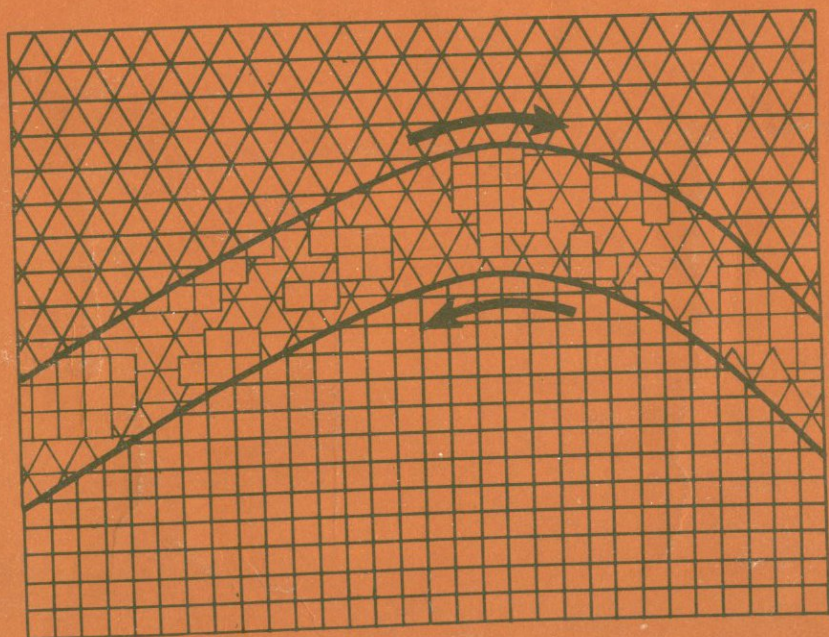


В.А.КАЛИНИН М.В.РОДКИН И.С.ТОМАШЕВСКАЯ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
ЭФФЕКТЫ
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ
ПРЕВРАЩЕНИЙ
В ТВЕРДОЙ СРЕДЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Ордена Ленина Институт физики Земли
им. О.Ю. Шмидта

В.А. КАЛИНИН М.В. РОДКИН И.С. ТОМАШЕВСКАЯ

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
ЭФФЕКТЫ
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ
ПРЕВРАЩЕНИЙ
В ТВЕРДОЙ СРЕДЕ

Ответственный редактор
академик В.А. МАГНИЦКИЙ



МОСКВА
"НАУКА"
1989



5215

Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде / В.А. Калинин, М.В. Родкин, И.С. Томашевская — М.: Наука, 1989. — 157 с. — ISBN 5-02-000666-1

Рассмотрено многообразие твердотельных превращений, происходящих в коре и мантии Земли. Представлены и обобщены данные о проявлении твердыми телами аномальных физических свойств в процессе превращений. Обоснована взаимосвязь процессов, происходящих в геофизической среде на микро- и макроуровнях. Существование такой связи и анализ геолого-геофизических данных положены в основу физической интерпретации тектонической расчлененности литосферы, генезиса глубоководных землетрясений и сейсмотектонических процессов в глубинных частях зон субдукции.

Для широкого круга специалистов в области наук о Земле, физиков и химиков.
Ил. 47. Табл. 15. Библиогр.: 326 назв.

Рецензенты: *О.Л. Кусков, Ю.С. Геншафт*

Редактор *В.К. Белова*

Geodynamic Effects of Physical—Chemical Transformations in Solids / V.A. Kalinin, M.V. Rodkin, I.S. Tomashevskaja — M.: Nauka, 1989. — 157 с.

Various solid-state transformation taking place in the Earth's interior are examined. The data on the special features of the physical properties developed during the solid-state transformations are presented and discussed. The connection between the micro-scale processes taking place within geophysical medium and macro-scale processes is substantiated. The existence of such interrelation and geophysical and geological data analysis are used for modelling thrust tectonic, deep earthquake generation and subduction zones seismotectonic.

The monograph is assigned for Earth science researches and physicists.

К 1803020000-459
055 (02)-89 209-89, кн. 2

© В.А. Калинин, М.В. Родкин,
И.С. Томашевская, 1989

ISBN 5-02-000666-1

ПРЕДИСЛОВИЕ

В современной геотектонике интенсивно развиваются представления о значительной роли глубинных сдвиговых зон в динамике литосферы. Наиболее полно эти представления отражены в концепции тектонической расслоенности, согласно которой литосфера активных областей сложена относительно жесткими пластинами, отделенными друг от друга механически ослабленными, легкодеформируемыми слоями — сдвиговыми зонами. В настоящее время такие зоны обнаружены в большинстве тектонически активных поясов мира, как современных, так и древних. Мощность зон достигает нескольких километров. Природа глубинных сдвиговых зон дискуссионна. Предложен ряд интересных моделей образования этих зон, но ни одна из них не охватывает всего комплекса событий, связанных с глубинными сдвиговыми зонами. В книге обсуждается новая физическая модель глубинных сдвиговых зон и связанных с ними сейсмо-тектонических процессов. Модель основана на аномальных изменениях физических свойств твердых тел в процессе их микроструктурных превращений.

Лабораторные опыты по сжатию твердых тел показали, что при давлениях и температурах, господствующих в коре и мантии Земли, большинство породообразующих минералов испытывает различного рода микроструктурные превращения (фазовые переходы, химические реакции). Об этом же свидетельствуют данные по метаморфизму и расчеты термодинамических диаграмм состояния.

Микроструктурные превращения (обычно фазовые переходы) неоднократно привлекались для интерпретации строения различных геосфер и происходящих в них процессов. Однако при этом обычно учитывались лишь термодинамические характеристики твердотельных реакций, такие, как скачок плотности, изменение объемного модуля сжатия и теплота превращения. Для геодинамических процессов не меньшее, а возможно и основное, значение имеют реологические свойства геоматериалов, приобретаемые ими в процессе микроструктурных превращений.

К настоящему времени в научных исследованиях и промышленной технологии накоплен экспериментальный материал по изменению различных физических свойств веществ в процессе их микроструктурных превращений. Из этих данных следует, что поликристаллические твердые тела во время превращения становятся более пластичными, менее прочными, в них понижаются скорости распространения упругих волн и т.д. Такие свойства присущи и веществу глубинных сдвиговых зон. Поэтому было естественно попытаться связать эти зоны с микроструктурными превращениями геоматериалов.

Поскольку аномальные физические свойства веществ проявляются лишь в процессе микроструктурных превращений, для протекания кото-

рых необходимо изменение термодинамических условий, механически ослабленные зоны следует искать только в тех частях Земли, где происходят изменения термического режима и поля механических напряжений. К областям с нестационарными термодинамическими условиями относятся тектонически активные регионы, а также зоны Бенъофа, где вещество погружающейся литосферной плиты постепенно разогревается и сжимается более высоким давлением. Именно эти области и рассмотрены в книге.

В книге собраны разнообразные экспериментальные данные, свидетельствующие об аномальных изменениях физических, в частности деформационных, свойств и прочности веществ в процессе превращений. Приведены результаты опытов, выполненных авторами. Обсуждаются теоретические модели, объясняющие появление таких аномалий. Дано геологическое и геофизическое описание глубинных сдвиговых зон и их характерных особенностей. На основании предложенной физической модели оценены такие характеристики глубинных сдвиговых зон, как их мощность, эффективная вязкость, изменение скоростей прохождения сейсмических волн. В заключительной главе предложена модель глубокофокусной сейсмичности и сейсмотектонических процессов в глубинных частях зон Бенъофа. Полученные теоретические оценки и закономерности сопоставлены с широким спектром геолого-геофизических данных и показано их хорошее согласие. Это вселяет в авторов дополнительную уверенность в том, что рассматриваемая в книге физическая модель, по-видимому, недалеко от реальности.

При написании книги авторы ориентировались на специалистов в области наук о Земле, занимающихся изучением внутреннего строения планеты и происходящих в ней геодинамических процессов, а также на аспирантов и студентов старших курсов соответствующих специальностей. Изложенные в ней общие положения могут заинтересовать широкий круг читателей.

МИКРОСТРУКТУРНЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ В КОРЕ И МАНТИИ ЗЕМЛИ

Наши представления о распределении в Земле напряжений и температур основаны на гипотезах и теоретических оценках, использующих разнообразные фактические данные: геохронологические, геохимические, радиогенные, структурно-текстурные, а также данные о фазовых равновесиях и зависимости различных физических свойств от температуры, внешних напряжений и других параметров. В настоящее время выявлена довольно сложная картина распределения температуры и характера напряженного состояния с глубиной. Температура не только существенно различна под океанами и континентами, но также изменяется от спокойных областей (щитов) к тектонически активным зонам. В значительной степени изменчиво и поле напряжений. Прежде чем обсуждать интересующие нас микроструктурные превращения, кратко изложим современные представления о P , T -условиях в Земле, в которых протекают эти превращения.

1.1. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ В ЗЕМЛЕ

Наиболее надежные оценки напряжений и температуры известны только для верхних слоев коры, в которых имеются глубокие шахтные выработки (до 4 км) и бурятся глубокие скважины (до 10–12 км)¹. Для оценки этих параметров в более глубоких горизонтах используются экстраполяции на основе различных моделей и косвенных геофизических данных. Если величина давления достаточно точно определяется по весу вышележащих пород, то распределения температуры и величины девиаторных напряжений с глубиной существенно неопределенны. В связи с этим интервалы возможных значений этих параметров довольно велики и, как правило, расширяются с глубиной. Учитывая, что обсуждаемые геодинамические процессы в основном приурочены к верхним горизонтам нашей планеты, ограничимся рассмотрением термодинамических условий в верхней мантии Земли — до глубин 700–800 км.

Рассмотрим тепловой режим планеты. В сверхглубоких скважинах зарегистрированы температуры [127], данные в табл. 1.1.

При этом геотермический градиент существенно постоянен как по латерали, так и по вертикали. Например, для Кольской скважины на глубинах до 6800 м (где данные достаточно точно характеризуют невозмущенное тепловое поле) отмечается рост геотермического градиента в среднем от 1,0 до 1,8 °C/100 м [67].

¹ При этом сильный разброс получаемых значений свидетельствует о значительной гетерогенности земных недр и затрудняет построение точных моделей.

Таблица 1.1

Значения температур в сверхглубоких скважинах

Название	Глубина, м	Температура, °С	Название	Глубина, м	Температура, °С
1-17 Юниверсити	8687	212	Кольская	10500	180
1-Баден	9144	218-232	Саатлинская	5650	105
1-Берта Роджерс	9583	232-243			

Таблица 1.2

Значения температуры на глубинах до 600 км по моделям различных авторов

Глубина, км	Температура, °С				Глубина, км	Температура, °С			
	[95]	[47]	[17]			[95]	[47]	[17]	
			Континент	Океан				Континент	Океан
100	1200-1550	1250	860	1140	400	2150-2400	-	1460	1600
200	1600-1950	1300	1180	1420	500	2380-2520	-	1520	1640
300	1850-2000	-	1360	1560	600	2450-2600	1500	-	-

Однако там же отмечаются и участки с пониженными значениями градиента $\approx 0,6$ °С/100 м, соответствующие зонам тектонических нарушений и гидротермальной разгрузки. Отметим, что во многих случаях температура в глубоких и сверхглубоких скважинах оказалась выше, чем предполагалось ранее [127]. По-видимому, это связано с недооценкой гидротермальной разгрузки глубинного теплового потока. К сожалению, на настоящий момент данные сверхглубокого бурения единичны и не позволяют получить полной картины теплового режима земных недр.

Изучение тепловых потоков на континентах и океанах позволяет строить карты тепловых потоков. На основе численного моделирования с учетом эффективной теплопроводности и структурных особенностей строения коры Е.А. Любимовой и др. [95] предложены методики расчета глубинных температур. Согласно результатам этих расчетов, в кровле мантии выделяются области с относительно высокой (до 1100-1500 °С) и низкой температурой (400-700 °С). К высокотемпературным областям относятся срединно-океанические хребты Тихого и Атлантического океанов, районы Исландии и Красного моря, окраинные моря Тихого океана. Низкотемпературные области соответствуют тектонически спокойным областям: Канадский щит, Восточно-Европейская платформа, районы Западной Африки, Австралии и др.

Оценка температур на больших глубинах еще более неопределенна. В табл. 1.2 приведены значения давлений и температур по моделям некоторых авторов.

В качестве примера значительной латеральной неоднородности температуры приведем геотраверс, рассчитанный на основании определений по-

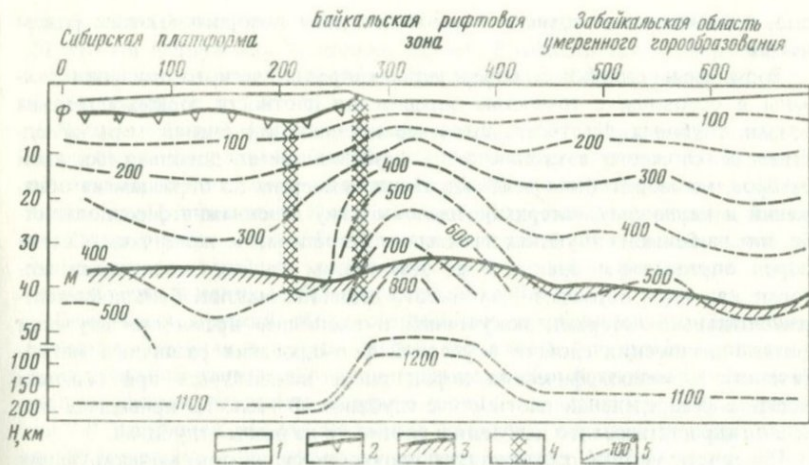


Рис. 1.1. Геотраверс южной части Восточной Сибири [39]

1 — дневная поверхность; 2 — поверхность фундамента Сибирской платформы; 3 — раздел Моховорвичича; 4 — зоны глубинных разломов; 5 — изотермы, °С

верхностного теплового потока, генерации радиогенного тепла в земной коре и теплопроводности горных пород при высоких P , T -условиях. Геотраверс пересекает часть Сибирской платформы на западе, зону Байкальского рифта в центре и область умеренного горообразования на востоке. Теплопроводность для глубинных условий определялась косвенным путем с учетом геофизических характеристик разреза [39]. На рис. 1.1 приведены сейсмический и тепловой разрезы. По ним хорошо видны резкие изменения как скоростей упругих волн, так и температур при переходе от платформы к рифтовой зоне, причем эти изменения прослеживаются до глубин 200 км. Рассчитанная в [39] температура на границе M в платформенных областях и рифтовых зонах различается в 2 раза (400 и 800 °С соответственно). Отметим некоторые особенности тектоносферы, выявленные этими авторами: глубинные разломы в платформенных областях не коррелируют со значительными изменениями свойств земных недр, в то время как тектонические нарушения в рифтовых зонах выделяются значительными латеральными градиентами тепловых и сейсмических неоднородностей.

Следует также отметить, что температура земных недр резко отличается не только в разных тектонических областях, но и на разных этапах тектонического развития. Значения ее обуславливаются глубинным тепловым потоком из мантии, величиной радиоактивной теплогенерации и условиями теплопереноса. Значительная часть этих факторов известна весьма приближенно. Кроме региональных, имеет место общепланетарная эволюция теплового режима, обусловленная постепенным остыванием Земли [33].

Перейдем к обсуждению поля напряжений, которое можно разделить на гидростатическое давление, обусловленное весом вышележащих по-

род, и девиаторный компонент, происхождение которого вызвано рядом причин.

Возможные ошибки в определении гидростатического давления связаны в основном с точностью определения плотности горных пород на разных глубинах. Плотность приповерхностных зон земной коры вследствие ее сложного тектонического строения имеет довольно большой разброс, но может быть непосредственно измерена по образцам из обнажений и креновому материалу, извлекаемому из скважин. Предполагается, что на больших глубинах значения плотности менее изменчивы. Состав пород определяется при этом по результатам изучения ксенолитов, которые являются образцами глубинного вещества мантии. Большой экспериментальный материал, полученный в настоящее время при изучении физико-химических свойств и условий формирования различных магматических и метаморфических пород также используется при решении задачи о распределении плотности с глубиной. В табл. 1.3 приведены значения гидростатического давления и плотности на разных глубинах.

