидного режима в верхней коре // Геоинформатика. 2002. № 3. С. 11-15.

Кузнецов О.Л., Григорян С.С., Каракин А.В. и др. Изучение и мониторинг НДС ГС нефтегазовых районов Татарстана с целью изучения влияния техногенного воздействия на сейсмический режим. Отчет по договору № 6/93 от 01.01.1993 г. 1994. М.: ООО "Новая механика", ВНИИгеосистем. 161 с.

Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р. Исследования литосферы докритическими отраженными волнами. М.: Наука. 1993. 224 с.

Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р., Семенова Г.И. Литосфера Евразии. М.: Сов. радио. 1992. 212 с.

Лебедев Е.Б., Кадик А.А. Зебарин А.М., Дорман А.М. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 5. С. 1090 – 1093.

Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4 – 15.

Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука. 1992. 231 с.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной

литосфере и проблемы металогении // Проблемы глобальной геодинамики (Отв.ред. Д.В. Рунквист). ГЕОС. 2000. С. 204 – 224.

Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Гаврилов И.А., Дворецкая Л.М., Калинин К.А., Матвеева Н.Н., Платоненко Л.Н., Романенко Н.Г. Глубинный разрез земной коры центральной Карелии и его сейсмическая модель // Геофизические исследования на Балтийском щите. Л.: Записки ЛГУ. Т. 13. 1981. С. 12 – 17.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука. 1988. 252 с.

Ляховицкий Ф.М., Хмелевской В.К., Яценко З.Г. Инженерная геофизика. М.: Недра. 1984. 252 с.

Мавлянов Г.А. (ред.) Газлийские землетрясения 1976 и 1984 г.г. // Ташкент: Фан. 1986. 366 с.

Магницкий В.А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М.: Наука. 1968. 292 с.

Минц М.В., Колпаков Н.И., Ланев В.С., Русаков М.С., Ляховский В.А., Мясников В.П. К вопросу о природе внутрикоровых субгоризонтальных сейсмических границ. Интерпретация результатов бурения Кольской сверхглубокой скважины // ДАН. 1987. Т. 296. № 1. С. 71 – 76.

Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х., Дастури Т.Ю. Влияние механических вибраций на характер высвобождения сейсмической энергии в районе водохранилища Нурекской ГЭС // Сейсмологические исследования в районах строительства крупных водохранилищ Таджикистана. Душанбе: Дониш. 1987. С. 101 – 119.

Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П., Тевелев А.В. Оценка региональных и локальных полей напряжений вдоль профиля Урал-Сейс. Монография «Глубинное строение и геодинамика Южного Урала». Тверь: Изд. ГЕРС. 2001. С. 275 – 284.

Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Крылов С.В. Использование линиаризованной постановки обратной кинематической задачи для двумерных полей времен $t(x,l)$ рефрагированных волн // Численные методы в сейсмических исследованиях. Новосибирск: Наука. 1983. С. 32 – 44.

Молчанов В.И., Гонцов А.А., Андреева Т.А., Новгородова С.В. Экспериментальные исследования органических веществ гуминового ряда в водородогенерирующей минеральной среде после механической активации // Физико-химические исследования механически активированных минеральных веществ. Новосибирск: Наука. 1975. С. 125 – 149.

Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии. Геотектоника. 2002. № 6. С. 3 – 4.

Мусхелишвили Н.И. Некоторые основные задачи математической теории упругости. М.: Наука. 1966. 707 с.

Мухамедиев Ш.А. Процессы разрушения в литосфере Земли. М.: ОИФЗ РАН. 1990. 204 с.

Мухамедиев Ш.А. Неклассические краевые задачи механики сплошной среды для геодинамики // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 2. С. 242 – 246.

Мячкин В.И. Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука. 1978. 232 с.

Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестники землетрясений // Физика очага землетрясений. М.: Наука. 1955. С. 6 – 29.

Никифорский В.С., Шемякин Е.И. Динамическое разрушение твердых тел. Новосибирск: Наука. 1979. 271 с.

Николаев Н.И. О состоянии изучения проблемы возбужденных землетрясений, связанных с инженерной деятельностью // Влияние инженерной деятельности на

сейсмический режим. М: Наука. 1977. С. 8 – 21.

Николаевский В.Н. О связи объемных и сдвиговых пластических деформаций и об ударных волнах в мягких грунтах. Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 3. С. 542 – 545.

Николаевский В.Н. Определяющие уравнения пластического деформирования сыпучей среды // ПММ. 1971. Т. 36. Вып. 6. С. 1017 – 1029.

Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупко-дилатансионного состояния горных пород // Докл. АН СССР. 1978. Т. 249. № 4. С. 817 – 821.

Николаевский В.Н. Трещиноватость и пластичность земной коры // Вопросы нелинейной геофизики. ВНИИЯГГ. 1981. С. 15 – 22.

Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясения // Результаты науки и техники. Механика деформируемого твердого тела. М.: ВИНТИ. 1984а. Т. 15. С. 49 – 230.

Николаевский В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред. М.: Недра. 1984b. 232 с.

Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Физика Земли. 1985. № 1. С. 16 – 28.

Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 448 с.

Обручев В.А. К орфографии и геологии Калбинского хребта // Горн. и золотопромышл. изв. 1912. № 9. 10.

Обручев В.А. Алтайские этюды. 2. О тектонике Алтайского края // Землеведение. 1915. Кн. 3.

Осипова И.Л., Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Борисова В.П. Геоэлектрические модели Северной Америки // В кн: Геоманнитные исследования. № 29. М.: Радио и связь. 1982. С. 117 – 130.

Павленкова Г.А. Новые данные о структуре земной коры и верхов мантии по профилю «Кварц» // Разведка и охрана недр. М.: Недра. 2000. С. 11 – 15.

Павленкова Н.И. Волновые поля и модели земной коры (континентального типа). Киев: Наукова думка. 1973. 129 с.

Павленкова Н.И. Метод редуцированных годографов и математическое моделирование // Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии. М: Наука. 1979. С. 107 – 123.

Павленкова Н.И. Кольская скважина и ее значение для глубинных сейсмических зондирований // Советская геология. 1989. № 6. С. 17 – 23.

Павленкова Н.И. Некоторые общие особенности структуры литосферы // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука. 1991. С. 143 – 156.

Павленкова Н.И. О региональной сейсмической границе в самых верхах мантии // Физика Земли. 1995. № 12. С. 1 – 14.

Павленкова Н.И. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры // Геофизика. 1996а. № 4. С. 11 – 19.

Павленкова Н.И. Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности земной коры // Физика Земли. 1996b. № 4. С. 51 – 61.

Павленкова Н.И. Сейсмические модели земной коры и верхней мантии и их геологическая интерпретация. Материалы совещания «Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты». Том II. М: РАН, МТК, МГУ. 1998. С. 72 – 75.

Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества // Проблемы глобальной геодинамики, второй выпуск (Ред. Рунквист Д.В.). М.: РАН. 2003. С. 168 – 182.

Павленкова Н.И., Погребницкий Ю.В., Романюк Т.В. Сейсмо-плотностная модель коры и верхней мантии Южной Атлантики на Анголо-Бразильском геотраверсе //

Физика Земли. 1993. № 10. С. 27 – 38.