Плотность мантии соответствует плотности силикатов, моделирующих состав верхней мантии при соответствующих P , T -условиях. Приведенные данные согласуются с комплексом геофизических сведений о моменте инерции, массе и собственных колебаниях Земли [47].

Существование девиаторного компонента поля напряжений проявляется в таких широко распространенных явлениях, как тектонические деформации и сейсмичность. Однако оценить количественно величину девиаторного компонента и характер пространственной изменчивости поля напряжений довольно трудно. Из существования на Земле резких перепадов рельефа, с амплитудой до 4 км, следует, что величина девиаторных напряжений в верхних горизонтах земной коры может составлять около 100 МПа. Однако такой расчет не учитывает значительной гетерогенности земной коры, имеет локальный характер и может быть отнесен только к верхнему, мощностью в первые километры, слою земной коры. Величины глубинных напряжений еще более неопределенны. Их оценки базируются на анализе сейсмичности и на результатах решения обратной задачи гравиметрии. Получаемые значения имеют разброс от единиц до сотен мегапаскалей. Представляется, что такой разброс не только обусловлен методическими трудностями расчетов, но и отвечает объективной неоднородности поля напряжений. Согласно анализу [152, 326], максимальные значения девиаторных напряжений на глубинах 10–20 км достигают 300 МПа при ха-

Таблица 1.3

Значения гидростатического давления P и плотности ρ на разных глубинах H

H , км	P , ГПа	ρ , г/см ³ [20]	ρ , г/см ³ [204]	H , км	P , ГПа	ρ , г/см ³ [20]	ρ , г/см ³ [204]
0	—	2,84	2,72	400	13,4	3,77	3,51
30	0,9	3,32	2,92	500	17,1	3,92	3,86
100	3,3	3,35	3,34	600	21,1	4,13	3,99
200	6,6	3,39	3,39	700	25,2	4,22	4,43
300	10,0	3,42	3,45				

рактерных средних значениях в несколько десятков мегапаскалей. Ниже 20 км эти напряжения несколько падают. В области астеносферы максимальные девиаторные напряжения не превышают нескольких десятков мегапаскалей.

Пространственно-временная изменчивость поля напряжений в настоящее время исследована слабо. Обычно предполагается, что тектонические напряжения максимальны в областях внутриплитовой активизации и на границах литосферных плит. Однако возможна другая интерпретация, согласно которой рост скоростей тектонических движений и сейсмической активности в этих областях связан не с увеличением напряжений, а с изменением реологических свойств вещества земной коры.

Заканчивая краткий обзор современных представлений о термодинамических условиях в недрах Земли, подчеркнем, что эти представления в значительной степени являются неполными. Для полноты картины необходимо рассмотреть также вопрос о составе и давлении глубинных флюидов. В настоящее время сколь-либо целостное описание флюидного режима отсутствует. До некоторой степени влияние флюидного компонента учитывается в схемах условий развития фаций метаморфизма. Однако вопрос о пространственно-временных вариациях флюидного режима остается в значительной степени открытым.

1.2. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ

Для интерпретации полевых данных необходимо знать физические свойства горных пород и их изменения под действием разнообразных внешних и внутренних факторов. В отличие от физики твердого тела, которая обычно изучает достаточно чистые и простые кристаллы, геофизикам приходится иметь дело со свойствами сложных поликристаллических агрегатов. Горные породы — это многокомпонентные и многофазные системы, состоящие как из твердых минеральных зерен, так и из пустот (пор и трещин), зачастую заполненных флюидами. В процессе своей "жизни" горные породы, слагающие геофизическую среду, не остаются застывшими стабильными образованиями [133]. В результате вариаций внешних условий и интенсивности теплопереноса в горных породах протекают различные физико-химические процессы, изменяющие кристаллическую структуру и пространственную ориентацию кристаллических осей. Представляется вероятным, что эти изменения тесно связаны с тектоническими движениями, вулканической деятельностью, сейсмичностью, изменениями теплового и флюидного режимов.

В настоящее время в природе известно немногим более 2000 породообразующих минералов. Их число определяется как разнообразием химического состава, так и термодинамическими условиями их образования. Экспериментально установлено, что число минералов, образующихся в разных физико-химических условиях, существенно различно. Например, при температуре от 1200 до 1600 °C образуется около 40 минералов; при температуре магматической кристаллизации (от 800 до 1200 °C) — около 120. В пневматолитово-гидротермальных условиях, включая образование пегматитов, число минералов достигает 500; наконец, в приповерхностных условиях — около 800 [69, с. 91]. Как правило, при высоких

значениях термодинамических параметров возникают соединения относительно простого состава и структуры, при низких — образуются более разнообразные и сложные соединения с меньшими энергиями связи кристаллических решеток. Закономерность, согласно которой разнообразие состава и структур вещества Земли уменьшается с ростом глубины [69], представляется важной для исследования внутреннего строения Земли и происходящих в ней процессов.

Горные породы разделяют на три основных генетических класса в соответствии с главными геологическими процессами, приводящими к их образованию: осадочные, магматические (изверженные) и метаморфические. Осадочные породы образуются в результате накопления и переработки различного рода осадков как неорганических продуктов выветривания изверженных пород, так и биогенного происхождения (в основном карбонатные породы, кальциты, доломиты и т.п.).

К магматическим относят породы, образовавшиеся в результате кристаллизации магмы. В зависимости от состава первичных магм и термодинамических условий их кристаллизации происходит дифференциация магматического вещества, в результате которой образуется широкий диапазон разнообразных магматических пород.

Метаморфические породы образуются в результате изменения (метаморфизма) магматических или осадочных пород, протекающего со значительным изменением минерального состава, структуры и текстуры под действием температуры, поля напряжений и химической активности глубинных флюидов. К этому классу пород относятся довольно широко распространенные гнейсы, различного рода сланцы, кварциты и т.д. Причем породы, имеющие одно и то же наименование, например гнейсы, могут образоваться как из осадочных, так и из изверженных пород.

К настоящему времени накоплена обширная информация по экспериментальному исследованию физических свойств горных пород, отличающихся химическим и минералогическим составом, текстурой, геометрией порового пространства [154]. При этом надо отметить, что минеральные агрегаты, носящие одно и то же название, могут заметно различаться по своим физическим свойствам. Различия могут быть обусловлены как вариациями химического состава, так и различием структуры образцов. В [45] показано, что для широко распространенного минерала — микроклина, взятого из разных месторождений, скорости продольных волн, измеренные в одном и том же кристаллографическом направлении, различаются в 2 раза при атмосферном давлении, а при давлении в 200 МПа варьируют в пределах 6,2–8,6 км/с. Авторы выявили, что значительная разница в скоростях вызвана примесью окиси натрия. Аналогичных примеров можно привести довольно много.

Вода и другие флюиды, присутствующие в горных породах в различных состояниях: свободном, активированном или связанном, также сильно влияют на физические параметры, увеличивая или уменьшая их значения.

Приведенные примеры указывают на необходимость при исследовании той или иной породы учитывать большое количество параметров. Для нивелирования влияния этих параметров предпринимаются попытки обобщения физических свойств однотипных групп горных пород [27] с тем,

чтобы использовать эти осредненные физические параметры для интерпретации вещественного состава земных недр. Отмеченное закономерное уменьшение разнообразия состава и структур горных пород с ростом глубины подкрепляет целесообразность такого подхода.

Подобие структурных изменений в разных по химическому составу минералах-аналогах используется для исследования вещественного состава мантии. Широко используется, например, тот факт, что последовательность структурных превращений, протекающих при умеренных давлениях в сравнительно легкосжимаемых германатах, во многом аналогична последовательности превращений в силикатах мантии при больших давлениях и температурах. Рост однообразия структуры минералов с глубиной позволяет также в значительной степени пренебречь при исследовании петрологии мантии неопределенностью данных о концентрации второстепенных компонентов.

Значительный прогресс в изучении состава недр Земли был сделан Рингвудом [283], предложившим пиrolитовую модель мантии, в рамках которой были согласованы между собой данные об изменении скоростей сейсмических волн с глубиной, результаты экспериментов при высоких давлениях и данные геохимии. Химический состав пиrolитовой мантии приведен в табл. 1.4. Предложенная модель легла в основу подавляющего большинства последующих разработок. Основные выделенные в то время сейсмические границы на глубинах 400 и 600 км и понижение скоростей в окрестности 100–200 км объяснялись в рамках модели как следствие фазовых переходов и подплавления вещества мантии. Дальнейшее развитие сейсмических исследований выявило целый ряд новых сейсмических границ, а также ограниченность сферически-симметричной модели Земли,

Таблица 1.4

Химический состав пиrolитовой модели мантии (по: [218, 283])

Компонент	Содержание, %			Предельное содержание		Средний состав
	1	2	3	4	5	
SiO ₂	45,2	45,6	42,9	44,9	46,5	45,1
TiO ₂	0,7	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2
Al ₂ O ₃	3,5	3,9	5,8	3,2	3,6	4,6
Cr ₂ O ₃	0,4	0,4	0,2	0,5	0,4	0,3
Fe ₂ O ₃	0,5	—	0,3	—	1,0	0,3
FeO	8,0	5,2	8,9	7,6	9,4	7,6
MnO	0,14	0,1	0,14	0,1	0,2	0,2
NiO	0,2	0,3	0,2	0,3	—	0,2
MgO	37,5	37,7	37,2	40,0	33,0	38,1
CaO	3,1	3,0	3,7	3,0	5,1	3,1
Na ₂ O	0,6	0,5	0,4	0,2	0,5	0,4
K ₂ O	0,13	0,1	0,003	0,0006	0,2	0,02
P ₂ O ₅	0,06	0,03	—	—	0,01	0,02

Примечание. 2 — по Рингвуду (ранняя модель пиrolита); 3 — валовый состав Вуриносского офиолитового комплекса; 4 — по Картеру; 5 — наименее фракционированные ультраосновные породы; 6 — ультраосновные породы, соответствующие наивысшей степени плавления.

Таблица 1.5

Некоторые параметры фазовых переходов в верхней мантии (по: [172])

Глубина, км	Фазовый переход	Перепад плотности, %
50–60	Базальт → эколгит	15
50–60	Шпинелевый перидотит → гранатовый перидотит	3
50–200	Плавление легкоплавких компонентов	10
300–400	Ортопироксен → майорит	10
400–420	Оливин → β -шпинель	7
400–500	Клинопироксен → гранат	10
500	Твердый раствор гранат-майорита → твердый раствор ильменита	5
500–580	β -шпинель → γ -шпинель	3
500–580	Майорит → β -фаза + стишовит → γ -фаза + стишовит	4,5
700	Ильменит → перовскит	5

принятой ранее. В свою очередь, развитие техники высоких давлений позволило экспериментально проверить основные положения о составе и структуре верхней мантии. Согласно современным представлениям [172], в верхней части мантии Земли имеет место целый ряд микроструктурных превращений, большинство которых сосредоточено на глубинах 400–600 км. Последовательность фазовых переходов, а также перепады плотности, происходящие в результате превращений, приведены в табл. 1.5. Параллельно с ростом плотности происходит увеличение скоростей распространения упругих волн.

Описанная модель, естественно, не является окончательной. Глубины границ фазовых превращений, указанные в табл. 1.5 соответствуют "нормальной" мантии. Они могут испытывать отклонения как вследствие различия теплового режима, так и в зависимости от концентрации компонентов. Так, глубина образования граната может существенно варьировать при различной концентрации Al_2O_3 . Значительное влияние может оказать и характер флюидного режима, в частности содержание H_2O . Приведенные факторы могут не только заметно смещать положение фазовых границ по глубине, но и изменять их последовательность, а также заменять одни фазовые превращения на другие. Кроме того, параметры, некоторых превращений, приведенные в табл. 1.5, определены со значительной погрешностью.

Ряд поднятых вопросов детально рассматривается ниже, в связи с обсуждением генезиса глубокофокусной сейсмичности. Здесь же отметим, что фазовые превращения, по-видимому, не прекращаются на глубине 700 км. В [128] рассматриваются перепады плотности, обусловленные фазовыми превращениями на глубинах 800 км и более. Предположение о наличии фазовых границ значительно глубже 600–700 км согласуется также и с сейсмическими данными, согласно которым сейсмические разделы достаточно уверенно выделяются на глубинах около 770, 910 и 1065 км [222]. Природа этих сейсмических границ в настоящее время не ясна.

Термодинамические условия залегания массивов горных пород не остаются постоянными во времени. Они меняются в ходе тектонических процессов, которые наиболее интенсивны в тектонически активных областях. С этими изменениями связаны различного рода преобразования структуры и состава горных пород. Такие преобразования называются метаморфизмом. Исключение составляют приповерхностные процессы, протекающие при относительно низких давлениях и температурах и приводящие, в частности, к образованию консолидированных осадков. Такой процесс называется диагенезом. Резкой грани между диагенезом и метаморфизмом погружения провести невозможно. Степени метаморфизма и формы его проявления весьма разнообразны, что связано со сложностью состава и структуры горных пород и разнообразием действующих в процессе метаморфизма факторов.

Наиболее простой и изученный тип метаморфизма обусловлен изменением P , T -условий при незначительной роли других факторов (негидростатических напряжений и флюидного режима). Изменения состава и давления флюида, наличие негидростатических напряжений существенно усложняют характер метаморфических преобразований горных пород. При этом наличие напряжений должно способствовать развитию текстурированных анизотропных толщ. Развитие флюидного массопереноса может приводить к значительным изменениям валового химического состава горных пород. Причем важно отметить, что уровень девиаторных напряжений и характер флюидного режима могут являться значительно более изменчивыми факторами, нежели давление и температура. Полевые данные согласуются с этими представлениями. Так, например, в Хибинском массиве выделяются тонкие переслои изотропных и анизотропных пород одинакового состава [44, 49]. Постоянство состава пород указывает на неизменность условий их формирования в течение достаточно длительного времени, а наличие анизотропных прослоев — на существование сравнительно кратковременных стадий развития девиаторных тектонических напряжений.

Кратко рассмотрим характерные особенности метаморфизма, связанного с изменениями флюидного режима и наличием негидростатических напряжений. Как отмечалось, значительное число метаморфических реакций происходит не в замкнутых системах, а в открытых при интенсивном массообмене между системой и вмещающими толщами. Наиболее характерные реакции этого типа связаны с выделением или поглощением воды — дегидратацией и гидратацией. Существование в природе для большинства минералов и их ассоциаций водосодержащих аналогов демонстрирует широкую распространенность такого рода превращений. Подробное описание примеров процессов гидратации-дегидратации приводится ниже. Здесь же отметим, что развитие этих реакций контролируется не только возможностью эффективного отвода и подвода необходимого количества флюида, но и P , T -условиями залегания горных пород.

Для наших целей большой интерес представляет связь P , T -метаморфизма и метаморфизма, обусловленного развитием девиаторных напряжений. В тектонически спокойных областях толщи горных пород залегают почти горизонтально и в целом слабодеформированы. При этом пре-

обладают метаморфические реакции, связанные только с изменениями всестороннего давления и температуры. Напротив, в тектонически активных областях развиты структуры и микроструктуры, которые могут быть обусловлены только воздействием девиаторных напряжений. Как правило, метаморфические изменения состава горных пород сопровождаются здесь и значительными их пластическими деформациями. Сложность наблюдаемой при этом картины создала предпосылки для представления о преобразовании горной породы как суммы двух независимых процессов: P, T -метаморфизма и метаморфизма девиаторных напряжений [94]. При этом подходе состояние породы характеризуется точкой в двумерном пространстве. Одна независимая переменная этого пространства соответствует степени развития P, T -метаморфизма и определяется изменением минералогического состава. Другая переменная определяется степенью развития стресс-метаморфизма. Ее предлагается оценивать величиной деформации горной породы.

Для упрощенного описания вводится понятия ступеней P, T -метаморфизма и стресс-метаморфизма. Три ступени стресс-метаморфизма соответствуют развитию: пластической деформации при неразрушающем напряжении; пластической деформации с элементами хрупкого микроразрушения и широкому развитию хрупкого микроразрушения.