Пасечник И.П. Землетрясения, инициированные подземными ядерными взрывами // Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М: Наука, 1977. С. 142 – 152.

Пейве А.В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 5. С. 23 – 46.

Пейве А.В. (ред.). Тектоническая расслоенность литосферы // Тр. ГИН АН СССР. 1980. Вып. 343. 215 с.

Пейве А.В. Мобилизм и тектоническая расслоенность литосферы. Природа. 1981. № 2. С. 2 – 9.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа. 1979. 423 с.

Перельман А.И. Геохимические барьеры и поиски рудных месторождений // Труды Ленинградского Общества Естествоиспытателей. 1989. Т. 80. Вып. 2. С. 3 – 21.

Петрашень Г.И., Алексеев А.С., Гельчинский Б.Я. Элементарная теория распространения сейсмических волн // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Изд. ЛГУ. 1959. Сб. 3. С. 7 – 160.

Пискулин В.А., Райzman А.П. О геодезических исследованиях деформаций земной поверхности в эпицентральных зонах Газлийских землетрясений 1976 – 1984 г.г. // 7-й Международный симпозиум по современным движениям земной коры. Таллинн, 8-13 сент. 1986 г.

Попов А.М. Природа увеличенной электрической проводимости в земной коре (на примере Байкальского региона) // Геология и геофизика. 1987. № 28. С. 56 – 65.

Пузырев Н.Н. Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд. 1979. 294 с.

Пузырев Н.Н. (ред). Многоволновые сейсмические исследования. Новосибирск: Наука. 1985.

Пучков В.Н., Светлакова А.Н., Разуваев В.И. Геологическая интерпретация сейсмического профиля Урал-Сейс (Западный домен). Монография «Глубинное строение и геодинамика Южного Урала». Тверь: Изд. ГЕРС. 2001. С. 148 – 154.

Работнов Ю.Н. Механика деформируемого твердого тела. М.: Наука. 1979. 744 с.

Райс Дж. Механика очага землетрясений. М.: Мир. 1982. 214 с. Перевод Rice J.R. Mechanics of Earthquake Rupture. In: Physics of the Earth's Interior. Proceedings of the International School of Physics «Enrico Fermi». Course 78. 1979. Edited by A.M. Dziewonski, E. Boschi. Italian Physical Society. Amsterdam. North-Holland. 1980.

Ризниченко Ю.В. Геометрическая сейсмика слоистых сред // Труды института теоретической геофизики АН СССР. М.: 1946. Т. 2. Вып. 11. 114 с.

Родионов В.Н., Сизов И.А., Кочарян Г.Г. О моделировании природных объектов в геомеханике // Дискретные свойства геофизической среды. М: Наука. 1989. С. 14-18.

Рудницкая Д.И., Берилко В.И., Горокова Т.А, Изварин Ю.И. и др. Методические рекомендации по обработке сейсмических записей при изучении акустических неоднородностей тонкослоистых сред с целью прогнозирования неантиклинальных ловушек нефти и газа. Новосибирск: СНИИГИМС. 1983. 55 с.

Рябой В.З. Структура верхней мантии территории СССР по сейсмическим данным. М.: Недра. 1979. 246 с.

Рябчиков И.Д. Флюидный режим мантии Земли // Проблемы глобальной геодинамики (Ред. Д.В. Рунквист). ГЕОС. 2000. С. 195-203.

Садовский М.А., Голубева Т.В., Писаренко В.Ф., Шнирман М.Г. Характерные размеры горной породы и иерархические свойства сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 2. С. 3 – 15.

Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование

геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.

Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н. О механике блочного горного массива // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 193 – 197.

Слепян Л.И. О моделях в теории хрупкого разрушения // Изв. АН СССР. МТТ. 1977. № 1. С. 181 – 186.

Смирнова М.Н. Вызывает ли добыча нефти землетрясения? // Нефт. хозяйство. 1973. № 11. С. 66 – 70.

Смирнова М.Н. Возбужденные землетрясения в связи с разработкой нефтяных месторождений (на примере Старогрозненского землетрясения) // Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. М.: Наука. 1977. С. 128 – 141.

Смит Ф.Г. Физическая геохимия. М.: Недра. 1968. 178 с.

Соболев Г. А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука. 1993. 313 с.

Соболев С.В., Бабейко А.Ю. Расчет фазовых равновесий и упругих свойств магматических горных пород // Физика Земли. 1994. № 11. С. 3 – 19.

Соболева О.В. Деформации земной коры Таджикистана по данным о механизмах очагов землетрясений // Дисс. д.ф.-м.н. Душанбе. 1988. 290 с.

Соллогуб В.Б., Гутерх А., Просен Д. (ред.). Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы. Киев: Наукова думка. 1978. 269 с.

Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Днепровская Л.В., Масловская М.Н., Брант С.Б. Кимберлиты и кимберлитовые породы; вещество верхней мантии под древними платформами. Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма. 1994. 256 с.

Сорокин В.С. Вариационный метод в теории конвекции // ПММ. 1953. Т. 17. № 1. С. 39.

Старостин В.И., Игнатов П.А. Геология полезных ископаемых. М.: МГУ. 1997. 302 с.

Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука. 1968. 316 с.

Суворов В.Д., Крейнин А.Б., Подваркова и др. Площадные глубинные сейсмические исследования в Малоботуобинском районе Якутии // Геология и геофизика. 1985. № 1. С. 82 – 90.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. ч. I, II. М.: Мир, 1985. 730 с. Пер с англ.: D.L. Turcotte, G. Schubert. Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems. John Wiley and Sons. 1982.

Трусделл К. Первоначальный курс рациональной механики сплошных сред. М.: Мир. 1975. 592 с.

Турунтаев С.Б., Горбунова И.В. О характере множественного разрушения в очаговой области Газлийских землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1989. № 6. С. 72 – 78.

Файзулин И.С., Шапиро С.А. Рассеяние сейсмических волн и фрактальный характер неоднородностей литосферы. Изв. АН СССР. Физика земли. 1989. № 10. С. 43 – 49.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир. 1981. 436 с. Перевод с английского: Fyfe W.S., Price N.J., Thomson A.B. Fluids in the Earth's crust. Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam. 1978.

Хаин В.Е. Общая тектоника. М.: Недра. 1964. 480 с.

Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир. 1987. 584 с.

Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 1. С. 25 – 38.

Черский Н.В., Царев В.П., Сороко Т.И., Кузнецов О.Л. Влияние тектоно-сейсмических процессов на образование накопление углеводородов. Новосибирск:

Наука. 1985. 224 с.

Четаев Д.Н., Осьманов А.Н., Матвейчев М., Чернышев А.К. Интерпретация дирекционных магнитотеллурических зондирований способом аналитического продолжения // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 4. С. 75 – 82.

Шаров В.И. О новой трехслойной сейсмической модели континентальной коры // Геотектоника. 1987. № 4. С. 19 – 30.

Шаров В.И., Гречишников Г.А. О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263. № 2. С. 412 – 418.

Штейнберг В.В., Грайзер В.М., Иванова Т.Г. Землетрясение в Газли 17.05.1976 г. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 3.

Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сейсмотектонических деформаций. М.: Наука. 1990. 191 с.

Юров Ю.Г. Региональное сечение через Русскую платформу // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука. 1980. С. 50 – 61.

Эшелби Дж. Континуальная теория дефектов // Континуальная теория дислокаций. М.: ИЛ. 1963. С. 11 – 102.

Abramovitz T, H.Thybo and MONA LISA Working Group. Seismic structure across the Caledonian deformation front along MONA LISA profile 1 in the southern North Sea // Tectonophysics. 1998. V. 288. P. 153 – 176.

Aichruth K., Prodehl C., Thybo H. Crustal structure along the Central Segment of the EGT from seismic-refraction studies // Tectonophysics. 1992. V. 207. P. 43 – 64.

Alekseev A.S., Belonosova A.V., Burmakov I.A, Krasnopevtseva G.V, Matveeva N.N., Nersesov I.L., Pavlenkova N.I., Romanov V.G., Ryaboy V.Z.. Seismic studies of low-velocity layers and horizontal inhomogeneities within the crust and upper mantle on the territory of the USSR // Tectonophysics. 1973. V. 20. P. 47 – 56.

Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B7. P. 5835 – 5848.

Avnir D., Farin D., Pfeifer P. Molecular fractal surface // Nature. 1984. V. 308. P. 261 – 263.

BABEL Working Group. Deep seismic reflection/refraction interpretation of crustal structure along BABEL profiles A and B in the southern Baltic Sea // Geophys.Jour.Int. 1993. V. 112. P. 325 – 343.

Babushka V., Plomerova J., Sileny I. Spatial variations of P-residuals and deep structure of the European lithosphere // Geophys. J. R. Astron. Soc. 1984. V. 79. P. 363 – 383.

Bale H.D., Schmidt P.W. Small-angle X-ray-scattering investigation of submicroscopic porosity with fractal properties // Phys. Rev. Lett. 1984. V. 53. P. 596 – 599.

Bell D.R., Rossman G.R. Water in the earth's mantle: the role of nominally minerals // Science. 1992. V. 255. P. 1391 – 1397.

Biot M.A. General solutions of the equations of elasticity and consolidation for a porous material // J. Appl. Mech. Trans. ASME. 1956a. V. 78. P. 91 – 96.

Biot M.A. Thermoelasticity and irreversible thermodynamics // J. Appl. Phys. 1956b. V. 27. P. 240 – 253.

Biot M.A. Mechanics of Deformation and Propagation in Porous Media // J. Appl. Phys. 1962. V. 33. № 4. P. 1482 – 1498.

Blunpied M.L., Lockner D.A., Byerlee J.D. An earthquake mechanism based on rapid sealing of faults // Nature. 1992. V. 358. P. 574 - 576.

Bostock M.G. Mantle stratigraphy and evolution of the Slave province // J. Geoph. Res. 1998. V. 103. № B9. P. 21183 – 21200.

Brace W.F. Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes //

- Tectonophysics. 1972. V. 14. № 3 – 4. P. 189 – 200.
- Brace W.F., Byerlee J.D. Stick-slip as a mechanism of earthquakes // Science. 1966. V. 153. P. 990 – 1002.
- Brace W.F., Walsh J.B., Frangos W.T. Permeability of the granites under high pressure // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. P. 2225 – 2236.
- Bufe C.G. The Anderson reservoir seismic gap - induced seismicity? (Report presented at 1st Int.Symp.Induced Seismicity, Banff, Can., Sept. 1975.)
- Byerlee J.D. Friction of rocks // Pure Appl. Geophys. 1978. V. 116. P. 615 – 626.
- Cervený V., Psencik I. SEIS 83-numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structure by the ray method // Documentation of Earthquake Algorithms, World Data Cent. A. for Solid Earth Geophys. Boulder, Rep. SE-35. Ed. Engdahl E.R. 1983. P. 36 – 40.
- Cervený V., Molotkov I.A., Psencik I. Ray method in seismology. Univerzita Karlova. 1977. Praha. 214 p.
- Chester F.M., Evans J.P., Biegel R.L. Internal structure and weakening mechanisms of the San-Andreas fault // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 771 – 786.
- Cipar J.J., Priestley K., Egorkin A., Pavlenkova N.I. From rift to rift: the Yamal Peninsula-Lake Baikal deep seismic sounding profile // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 1631 – 1634.
- Cloetingh S., Burov E.B. Thermomechanical structure of European continental Lithosphere: constraints from rheological profiles and EET estimated // Geophys. J. Int. 1996. V. 124. P. 698 – 723.
- Combarous M. Natural convection in porous media and geothermal gradient. In: Proc. 6th Internat. Heat Transport Conf. Toronto. 1978. Keynote pap. Vol. Ottawa 1978. P. 45 – 49.
- Corja A., Corja T., Luosto U., Heikkinen. Seismic and geoelectric evidence for collisional and extensional events in the Fennoscandian Shield – implications for Precambrian crustal evolution // Tectonophysics. 1993. V. 219. P. 129 – 152.
- Cornet F.H., Vallette B. In situ stress determination from hydraulic injection test data // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № B7. P. 11527 – 11537.
- Cowie P., Vanneste C., Sornette D. Statistical physics model for the spatio-temporal evolution of faults // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 21809 – 21821.
- Detourney E., Cheng A. H.-D. Fundamental of Poroelasticity. V. 5. In: Comprehensive Rock Engineering. Principle, Practice and Projects. Ed.-in-Chief J.A. Hudson. Senior Eds E.T. Brown, C. Fairhurst and E. Hoek. New York: Pergamon Press. 1993. P. 113 – 172.
- Elder J.W. Physical processes in geothermal area. In: Terrestrial heat flow: Geophysical monograph. Ser. 8. Wash.: AGU. 1965.
- Eshelby J.D. The force on an elastic singularity // Phil. Trans. Roy. Soc. London. 1951. V. A244. № 877. P. 87 – 112.
- Eshelby J.D. Energy relations and the energy-momentum tensor in continuum mechanics // Inelastic behaviour of solids. N.-Y.: McGraw-Hill. 1970. P. 77 – 115.
- Eshelby J.D. The elastic energy-momentum tensor // J. Elasticity. 1975. V. 5. № 3-4. P. 321 – 335.
- EUROBRIDGE Seismic Working Group. Seismic velocity structure across the Fennoscandia-Sarmatia suture of the East European Craton beneath the EUROBRIDGE profile through Lithuania and Belarus // Tectonophysics. 1999. V. 314. P. 193 – 217.
- Evans J.P. Thickness – displacement relationships for fault zones // Structure Geology. 1990. V.12. P. 1061 – 1065.
- Evans M.D. Man made earthquakes in Denver // Geotimes. 1966. № 10.
- Feldman I.S. On the nature of conductive layers in the Earth's crust and upper mantle. Geoelec. and Geotherm. Stud. KAPG Geophys. Monogr. Bp. 1976. P. 721 – 745.

Forster C.B., Goddard J.V., Evans J.P. Permeability structure of a thrust fault. In: *The Mechanical Involvement of Fluids in Faulting*, eds. Hickman S., Sibson R. and Bruhn R. USGS Open File Report. US Geological Survey, Menlo Park. 1994. No. 94 – 223. P. 216 – 223.