Три ступени P, T -метаморфизма определяются типами новообразованных минеральных ассоциаций: низкотемпературными, водосодержащими умеренных температур и высокотемпературными безводными.

Введение двумерной схемы описания метаморфизма подчеркивает важную роль негидростатических напряжений в процессах метаморфизма. Однако представление о независимости этих двух видов метаморфизма неоправданно, так как девиаторные напряжения изменяют термодинамические параметры протекания P, T -метаморфизма. Действительно, в работах [93, 152, 289] неоднократно отмечалась тесная пространственно-временная связь процессов активизации тектонических деформаций и P, T -метаморфизма. Предполагается взаимное каталитическое воздействие этих двух процессов.

Исследование характера связи между P, T - и стресс-метаморфизмом является частью более общей и плохо изученной в настоящее время проблемы описания физических свойств горных пород в процессе их превращений. Решение этой проблемы сильно затрудняется большим числом и разнообразием метаморфических реакций.

1.4. ФАЗОВЫЕ ПРЕВРАЩЕНИЯ

Простейшей разновидностью метаморфических превращений являются фазовые переходы в породообразующих минералах. Под фазовыми переходами далее будем понимать процесс превращения одной стабильной кристаллической структуры в другую, тоже стабильную и кристаллическую. В природе известно множество разнообразных видов фазовых переходов, отличающихся друг от друга характером перестройки кристаллической решетки, скоростью процесса, изменением физических характеристик фаз, термодинамическими условиями перехода и т.д. Су-

шествует ряд классификаций фазовых переходов, в основу которых положены те или иные их характеристики: термодинамические, структурные или кинетические. Разные классификации в значительной степени коррелируют между собой, но при этом не сводятся друг к другу.

Согласно одной из распространенных классификаций [190], фазовые превращения по характеру микроструктурных изменений делятся на реконструктивные и типа смещения.

Реконструктивные превращения характеризуются сильной перестройкой кристаллической решетки, когда координация положений атомов в старой и новой фазах практически отсутствует. Для таких превращений характерны значительные изменения плотности и энтальпии в процессе перехода. Энергия активации обычно значительна, а сам переход характеризуется, как правило, сравнительно медленной, сильно зависящей от температуры кинетикой.

Противоположными особенностями обладают типичные превращения смещения². В этом случае в большей или меньшей степени сохраняется координация решеток старой и новой фаз. Классическим примером полного сохранения координации можно считать двойникование. Здесь на границе раздела происходит поворот решетки как целого на некоторый угол. В большинстве случаев имеет место неполная координация, выполняющаяся только для одной из подрешеток. Переходы типа смещения обычно сопровождаются меньшими изменениями плотности и энтальпии; энергия активации в среднем меньше, чем при превращениях реконструктивного типа. Кинетика переходов типа смещений более быстрая, максимальная скорость смещения границ раздела фаз может приближаться к скоростям упругих волн [73].

Учитывая, что многие переходы типа смещения могут быть представлены как некоторая сдвиговая деформация кристаллической решетки исходной фазы (или одной из ее подрешеток), следует ожидать существование зависимости параметров превращения от характера негидростатических напряжений. Такая зависимость, действительно, имеет место. Зарегистрировано, что при переходах типа смещения на параметры превращения влияют не только инварианты тензора напряжений, но и его ориентация относительно кристаллической решетки исходной фазы. При переходах реконструктивного типа аналогичной зависимости нет. Однако и в этом случае имеет место значительное влияние девиаторных напряжений на характер кинетики. Кроме того, определенные данные указывают на зависимость параметров фазового равновесия от ориентации границы фазового раздела относительно поля напряжений [34, 37, 116].

Рассмотрим некоторые кристаллографические особенности фазовых переходов. Кристаллическая структура породообразующих минералов очень разнообразна, и процесс ее перестройки может происходить разными способами. Основываясь на результатах структурной минералогии, можно ожидать следующие два основных типа микроструктурных превращений [119].

² Имеет место значительное число превращений с промежуточными характеристиками.

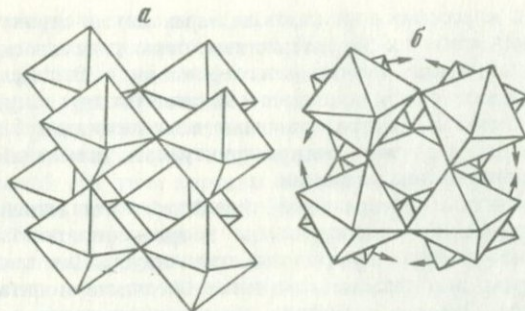


Рис. 1.2. Пример фазового перехода, связанного с изменением угла между связями
a — схематичное представление кристалла оксида рения ReO_3 до перехода; *b* — после перехода [157]

1. Если структуры материнской и дочерней фаз близки, то переход сопровождается относительно небольшим количеством разрывов химических связей и может происходить достаточно быстро.

2. Если же исходная и конечная структуры сильно различаются, то система может иметь ряд промежуточных состояний, которые она последовательно проходит в процессе превращения, постепенно приближаясь к конечной структуре. Такие превращения обычно происходят достаточно медленно, так как движение отдельных атомов определяется скоростью диффузии.

Молекулярную структуру большинства породообразующих минералов можно представить в виде объемного скелета, образованного из катионов и окружающих их анионов, причем анионы (главным образом ионы кислорода) располагаются в вершинах простых многогранников: тетраэдров, октаэдров, кубов и т.д. [157]. Многогранники могут быть связаны друг с другом разными способами. Если же они связаны слабыми молекулярными силами, то они не имеют общих атомов. Связь многогранников может осуществляться посредством обобщения одного или нескольких анионов. При обобщении одного аниона многогранники соединены вершинами. При обобщении двух атомов многогранники имеют общее ребро. При обобщении трех или более атомов они имеют общую грань. В процессе фазового превращения изменение молекулярной структуры минералов происходит посредством изменения длин связи и углов между ними, разрывом одних связей и возникновением других. Например, оксид рения ReO_3 при давлении около 500 МПа претерпевает фазовый переход, связанный с изменением углов между связями, как это показано на рис. 1.2. При этом кристалл кубической симметрии превращается в кристалл с более низкой симметрией.

Для распространенного в природе соединения окиси кремния SiO_2 в настоящее время известны десять модификаций, шесть из них встречаются в естественных природных условиях, хотя только α -кварц стабилен при атмосферных условиях, остальные — метастабильные фазы. В табл. 1.6 приведены названия минералов SiO_2 различной модификации, указана их симметрия, удельный вес при определенных температурах,

Таблица 1.6

Модификации кремнезема, их структура и плотность при атмосферном давлении и соответствующих температурах (по: [104])

Минерал	Кристаллографическая характеристика	Температура, °С	Плотность, г/см ³
α-кварц Qu	Тригональная	25	2,648
β-кварц	Гексагональная	575	2,533
α-тридимит Т	Ромбическая	Комнатная	2,265
β-тридимит	Гексагональная	405	2,192
α-кristобалит	Тетрагональная	25	2,334
β-кristобалит	Кубическая	405	2,194
Китит	—	Комнатная	2,503
Коэзит Со	Моноклинно-призматическая	25	2,911
СТИШОВИТ	Рутитовая	Комнатная	4,287
Стекло	Аморфная	"	2,203

а на рис. 1.3 показаны термобарические поля устойчивости основных форм кремнезема. Для того чтобы представить, какие из фазовых превращений в кремнеземе можно ожидать в коре и верхней мантии, на фазовую диаграмму кремнезема (см. рис. 1.3, б) нанесены термобарические условия в тектонически активных и спокойных зонах вплоть до глубины 120 км. Видно, что в активных областях на глубинах около 30 км возможен (α-β)-переход в кварце, а в спокойных областях на глубинах свыше 80 км наиболее вероятен переход α-кварца в коэзит.