Fountain D.M., R. Arculus, R.W. Kay (Eds). *Continental Lower Crust, Developments in Geotectonics*. 23. 1993. Elsevier. 485 p.

Fuchs, K. Recently formed elastic anisotropy and petrological model for the continental subcrustal lithosphere in southern Germany // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1983. № 31. P. 93 – 118.

Fuchs K., Muller G. Computation of synthetic seismograms with reflectivity method and comparison with observation // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1971. № 23. P. 417 – 433.

Fyfe W.S. Fluids, tectonics and crustal deformation // *Tectonophysics*. 1985. V. 119. P. 29 – 36.

Galybin A.N., Grigoryan S.S., Mukhamediev Sh.A. Model of induced seismicity caused by water injection // *Proceeding of the SPE/ISRM Eurock '98*. Trondheim, Norway. 8-10, July. 1998. V. 1. P. 265-272.

Ganchin Y.V., Smithson S.B., Morozov I.B., Smyth D.K., Garipov V.Z., Karaev N.A. Kristofferson Y. Seismic studies around the Kola Superdeep Borehole, Russia // *Tectonophysics*. 1998. V. 288. P. 1 – 16.

Gassmann F. *Über die Elastizität poröser Medien*. Mitteilungen aus dem // Zurich: Inst. für Geophysik. 1956. V. 17. P. 1 – 23.

Gavrilenko N.A.. Percolation in the crust // *Tectonophysics*. 1987. V. 70. № 1. P. 69 – 87.

Gibbs J.F., Healy J.H., Raleigh C.B., Coakly J. Seismicity in the Rangely, Colorado area: 1962 – 1970 // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1973. № 63. P. 1557 – 1570.

Giese P., Prodehl C., Stein A.(Eds.) *Explosion seismology in Central Europe, methods and results*. Berlin: Springer-Verlag. 1976. 430 p.

Glaznev V.N., Raevsky A.B., Skopenko G.B. A three-dimensional integrated density and thermal model of the Fennoscandian lithosphere // *Tectonophysics*. 1996. V. 258. P. 15 – 33.

Grad M., Luosto, U. Seismic models of the crust of the Baltic shield along the SVEKA profile in Finland // *Annales Geophysica*. 1987. V. 06 B. P. 639 – 649.

Grasso J.-R. Mechanics of seismic instabilities induced by the recovery of hydrocarbons // *PAGEOPH*. 1992. V. 139. № 3 – 4.

Griffith A.A. The phenomenon of rupture and flow in solids // *Phil. Trans. Roy. Soc.* 1920. V. A221. P. 163 – 198.

Gutenberg B., Richter C.F. *Seismicity of the Earth and associated phenomena*. 1965. N-Y, London: Hafner Publ & Co.

Gugesberg B., Berthelsen K. A two-dimensional velocity model for the lithosphere beneath the Baltic Shield and its possible tectonic significance // *Terra Cognita*. 1987. V. 7. P. 631 – 638.

Gugesberg B., Kaminski W., Prodehl C. Crustal structure of the Fennoscandian Shield, a travelttime interpretation of the long-range FENNOLOGRA seismic refraction profile // *Tectonophysics*. 1991. V. 195. № 2 – 4. P. 105 – 138.

Haak V., Hutten V.R.S. Electrical resistivity in continental lower crust // J.B. Dawson, D.A. Carswell, J. Hall, K.H. Wedepohl (Eds.) *The nature of the Lower Continental Crust*. Geol. Soc. London. Spec. Publ. 24. 1986. P. 35 – 49.

Healy J.H., Rubey W.W., Griggs D.T., Raleigh C.B. The Denver earthquakes // *Science*. 1968. № 161. P. 1301 – 1310.

Henderson J.R., Maillot B. The influence of fluid flow in fault zones on patterns of

- seismicity: a numerical investigation // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 2915 – 2924.
- Hickman S., Sibson R., Brune R. Introduction to special section: mechanical involvement of fluids in faulting // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 12831 – 12840.
- Hill R. Energy-momentum tensor in elastostatics: some reflection on the general theory // *J. Mech. Phys. Solids.* 1986. V. 34. № 3. P. 305 – 317.
- Hjelt S.-E., Vanyan L.L. Geoelectrical Models of the Baltic Shield. Dept. Geophysics. Univ. Oulu Rep. 1989. № 16. P. 16 – 22.
- Hobbs W.N. Repeating patterns in the relief and in the structure of the land // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1911. V. 22. № 5.
- Horton C. W., Rodgers F.T. Convection currents in a porous medium // *J. Appl. Phys.* 1945. V. 16. P. 367.
- Hukky B.M. Seismic and neotectonic activity around some river valey projects. Sixth ISET annual lecture // *Bull. Indian Soc. Earthq. Technol.* 1985. V. 22. № 4. P.141 – 149.
- Hyndman R.D., Shearer P.M. Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results // *Geophys. J. Int.* 1989. V. 98. № 2. P. 343 – 365.
- Jacob K.H., Pennington W.D., Armbruster I., Seeber L., Farhatula S. Tarbela reservoir, Pakistan: a region of compressional tectonics with reduced seismicity upon initial reservoir filling // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1979. V. 69. № 4. P. 1175 – 1192.
- Jones A.G. Electrical conductivity of the continental lower crust // *Continental lower crust.* Fountain D.V., Arculus R., Kay R.W. (Eds.) 1992. P. 81 – 143.
- Kaikkonen P., Moisio K., Heeremans M. Thermomechanical lithospheric structure of the central Fennoscandian Shield // *Phys. Earth. Planet. Inter.* 2000. V. 119. P. 209 – 235.
- Karakin A.V., Lobkovskii L.I. Mechanics of porous two-phase visco-deformed medium and its geophysical applications // *Lett. Appl. Sci.* 1979. V. 17. P. 797-805.
- Katz A.J., Thompson A.H. Fractal sandstone pores: implication for conductivity and pore formation // *Phys Rev. Lett.* 1985. V. 54. P. 1325 – 1328.
- Kebeasy R.M., Maamoun M., Abraham E., Megahed A., Simpson D.W. Earthquake studies and Aswan reservoir // *J. Geodyn.* 1987. V. 7. № 3. P. 173 – 193.
- Kern H.M. Elastic-wave velocity in the crustal and mantle rocks at the high-low quartz transition and of dehydration reactions // *Phys. Earth. Planet. Inter.* 1982. V. 29. P. 12 – 23.
- Kern H.M. Physical properties of crustal and upper mantle rocks with regards to lithosphere dynamics and high pressure mineralogy // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1993. V. 79. P. 113 – 136.
- Kern H., Walther Ch., Fluh E.R., Marker M. Seismic properties of rocks exposed in the POLAR profile region – constraints on the interpretation of the refraction data // R. Gorbachov (Editor). *The Baltic Shield. Precambrian Res.* 64. 1993. P. 169 – 187.
- Klemperer S. and the BIRPS group. Reflectivity of the crystalline crust: hypotheses and test // *Geophys. G.R. Astr. Soc.* 1987. V. 89. P. 217 – 222.
- Korhonen H., Porkka M.T. The structure of the Baltic Shield region on the basis of DSS and earthquake data // *Pure and Appl. Geophys.* 1981. V. 119. № 6. P. 1093 – 1099.
- Korja T., Hjelt S.-E., Kaikkonen P., Koivukosti K., Rasmussen T.M., Roberts R.G.. The geoelectric model of the POLAR Profile // *Tectonophysics.* 1989. V. 162. P. 113 – 133.
- Kukkonen I.T., Peltonen P. Xenolith-controlled geothermal for the central Fennoscandian Shield: Implications for lithosphere-asthenosphere relations // *Tectonophysics.* 1999. V. 304. № 4. P. 301 – 315.
- Lapwood E.R. Convection of a fluid in a porous medium. *Proc. Camb. Phil. Soc.* 1948. V. 44. № 4. P. 508.
- Lyakhovsky V. Scaling of fracture length and distribute damage // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 144. P. 114 – 122.
- Lyakhovsky V., Ben-Zion Y., Agnon A. Distribute damage faulting and friction // *J.*

Geophys. Res. 1997. V. 102. № B12. P. 27635 – 27649.