Переход α-β в кварце изучался многими авторами, но до сих пор не ясно, к какому типу переходов его следует отнести [194]. По своим свойствам этот переход ближе к переходам II рода³, но сопровождается малым скачком объема, что характерно для переходов I рода. Отметим некоторые интересные факты, обнаруженные при изучении этого перехода. В работе [51] зафиксировано значительно большее увеличение объема в процессе перехода, чем это необходимо для перестройки решетки. Другими словами, происходит как бы разрыхление вещества в переходном состоянии, что может быть связано с образованием переходной ультрамелкозернистой фазы⁴. Ряд минералов, в том числе и кварц, при температуре перехода из анизотропных кристаллов превращаются в изотропное вещество [86]. Возможны и обратные превращения — из изотропного в анизотропное состояние [318]. Так как полиморфные превращения связаны с перестройкой кристаллической решетки, они часто сопровождаются изменением координационного положения атомов. Причем с увеличением давления, как правило, образуются структуры с большими, а при повышении температуры становятся устойчивыми структуры с меньшими координационными числами.

³ Имеется в виду классическая классификация фазовых переходов, предложенная Эренфестом [81].

⁴ Известно, что плотность зернограничных областей относительно понижена. В связи с этим развитие ультрамелкозернистой структуры должно приводить к некоторому уменьшению средней плотности.

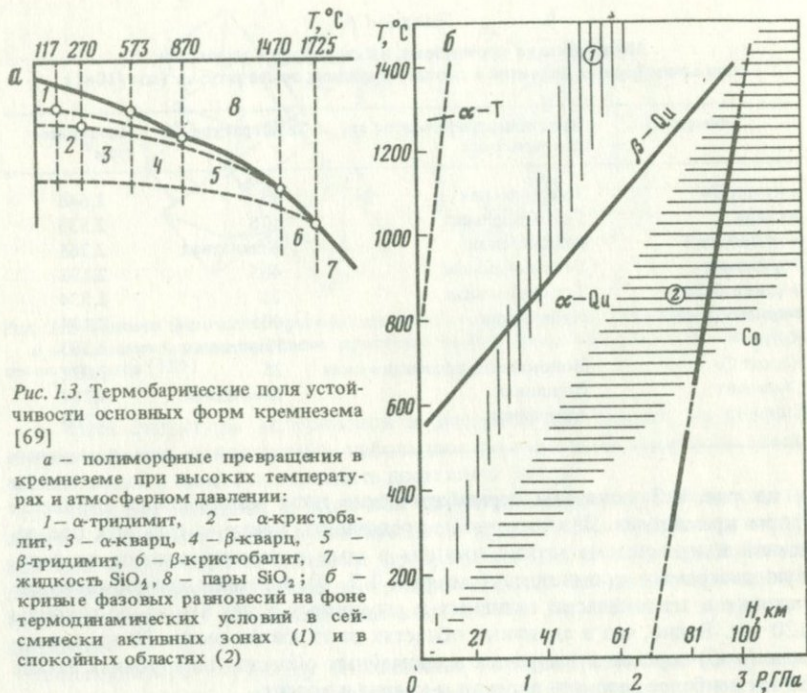


Рис. 1.3. Термобарические поля устойчивости основных форм кремнезема [69]

a – полиморфные превращения в кремнеземе при высоких температурах и атмосферном давлении:

1 – α -тридимит, 2 – α -кристобалит, 3 – α -кварц, 4 – β -кварц, 5 – β -тридимит, 6 – β -кристобалит, 7 – жидкость SiO_2 , 8 – пары SiO_2 ; б – кривые фазовых равновесий на фоне термодинамических условий в сейсмически активных зонах (1) и в спокойных областях (2)

В настоящее время известно, что переходы II рода протекают довольно быстро. Таковы, например, сегнетоэлектрические переходы. Отметим, что при этих превращениях происходит только небольшое искажение первоначальной решетки. В ряде случаев кристаллическая решетка остается неизменной.

Переходы первого рода обычно сопровождаются более значительными изменениями в структуре кристаллической решетки. Наиболее медленные переходы – это переходы, обусловленные переносом атомов (близки к переходам реконструктивного типа). Но в природе известны и очень быстрые переходы, которые называют мартенситными (близки к переходам типа смещения), связанные с кооперативной перестройкой решетки. Известны переходы, при которых перестройка решетки происходит при одновременном действии обоих механизмов, а также переходы, диффузионный или кооперативный характер кинетики которых определяется внешними условиями.

Как видно из приведенного материала, фазовые переходы весьма разнообразны. При этом на характер их протекания влияет множество факторов. Таким образом, даже наиболее простые метаморфические превращения, включающие только полиморфные, достаточно сложны и разнообразны.

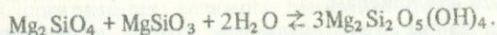
1.5. ДЕГИДРАТАЦИЯ

На значительную роль воды в превращениях горных пород, происходящих в земной коре и верхней мантии, указывают многие авторы [98, 101, 102, 262]. Существует даже предположение, что процессы гидратации являются источником достаточно больших напряжений, способных раздвигать литосферные плиты [98]. Эти напряжения связываются с большими изменениями плотности горных пород при их гидратации и дегидратации. О достаточно широком распространении этих процессов в земной коре и верхней мантии говорит тот факт, что не менее половины всех пород гидратированы [101].

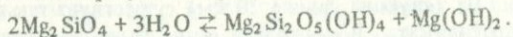
Процессы гидратации и дегидратации в зависимости от состава минералов происходят при различных температурах и давлениях. Зачастую эти реакции реализуются постепенно. Например, дегидратация в гипсе при атмосферном давлении происходит в несколько стадий. Сначала гипс превращается в полугидрат, затем в растворимый ангидрит и, наконец, в нерастворимый ангидрит. Все эти превращения завершаются до температуры 320 °С.

Потеря воды в хлоритах⁵ происходит при более высоких температурах в два этапа. На первом этапе регистрируется эндотермическая реакция в интервале температур 500–700 °С с максимумом при 590 °С [4]. Потеря массы при этом составляет 7,5%. Второй этап превращения также происходит с поглощением тепла и имеет максимум при 800 °С. Потеря массы составляет 3,2%. Чтобы понять процесс обезвоживания хлорита, следует обратиться к его структуре. В идеализированном виде структура хлоритов представляет собой чередование талькоподобных ($Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$) и бруситоподобных ($Mg_3(OH)_2$) слоев. При 550–700 °С бруситовый слой разрушается, тальковый практически не меняется. При 780–820 °С разрушается тальковый слой и идет перекристаллизация обезвоженных продуктов распада в структуру оливина и шпинели.

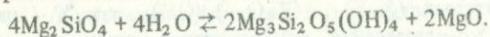
Процессы серпентинизации и дегидратации серпентинитов часто сопровождаются появлением других водосодержащих минералов [23]. Так, чистый серпентинит образуется при соединении с водой 58% оливина и 42% энстатита:



Если же происходит серпентинизация только одного оливина, то при реакции образуются серпентинит и брусит [23]:



При замещении магниевых минералов гидросиликатами могут образовываться и окислы, согласно следующей реакции:



Как видно из приведенных примеров, в процессе дегидратации образуются разнообразные минеральные ассоциации гидратированных и негидратированных минералов. Кроме того, нужно отметить, что гидрата-

⁵ Хлориты — богатые водой магниевые и железистые алюмосиликаты, напоминающие слюды.

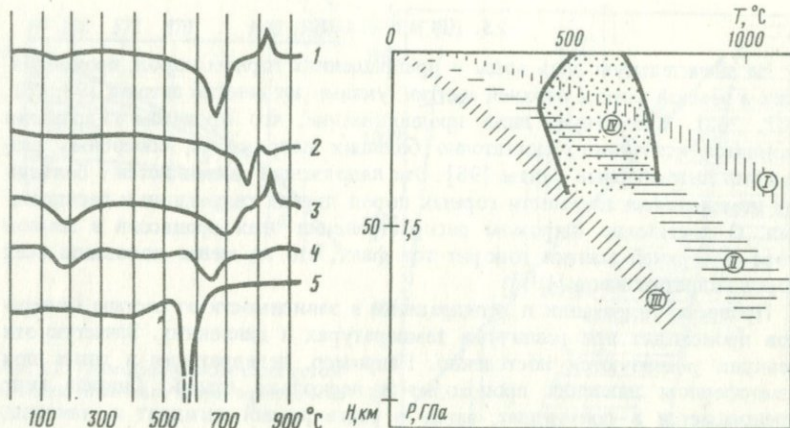


Рис. 1.4. Кривые ДТА для ряда минералов серпентина [69]

1 – хризотил; 2 – антигорит; 3 – керолит; 4 – непунит; 5 – кроншtedтит

Рис. 1.5. Сопоставление геотерм с P, T -параметрами дегидратации [31]

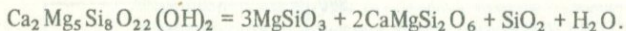
I – Байкальский рифт; II – область тектонической активности Центральной Азии; III – Сибирская платформа; IV – область дегидратации амфиболов, хлоритов и серпентинитов, полученных в лабораторных экспериментах

ция и дегидратация ультраосновных пород происходит при разных условиях, зависящих от их состава и структуры. На рис. 1.4 [69] приведены кривые дифференциального анализа для ряда образцов серпентина. Видно, что даже для одной группы серпентинитов температура выделения воды варьирует в пределах 550–750 °C. Разница температур дегидратации в хризотиле и антигорите связана с тем, что в хризотиле происходит изгибание кремнекислородных слоев и в результате формируются трубкообразные кристаллы, а антигорит формируется в виде листовых агрегатов. В других, приведенных на рис. 1.4, серпентинах магний частично замещен железом, марганцем или никелем.

Отметим, что гидратированные ультраосновные породы встречаются на больших глубинах. Так, О.Ю. Ходырев и В.М. Агошков [158] провели экспериментальное изучение устойчивости серпентина и показали, что даже при давлениях 4–8 ГПа (глубина свыше 20 км) существует так называемая 10 Å-фаза гидросиликата. В последние годы были выделены еще более высокобаричные ультраосновные гидросиликаты [249, 251].

Большое геофизическое значение имеют реакции дегидратации амфиболов, общая формула которых $(X, Y)_{7-8}(Z_4O_{11})_2(OH)_2$, где X – натрий, калий или кальций; Y – алюминий, двухвалентное или трехвалентное железо, магний, марганец, титан, хром, литий или цинк; Z – кремний или алюминий. В лабораторных условиях отделение воды в амфиболах происходит при температурах свыше 700 °C. В качестве примера приведем реакцию выделения воды из моноклинного амфибола (тремолита), которое происходит приблизительно при 800 °C под всесторонним давле-

нием 500 МПа [140]:



Процесс гидратации многих горных пород сопровождается увеличением их объема. Кроме того, практически все гидратированные минералы более пластичны, чем те, из которых они образуются. Обратный процесс, кроме уменьшения объема твердой породы, сопровождается увеличением содержания воды в поровом пространстве, а возможно, и увеличением порового давления.

Сопоставим условия дегидратации отдельных групп гидратированных минералов со средними, предполагаемыми по разным моделям, распределениями температур и давлений для тектонически активных областей и для щитов. На рис. 1.5 проведено такое сопоставление. Видно, что P , T -линия дегидратации хлоритов, серпентинов и амфиболов перекрывает область давлений и температур в тектонически активных областях земной коры. Видно, что процессы дегидратации могут играть важную роль в жизни этих областей. Изучение закономерностей изменения физических свойств горных пород, особенно их деформационно-прочностных характеристик, в процессе превращений должно способствовать пониманию эволюции напряженного состояния и тектоники активных областей.

1.6. ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ МИКРОСТРУКТУРНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ

Равновесию фаз в термодинамике соответствует равенство термодинамических потенциалов исходной G_1 и конечной G_2 фаз. Термодинамическими параметрами, определяющими это состояние, являются гидростатическое давление P_Φ и температура T_Φ . Очевидно, что при равновесии фаз процесс превращения не реализуется, так как движущая сила реакции $\Delta G_2 = G_1 - G_2$ в этом случае равна нулю. Микроструктурные превращения обычно происходят в неравновесных P , T -условиях, соответствующих области устойчивости новой фазы, что подтверждается гистерезисом P , T -параметров прямого и обратного переходов. Необходимая для начала превращения величина движущей силы ΔG_2 и соответствующие ей отклонения ΔP_Φ и ΔT_Φ термодинамических параметров от их равновесных значений определяются кинетикой процесса. Таким образом, регистрируемые экспериментально термодинамические параметры превращения $P = P_\Phi + \Delta P_\Phi$ и $T = T_\Phi + \Delta T_\Phi$ зависят не только от термодинамических свойств системы, определяющих P_Φ и T_Φ , но и от кинетики превращения через ΔP_Φ и ΔT_Φ .

Изложенное более наглядно можно продемонстрировать на схеме рис. 1.6, отражающей процесс превращения как изменение величины термодинамического потенциала G в зависимости от параметра X , характеризующего фазовый состав системы на разных стадиях протекания реакции. В процессе превращения термодинамический потенциал системы изменяется от минимума в исходном (метастабильном) состоянии X_1 до минимума в конечном (стабильном) состоянии X_2 . Эти два минимума отделены друг от друга максимумом термодинамического потенциала, соответствующим

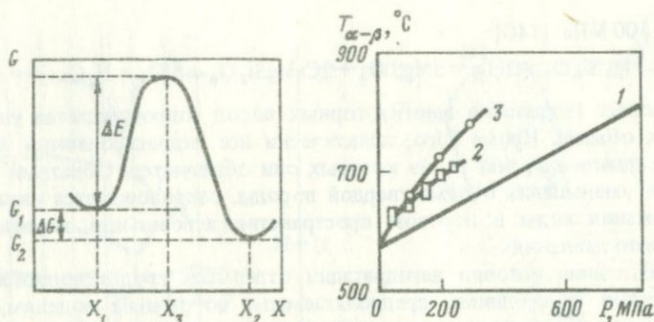


Рис. 1.6. Изменение термодинамического потенциала при переходе из метастабильного состояния X_1 в X_2 через активированное состояние X_3

ΔE — энергия активации; ΔG — движущая сила превращения

Рис. 1.7. Температура перехода (α - β)-кварца как функция давления P для монокристалла кварца (1), гранита (2) и аллита (3) [313]

щим промежуточному состоянию системы X_3 , через которое она проходит в процессе превращения. Промежуточное состояние X_3 называется активированным, а система в этом состоянии — активированным комплексом.

Наличие максимума G соответствует потенциальному барьеру реакции, который должна преодолеть система для реализации процесса. Например, согласно теории гетерофазных превращений, избыточный потенциал активированного комплекса обусловлен ростом поверхностной энергии при образовании зародышей новой фазы. Высота максимума над потенциалом G_1 в исходном состоянии определяет величину энергии активации ΔE . Эта энергия зависит от механизма реализации процесса и тем самым определяет его кинетику. Например, процессы с нулевым значением энергии активации характеризуются мгновенной кинетикой. В то же время значения термодинамического потенциала в исходном и конечном состояниях зависят только от свойств системы в этих равновесных состояниях и не зависят от кинетики превращения.

Приведенная на рис. 1.6 схема соответствует некоторым значениям термодинамических параметров P и T из области устойчивости второй фазы. Изменение P , T , очевидно, деформирует эту схему, так как при этом изменяются значения G_1 , G_2 и ΔE . Например, при фазовом равновесии минимумы X_1 и X_2 располагаются на одном уровне. Однако термодинамический потенциал системы зависит, вообще говоря, не только от параметров P и T , но и от ряда других факторов, таких, как девиаторные напряжения, различного рода нарушения кристаллической структуры, разнообразные примеси, наличие и состав флюидов и т.д. Например, если на систему в исходной фазе воздействовать девиаторными напряжениями, то ее термодинамический потенциал изменится. Равновесие такой системы с новой фазой (равенство термодинамических потенциалов) будет осуществляться при иных значениях P_Φ и T_Φ , т.е. приложении девиаторных напряжений смещает кривую равновесия фаз. Но те же самые факторы влияют и на

Таблица 1.7

Изменение температуры (α - β)-превращения в кварце в зависимости от размеров кристаллитов (по: [41])

Средний размер кристаллитов, А	Температура, °С		Средний размер кристаллитов, А	Температура, °С	
	1	2		1	2
1080	562	561	1760	568	567
1200	564	563	2455	569	568
1350	565	565	3130	570	569
1490	566	566	7200	573	572

Примечание. 1 — по данным высокотемпературной дифрактометрии; 2 — дифференциального термического анализа [41].