Leith W., Simpson D.W., Alvarez W. Structure and permeability: Geologic controls on induced seismicity at Nurek reservoir, Tadjikistan, USSR // *Geology*. 1981. V. 9. P. 440 – 444.

Li G., Xu X. Fractal dimension as morphology and size parameter of fractured particles of rock // *Transactions of Nonferrous Metals Society of China*. 1993. V. 3. № 1. P. 6 – 9.

Liu L-G. Effects of H₂O in the phase behaviour of the forsterite-enstatite system at high pressure and temperature and implications for the Earth // *Phys. Earth Planet Int.* 1987. V. 49. P. 142 – 167.

Luosto U. Crustal structures of Eastern Fennoscandia // *Tectonophysics*. 1991, 189. P. 19 – 27.

Luosto U., Fluh E.R., Lund C-E. and working group. The crustal structure along the Polar Profile from seismic refraction investigation // *Tectonophysics*. 1989. V. 162. P. 51 – 85.

Luschen E., Sandmaier K.-Y., Wenzel F., Nolte B., Fuchs K. Shear-wave information on the nature of the deeper crust in southwest Germany // *Annales Geophysical, Special Issue*. 1989. V. 302. P. 32 – 45.

Lyakhovsky V. Scaling of fracture, length and distributed damage // *Gephys. J. Int.* 2001. V. 144. P. 114 – 122.

Lyakhovsky V., Ben-Zion Y., Agnon A. Distributed damage, faulting and friction // *J. Geoph. Res.* 1997. V. 102. № B12. P. 27635 – 27649.

Magara K. Compaction, filtration and osmos in shale and their significance in primary migration. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1974. V. 58. № 2.

Magara K. Compaction and fluid migration. *Practical petroleum geology*. Amsterdam: Elsevier. 1976. 382 p.

Mandelbrot B.B. *The fractal geometry of Nature*. San Francisco: W.H. Freeman. 1982. 465 p.

Mandelbrot B.B. Multifractal measure, especially for the geophysicist // *Pure Appl. Geophys.* 1989. V. 131. P. 5 – 42.

Mandelbrot B.B. Fractals. In: *Encyclopedia of Physical Science and Technology* // Editor-in-chief: Robert A. Meyers. 3rd ed. San Diego: Academic Press. 2002.

Matthews D.H. and BIRPS working group. Deep seismic reflection profiling around the British Islands // *Nature*. 1982. V. 298. № 5876. P. 709 – 710.

McCaig A.M. Deep fluid circulation in fault zones // *Geology*. 1988. V. 16. P. 867 – 870.

McKenzie D. The generation and compaction of partially molten rock // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25. № 3. P. 713 – 765.

McNamee J., Gibson R.E. Displacement functions and linear transforms applied to diffusion through porous media // *Quart. J. Mech. and Appl. Math.* 1960. V. 13. pt. 1. Plain strain and axially symmetric problems of the consolidation of a semi-infinite clay stratum // *Quart. J. Mech. and Appl. Math.* 1960. V. 13. pt. 2.

Meissner R. *The continental crust*. Academic Press. Orlando. 1986. 426 p.

Meissner R., Strehlau J. Limits of stresses in continental crust and their relation to the depth-frequency distribution of shallow earthquakes // *Tectonics*. 1982. V. 1. № 1. P. 73 – 89.

Meissner R., Brown L., Durbaum H.J., Franke W., Fucks K., Seifert E. (Eds.). *Continental Lithosphere: deep seismic reflection*. Washington: Am. Geophys. Union. Geodynamic Series. 1991. V. 22. 430 p.

Menzies M., Chazot G. Fluid processes in diamond to spinel facies shallow mantle // *J. Geodynamics*. 1995. V. 20. № 4. P. 387 – 415.

Mereu R.F., Mueller St., Fountain D.M. (Eds.). *Properties and processes of Earth's lower crust*. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 1989. V. 51. P. 53 – 68.

Miller S.A., Nur A., Olgaard D.L. Earthquakes as a coupled shear stress-high pore

pressure dynamical system // *Geophys Res. Lett.* V. 23. P. 197 – 200.

Morrison H.L. Preliminary measurements relative to the onset of thermal convection current in unconsolidated sands // *J. Appl. Phys.* 1947. V. 18. P. 849 – 850.

Morrison H.L., Rodgers F.T., Horton C. W. Convection current in porous media. II. Observations conditions at the onset convection // *J. Appl. Phys.* 1949. V. 20. P. 1027 – 1029.

Mueller St., Ansorge J. Deep seismic sounding of the mantle lithosphere // G.Nolet and B.Dost (Eds.), *European Geotraverse (EGT) Project, the upper mantle.* ESF. Strasbourg. 1988. P. 63 – 76.

Nemeth B., Hajnal Z. Structure of the lithospheric mantle beneath the Trans-Hudson Orogen, Canada // *Tectonophysics.* 1998. V. 288. P. 93 – 104.

Nield D.A. Onset of thermohaline convection in porous medium // *Water Resources Res.* 1968. V. 4. P. 533 – 560.

Nikolaevskii V.N. *Mechanics of Porous and Fractured Media.* Singapore: World Scientific. 1990. P. 472.

Norris A. On the correspondence between poroelasticity and thermoelasticity // *J. Appl. Phys.* 1992. V. 73. № 3.

Okubo P.G., Aki K. Fractal geometry in the San Andreas fault system // *J. Geophys Res.* 1987. V. 92. № 31. P. 345 – 355.

Padilha A.L., Vitorello I. Magnetotelluric and geomagnetic depth sounds revealing upper crustal conductors along the torres syncline Hinge // *15th Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth.* Cabo Frio, Brazil. 2000. P. 112 – 113.

Pakiser L.C., Eaton J.P., Healy J.H., Raleigh C.B. Earthquake prediction and control // *Science.* 1969. № 166. P. 1467 – 1474.

Patil D.N., Bhosale V.N., Guha S.K., Powar K.B. Reservoir induced seismicity in the vicinity of Lake Bhatsa, Maharashtra, India // *Phys. of the Earth and Planet. Inter.* 1986. V. 44. № 2. P. 73 – 81.

Pavlenkova N.I. Generalized geophysical model and dynamic properties of the continental crust. *Tectonophysics.* 1979. V. 59. P. 381 – 390.

Pavlenkova N.I. The nature of seismic boundaries in the continental lithosphere // *Tectonophysics.* 1988. V. 154. P. 211 – 255.

Pavlenkova G.A., Priestley K., Cipar J. 2D model of the crust and upper mantle along Rift profile, Siberian craton // *Tectonophysics.* 2002. V. 355. P. 171 – 186.

Priestley K., Cipar J.J., Egorkin A., Pavlenkova N.I. Upper mantle velocity structure beneath the Siberian platform // *Geophys. J. Int.* 1994. V. 118. P. 369 – 378.

Prodehl C. Structure of the Earth's crust and upper mantle, in *Landolt-Bornstein, Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, Group V, Vol. 2 (Geophysics of the Solid Earth, the Moon and the Planets).* SubVol. A. Berlin.: Springer-Verlag. 1984. P. 97 – 206.

Psencik I. Ray amplitudes of compressional shear and converted seismic body waves in 3-D laterally inhomogeneous media with curved interfaces // *J. Geophys.* 1979. V. 45. № 4. P. 381 – 390.

Ranalli G., Murphy D.C. Rheological stratification of the lithosphere // *Tectonophysics.* 1987. V. 132. № 4. P. 281 – 295.

Rao T.M. Koyna earthquake of 11th Dec. 1967 challenge to the seismicity of the Peninsular India // *Rec. Geol. Surv. India.* 1985. V. 114. № 6. P. 23 – 30.

Rastogi B.K., Talwani P. Reservoir-induced seismicity at Lake Jocassee in South Carolina, USA // *Rock Mechanics (Proc. IndoGerman Workshop, Hyderabad, Oct. 1981)*

Rastogi B.K., Chadha R.K., Raju I.P. Seismicity near Bhatsa reservoir, Maharashtra, India // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1986a. V. 44. P. 179 – 199.

Rastogi B.K., Rao B.R., Rao C.V.R.K. Microearthquake investigations near

Sriramsagar reservoir, Andhra Pradesh State, India // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1986b. V. 44. P. 149 – 159.

Rice J.R. Fault stress state, pore pressure distributions the weakness of San- T.-F. 1992. San-Diefo: Academic Press. P. 475 – 503.

Rice J.R., Cleary M.P. Some basic stress diffusion solutions for fluid saturated elastic porous media with compressible constituents // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1976. V. 14. # 2.

Rodgers F.T., Schilberg L.E. Observation in initial flow in a fluid obeying Dracy's law by radioactive-tracer rechniques // *J. Appl. Phys.* 1951. V. 22. P. 233 – 234.

Rodgers F.T., Schilberg L.E., Morrison H.L. Convection current in porous media. IV. Remark on the theory // *J. Appl. Phys.* 1951. V. 22. P. 1476 – 1479.

Rudnicki J.W., Rice J.R. Condition for the localization of deformation in pressure-sensivity dilatant materials // *J. Mech. Phys. Solids*. 1975. V. 23. № 6. P. 371 – 394.

Ruina A. Slip instability and state variable friction laws // *J. Geoph. Res.* 1983. V. 88. P. 10359 – 10370.

Shankland T.J., Ander M.E. Electrical conductivity, temperatures, and fluides in the lower crust // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 475 – 9484.

Sibson R. H. Rupture nucleation on infavorably oriented faults // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1990. V. 80. 1580 – 1604.

Simpson D.W. Seismicity associated with reserivior loading // *Eng. Geol.* 1976. V. 10. P. 123 – 150.

Simpson D.W. Triggered Earthquakes // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sciences*, Paolo Alto, Calif. 1986. V. 14. P. 21 – 42.

Sleep N.H., Blanpied M. Creep compaction, and the weak rheology of major faults // *Nature*. 1992. V. 359. P. 687 – 692.

Sleep N.H., Blanpied M. Ductile creep and compaction: a mechanism for transiently increasing fluid pressure mostly sealed fault zones // *Pure Appl. Geophys.* 1994. V. 143. P. 9 – 40.

Sobolev S.V., K. Fuchs. Seismic velocities and density in the deep continental lithosphere from the composition of xenoliths // *Terra Nova*, 5. Abstract suppl.1 Strasbourg: EUG. 1993. V. 11. P. 333 – 334.

Sornette D., Miltenberger P., Vanneste C. Statistical physics of fault pattern self-organized by repeated earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 1994. V. 142. P. 491 – 527.

Steer D.N., Knapp J.N., Brown L.D. Super-deep reflection profiling: exploring the continental mantle lid // *Tectonophysics*. 1998. V. 286. P. 111 – 121.

Stone T., Bowen G. Fully coupled geomechanics in a commercial reservoir simulator // Presentation at the SPE European Petroleum Conference. 24 – 25 October 2000. Paris, France.

Thybo H., Perchuc E. The seismic 80 discontinuity and partial melting in continental mantle // *Seince*. 1997. V. 275. P. 1626 – 1629.

Trypolsky O., L. Kaluzhnaya. Deep structure of the Ukrainian Shield plutons on the basis of seismic data // *Acta Geophysica Polonica*. 2001. V. XLIX. № 4. P. 497 – 507.

Tsuboi C. Earthquake energy, earthquake volume, aftershock area and strength of the earth's crust // *J. Phys. Earthq.* 1956. V. 4. P. 63 – 66.

Turcotte D.L. Fractals in geology and geophysics // *Pure Appl. Geophys.* 1989. V. 131. P. 171 – 190.

Utsu T., Seki A. A relation between the area of after-shock region and the energy of main shock // *Zisin, J. Seismol. Soc. Japan (in Japanese)*. 1955. V. 7. P. 233 – 240.

Vanyan L.L., Shilovsky M.N., Okulesky B.A., Semenov V.Y., Sidelnikova T.A.

Electrical conductivity of the crust of the Siberian Platform // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1989. V. 54. P. 162 – 166.

Volbers R., Jodicke H., Untiedt J. Magnetotelluric study of the earth's crust along the deep seismic reflection profile DECORP-2N // *Geol. Rundsch.* 1990. V. 79. P. 581 – 601.

Ward S. A synthetic seismicity model for southern California: Cycles, probabilities, hazard // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 22393 – 22418.

Wetmiller R.J. Earthquakes near Rocky Mountain House, Alberta, and relationship to gas production // *Can. Journ. of Earth. Sciences.* 1986. V. 32. № 2. P. 172 – 181.

Wittlinger G. Etude de la seismicite en champ proche par un reseau seismologique a faible ouverture: application au Frioul (Italie) et au gisement de Lacq (France). These de Doctorat d'Etat, Universite de Strasbourg. 1980. 261 p.

Wu F.T., Yen Y.H., Tsai Y.B. Seismicity in the Tsengwen reservoir area, Taiwan // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1979. V. 69. № 6. P. 1783 – 1796.

Yamashita T. Mechanical effect of fluid migration on the complexity of seismicity // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 17797 – 17806.

Yamashita T. Simulation of seismicity due to fluid migration in a fault zone // *Geophys. J. Int.* 1998. V. 132. P. 674 – 686.

Zelt C.A., Barton P.J. Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 7187 – 7210.

Zoback M. Global pattern of tectonic stress // *Nature.* 1989. V. 341. № 6240. P. 291 – 298.

Список сокращений и обозначений

Обозначения и сокращения сейсмических и геоэлектрических величин, используемые в главах 1 – 6

A – амплитуда сейсмической волны,
ВСП – вертикальное сейсмическое профилирование,
ГСЗ – глубинное сейсмическое зондирование,
КМПВ – корреляционный метод преломленных волн,
K – внутренняя граница в земной коре, принятая в Западной Европе,
K1 – граница в земной коре с граничной скоростью порядка 6,5 км/с, подошва корового волновода, а также же волна, отраженная от этой границы,
K2 – граница в земной коре с граничной скоростью порядка 6,8 – 7,0 км/с, кровля гранулит-базитового слоя, а также же волна, отраженная от этой границы,
K₀ – граница в земной коре, а также же волна, отраженная от этой границы,
M – Мохо, граница Мохоровичича, подошва земной коры,
M – магнитуда землетрясения,
МОВ – метод отраженных волн,
МОВЗ – метод обменных волн,
МТЗ – магнитотеллурическое зондирование,
НТ и *ПТ* – начальная и конечная точки петли рефрагированной волны,
ОГТ – метод отраженных волн в модификации общей глубинной точки,
ПВ – пункт взрыва,
ПК – пикет, расстояние от начала профиля,
ЭКО – эффективный коэффициент отражения,
d – расстояние от источника (пункта взрыва),
f – пористость,
g – соотношение скоростей продольных и поперечных волн,
h – электропроводность,
N – региональная граница в верхней мантии на глубине порядка 100 км,
N_f – число повторных движений флюидов в трещиноватых структурах верхней коры,
Lg – поверхностная волна,
P – продольная волна,
P^м_{отр} – отраженная волна от подошвы коры,
Pg – продольная преломленная волна в верхней части земной коры,
PmP – продольная отраженная волна от границы Мохоровичича,
P_L, *P'_L* и *P₄₁₀* – волны от ядерных взрывов, прошедшие через мантию и записанные на поверхности,
Pn – продольная преломленная волна от границы Мохоровичича,
P_N – продольная волна от границы *N* в верхней мантии,
p – параметр луча, величина, обратная кажущейся скорости,
R – интегральное сопротивление,
R1, *R2* – пункты взрыва,
r – радиус кривизны,
S – поперечная волна,
Sg – поперечная преломленная волна в верхней части земной коры,
SmS – поперечная отраженная волна от границы Мохоровичича,

S_n – поперечная преломленная волна от границы Мохоровичича,
 $t(x)$ – годограф скорости,
 t_0 – время преломленной волны у источника,
 V – скорость сейсмических волн,
 $V_{\text{ОГТ}}$ – скорость, определяемая по годографу отраженных волн для отдельной общей глубинной точки или их совокупности,
 V_p – скорость продольной волны,
 V_s – скорость поперечной волны,
 V_p/V_s – соотношение скоростей продольных и поперечных волн,
 V_r – скорость редукции наблюдаемых годографов,
 $V_{\text{эф}}$ – эффективная скорость,
 V_k – кажущаяся скорость по годографу – dt/dx ,
 V_{int} – интервальная скорость,
 β – параметр вертикального градиента скорости,
 ΔV – величина изменения скорости сейсмических волн,
 Δh – мощность слоя,
 ρ_{el} – электрическое сопротивление,
 $\sigma, \sigma_m, \sigma_f$ – электропроводность соответственно двухфазной среды и ее фаз: породы (скелета) и флюида.

Обозначения, используемые в главах 7 – 8

A_l и B_k – реологические константы, входящие в выражения для коэффициентов вязкости,
 c – удельная теплоемкость,
 c_p – продольная скорость упругих волн,
 D – показатель степени в статистическом распределении фрактального множества,
 D_c – характерный размер области разупрочнения вблизи кончика трещины на оси смещений,
 d_0 – характерный размер области нагружения,
 E – приращение упругой энергии в очаге землетрясений,
 e_0 – плотность приращения упругой энергии в очаге землетрясений,
 $F(x)$ – начальное значение пористости, отсчитываемое от ее минимального значения,
 F_i, \vec{U} – граничные значения векторов напряжений на границе и смещений,
 G_c – плотность энергии разрушения на единицу площади трещины,
 G_p – модуль неупругих касательных деформаций,
 S – граничное значение нормальной компоненты скорости фильтрации,
 f, f_{min} – пористость, а также критическое минимальное значение пористости в области компакции,
 $\vec{g} = (0, 0, -g)$, g – ускорение силы тяжести (выделяется курсивом),

$H_c \equiv \sqrt{\frac{\zeta^*}{\delta^*}}$ – размерная длина компакции; здесь звездочкой отмечаются масштабы

соответствующих величин,

h – толщина разлома,

K^s, K^f – объемные модули скелетной и флюидной фаз,

K_u – недренажный объемный модуль,

k_p – коэффициент проницаемости,

$k_p^{(i)} \equiv k_p K^{(i)}, K^{(i)}$ – абсолютные и относительные фазовые проницаемости,

L – характерный линейный размер области определения,

M – магнитуда землетрясений,

N_i – число элементов множества фрактальной структуры с размером r_i в дискретном распределении,

N – число элементов множества фрактальной структуры (или число землетрясений) с размером r , соответственно в непрерывном распределении,

$p \equiv p^f$ – поровое давление

p_0 – критическое значение порового давления,

Q – объемная плотность источника однофазного флюида,

$Q^{(1)}$ и $Q^{(2)}$ – объемные источники воды и газа в двухфазном флюиде,

q – мнимая часть комплексного давления,

\vec{q} – тепловой поток,

q_T – плотность объемных источников тепла,

\vec{s} – скорость фильтрации,

$(s_{\pm}$ и $f_{\pm})$ – асимптотические значения скорости фильтрации и пористости для одномерных решений компакции,

(s_0, f_0) – тривиальное однородное решение одномерных уравнений компакции ("состояние однородной флюидизации"),

T – температура,

T^* – период повторения землетрясений,

T_a – характерное время прохождения упругой волны расстояния L ,

$tg\beta$ – коэффициент трения,

u – скалярная скорость движения любой внутренней границы относительно скелета пористой среды (эта скорость всегда направлена по нормали к границе во внешнюю сторону области определения),

\vec{u}^f, \vec{w}^f – смещение и скорость флюида,

\vec{u}^s, \vec{w}^s – смещение и скорость скелета,

w_0, \vec{w}^a – соответственно постоянная составляющая скорости поровязкой смеси (скорость движения центра масс) и деформационная составляющая этой скорости,

\vec{w}^{sol} – соленоидальная составляющая скорости скелета,

$w \equiv s_1 - is_2, P \equiv p + iq$ – комплексные скорость фильтрации и давление,

$X = X_1 + iX_2$ – комплексный вектор усилий, приложенных к линии, соединяющей точки z_1 и z_2 , со стороны положительной нормали,

X_c – пространственный размер зоны разрушения в трещине,

$\vec{x}_\kappa = \vec{f}_{\kappa, \chi}(\vec{x}_\chi)$ – отображение между двумя евклидовыми пространствами Ω_χ и

Ω_k ,

α – угол комплексной величины девиатора напряжений,

α_c – кинетическая константа, определяющая кинетику процесса разрушения пор,

α_e – коэффициент перед поровым давлением в соотношении Терцаги,

β – угол внутреннего трения,

β_d – коэффициент дилатансии,

Γ_{ex} , Γ_{int} – внешняя граница и внутренняя границы области Ω ,

Γ_{int}^+ , Γ_{int}^- – внутренние границы типа наступающего и отступающего фронтов; эти символы используются для обозначения множества граничных точек; для обозначения дифференциала при интегрировании по поверхности используется символ $d\Gamma$,

γ – сдвиговая упругая деформация в блоке земной коры,

ΔT – характерное время подготовки землетрясений,

$\Delta\rho \equiv \rho^s - \rho^f$ – разность плотности скелета и флюида,

$\Delta\rho^s \equiv \rho^s - \rho_0^s$, $\Delta\rho^f \equiv \rho^f - \rho_0^f$ – отклонения плотности фаз от их равновесных значений,

$\delta_p = \frac{\eta_f}{k_p}$ – коэффициент гидравлического сопротивления,

δ_{ij} – символ Кронекера,

$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} + \frac{\partial u_i}{\partial x_k} \frac{\partial u_k}{\partial x_j} \right)$ – тензор деформаций,

ε_{ij}^e – упругую составляющую тензора деформаций,

ε_{ij}^p – пластическая (вязкая) составляющая тензора деформаций,

$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w_i}{\partial x_j} + \frac{\partial w_j}{\partial x_i} \right)$ – тензор скорости деформаций,

θ – объемное сжатие среды,

$\mathfrak{Z}(p^a - p_0)$ – ступеньчатая функция Хэвисайда.

τ – параметр, характеризующий время контакта неровностей поверхностей трещины,

ζ , η – коэффициенты объемной и сдвиговой вязкости,

η^f – коэффициент вязкости флюида,

η_0 – к.п.д. сейсмического излучения,

κ_p – коэффициент пьезопроводности,

λ , μ – коэффициенты Ламе упругого тела,

λ_T – коэффициент теплопроводности,

$tg\beta_s$ и $tg\beta_d$ – коэффициенты трения покоя и движения,

μ_0 – модуль полной (упругой и пластической) сдвиговой деформации

ξ – безразмерная величина содержания флюида в элементарном единичном объеме,

$P^a \equiv p^a - \frac{1}{3} \sigma_{kk}^{ef}$, p^a ($P_v^a \equiv p_v^a - \frac{1}{3} \sigma_{kk}^{ef}$, p_v^a) – редуцированные величины P и p

(Π_v, p_v), из которых вычтено гидростатическое давление поровязкой среды p^G ,

$\rho = (1-f)\rho^s + f\rho^f$ – плотность двухфазной среды,

ρ^s, ρ^f – плотности вещества обеих фаз, которые считаются постоянными,

$\sigma_{ij}, \sigma_{ij}^{ef}, \sigma_{ij}^s$ – тензоры полных и эффективных напряжений, а также напряжений,

осредненных по квазитвердой фазе,

$\hat{\sigma}$ – символьное обозначение тензора (в отличие от индексного обозначения σ_{ij}),

σ_1, σ_2 – главные напряжения в коре, которые ориентированы горизонтально,

$\sigma_{\max}, \sigma_{\min}$ – максимальное и минимальное главные напряжения в коре, которые ориентированы горизонтально,

σ_3 – главное напряжение в коре, ориентированное вертикально,

$\sigma \equiv \frac{(\sigma_{11} + \sigma_{22})}{2}, \quad \tau \equiv \frac{(\sigma_{22} - \sigma_{11} + 2i\sigma_{12})}{2}$ – комплексная форма представления

шаровой и девиаторной частей плоских напряжений,

$\sigma_{nm} \equiv \sigma_{ij}n_i m_j, \quad \sigma_n \equiv \sigma_{ij}n_i n_j, \quad w_m^s \equiv w_i^s m_i^{(\alpha)}, \quad w_n^p \equiv \phi_{,n} \equiv \frac{\partial \phi}{\partial x_i} n_i$, где \bar{n} и $\bar{m}^{(\alpha)}$ –

нормальный и касательные единичные векторы; индекс α ($\alpha = 1,2$) соответствует двум взаимно перпендикулярным направлениям на граничной поверхности,

τ_{ij}, P – девиатор тензора напряжений σ_{ij} и его шаровая часть, взятая с обратным знаком (давление)

$\tau \equiv \tau_{nm}$ – касательное напряжение,

$\tau_{ij}^{sol}, \Pi \equiv p^f - \frac{1}{3}\sigma_{kk}^{ef}$ – девиаторные напряжения и давление в воображаемой

несжимаемой жидкости Стокса, связанной со скоростью \vec{w}^{sol} ; гидродинамические уравнения этой жидкости используются в качестве одной из форм описания уравнений компакции,

$\tau_{ij}^v, \vec{w}^v, \Pi^v$ – девиаторные напряжения, скорость и давление в реальной несжимаемой жидкости Стокса в области, где являются изолированными,

Φ – скалярный потенциал смещения скелета,

ϕ – скалярный потенциал скорости скелета,

$\varphi(k_p)$ – безразмерная функция в обобщенном законе Дарси,

φ_c – угол поворота от положительного направления оси x_1 до оси σ_{\max} против часовой стрелки,

$\varphi(z), \psi(z)$ – комплексные потенциалы плоской теории упругости,

$[\tilde{\varphi}]_{\pm}^+ \equiv \tilde{\varphi}_+ - \tilde{\varphi}_-, \quad \tilde{\varphi}_{\pm}$ – граничные значения некоторой величины $\tilde{\varphi}$ на внутренней границе внутри и вне области компакции,

χ и κ – множества точек этих пространств E_{χ} и E_{κ} , соответствующих телу и его деформации, называемые конфигурациями,

ω – дополнительный комплексный пороупругий потенциал, связанный с фильтрационными процессами,

ω_{ij} – тензор повреждаемости,

Ω – область определения,

Ω_c, Ω_v – область компакти и примыкающей к ней поровязкие области с изолированными порами.

Научное издание

**Разломы, трещиноватые зоны и волноводы
в верхних слоях земной оболочки**

**Андрей Владимирович Каракин
Юрий Алексеевич Курьянов
Нинель Ивановна Павленкова**

Научный редактор: д.т.н., проф. О.Л. Кузнецов.

Издано в авторской редакции

Рукопись поступила 01.09.03. Подписано в печать 28.09.03

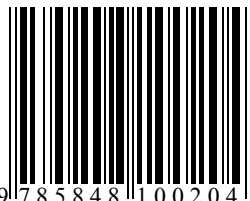
Гарнитура «Times».

Формат 70×100/16. Усл. печ. л. 4

Тираж 500 экз. Заказ № 16

Отпечатано во ВНИИгеосистем
113105, Москва, Варшавское шоссе, 8
ПЛД № 53-436 от 21.05.1999 г.
Тел. 952-21-57. E-mail: artur@geosys.ru

ISBN 5-8481-0020-9



9 785848 1100204