кинетику превращения, в частности на величину движущей силы реакции ΔG , а следовательно на ΔP_f и ΔT_f .

Таким образом, влияние различных факторов на термодинамические параметры микроструктурных превращений осуществляется как посредством смещения кривой равновесия фаз, так и в результате воздействия этих факторов на кинетику превращения. Разделить эти два эффекта весьма сложно. Вопрос о влиянии различных факторов на параметры микроструктурных превращений в минералах и их ассоциациях исследован крайне слабо. В настоящее время по этому вопросу имеется небольшое количество разрозненных экспериментальных работ. Кроме того, в большинстве этих работ исследовались достаточно простые мономинеральные системы или монокристаллы. В реальных земных условиях редко встречаются чистые мономинеральные породы. В большинстве случаев это сложные многокомпонентные образования. Поэтому, когда порода достигает определенных термодинамических условий, микроструктурное превращение происходит не во всех, а только в одном или нескольких образующих ее минералах. Механический перенос P , T -условий превращения, полученных для мономинеральных систем, на земные недра может приводить к ошибкам, так как на параметры перехода минерала в горной породе влияет ряд дополнительных факторов. Среди них концентрация этого минерала, размеры зерен и окружающих эти зерна кристаллитов других минералов, контрастность деформационно-прочностных свойств превращающегося и остальных минералов и т.д. Рассмотрим ряд конкретных примеров.

Полученные в [313] зависимости температуры (α - β)-превращения в кварце от давления для монокристалла кварца, кварца в граните и аплите показаны на рис. 1.7. Как видно из рисунка, при заданном внешнем давлении температура (α - β)-перехода кварца в породе выше, чем в монокристалле. Это связано с дополнительными напряжениями, создаваемыми в зернах кварца, окружающих кварц минералах при нагревании породы.

В работе [41] исследовалась зависимость температуры (α - β)-перехода в спектрально чистом кварце от размера образующих поликристалл зерен. Приведенные в табл. 1.7 результаты свидетельствуют об увеличении температуры (α - β)-перехода с увеличением размера зерен.

Таблица 1.8

Связь условий кристаллизации кристобалита и температуры (α - β)-превращения (по: [143])

Условия кристаллизации		Температура начала превращения, °С	Ширина интервала перехода, °С
Температура, °С	Время, ч		
1650	10	250	20
1600	10	243	19
1600	2	242	19
1550	11	238	16
1500	14	230	22
1300	14	210	26

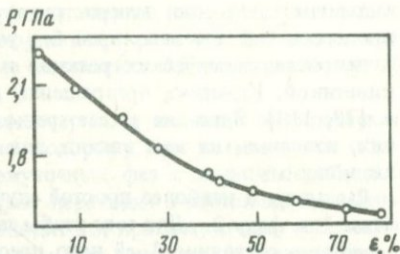
Присутствие примесей также изменяет параметры переходов. В работе [26] исследовано их влияние на процесс превращения в двойных смесях галогенидов калия и в природном сильвине. Если примеси более прочные и жесткие, чем основной материал, то давление полиморфного превращения снижается. Такой эффект связан с возникновением локальных зон концентраций напряжений, вследствие чего полиморфный переход наступает раньше. Аналогичные данные для соединения RbCl приведены в [15]. В чистом виде переход В2-В1 происходит в RbCl при 350 МПа, а в смеси с CdSe давление перехода снижается до 220 МПа.

Примеси могут также вызывать появление полиморфного перехода, который не наблюдается в чистых соединениях. Так, небольшие легирующие добавки индия ($\leq 0,4\%$) в сплаве свинца и олова вызывают низкотемпературный сегнетоэлектрический переход при температуре около 20 К, который не наблюдается в чистом сплаве [21].

Рентгенодифрактометрические исследования показали [1], что температура микроструктурных превращений зависит от совершенства реальной структуры кристаллов. Точечные дефекты, дислокации и микротрещины создают дополнительные упругие напряжения и области разуплотнения [83], которые являются как бы центрами дилатации, отвечают за аномалии ряда физических свойств кристаллов вблизи точек микроструктурных перестроек и смещают P , T -параметры превращения.

Влияние дефектов кристаллической структуры на параметры микроструктурного превращения исследовалось также в [143] на образцах кристобалита. Используемые для исследования образцы с разной концентрацией дефектов структуры получались при кристаллизации кристобалита в разных условиях. Образующиеся при этом разновидности кристобалита отличаются друг от друга числом дефектов упаковки плоскостей кремнекислородных тетраэдров. Присутствие дефектов структуры влияет прежде всего на процесс зарождения новой фазы. Так, при (α - β)-фазовом переходе в кристобалите, происходящем при повышении температуры и сопровождающемся увеличением объема, новой β -фазе термодинамически более выгодно зарождаться в тех местах кристалла, где дефекты структуры создали области растяжения. Чем больше будет таких нарушений, тем заметнее будет понижаться температура перехода. Приведенные

Рис. 1.8. Влияние величины пластической деформации на начало превращения В1–В2 в КС1 [14]



соображения подтверждаются экспериментальными данными [143], согласно которым дефекты структуры понижают температуру (α - β)-перехода в кристобалите и тем больше, чем выше их концентрация. В табл. 1.8 показана зависимость температуры (α - β)-превращения в кристобалите и ширины температурного интервала этого превращения от условий кристаллизации соответствующих образцов, т.е. от разной концентрации дефектов структуры.

На параметры превращения влияет также количество испытанных ранее фазовых переходов. Например, в галогенидах рубидия и калия циклирование через давление перехода ведет к повышению давления перехода В1–В2 и уменьшению давления обратного превращения, т.е. увеличивается гистерезис перехода [15]. В данном случае эффект противоположен описанному выше и, по-видимому, обусловлен отжигом нарушений кристаллической решетки в процессе превращений.

Рассмотрим, как могут влиять на параметры превращений необратимые деформации. В [14] показано для ряда материалов (металлы, полупроводниковые соединения, ионные кристаллы), что пластическое деформирование метастабильных фаз вызывает превращение при более низких давлениях, чем давление спонтанного превращения. Фазы высокого давления, пластически деформированные в области их стабильности, являются более устойчивыми. В ряде металлов после пластического деформирования эти фазы сохранялись до атмосферных условий. На рис. 1.8 приведена зависимость давления для начала превращения В1–В2 в КС1 от степени пластической деформации [13, 14].

Приведенные примеры свидетельствуют о влиянии на параметры твердотельных превращений величин деформации и нарушений кристаллической решетки, а также особенностей структуры и состава образцов.

1.7. КИНЕТИКА ТВЕРДОТЕЛЬНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ

Рассматривая условия образования различных минералов и их ассоциаций, мы практически не ставили вопрос о скорости протекания соответствующих микроструктурных превращений. В то же время известно, что скорости превращений крайне изменчивы и в ряде случаев столь малы, что система не достигает термодинамического равновесия даже за геологические времена. Классическим примером такого поведения можно считать алмаз, который, являясь метастабильной фазой высокого давления графита, не проявляет в приповерхностных условиях сколь-либо заметной тенденции к превращению в свою равновесную модификацию. Ана-

лиз возможной роли микроструктурных превращений в геодинамических процессах был бы неполным без учета скоростей превращений. Вопрос о скоростях химических реакций и фазовых переходов рассматривается кинетикой. Кинетика превращений достаточно ясно и детально изложена в [73, 119]. Здесь же рассмотрены лишь некоторые основные ее положения, полезные, на наш взгляд, для лучшего понимания обсуждаемых далее вопросов.

Рассмотрим наиболее простой случай мономолекулярного превращения фазы 1 в фазу 2. Для того чтобы частица из метастабильного состояния 1 перешла в состояние 2, ей надо преодолеть, как это показано на рис. 1.6, потенциальный барьер высотой ΔE . Высота барьера ΔE равна разности термодинамических потенциалов в исходном состоянии 1 и в состоянии активированного комплекса. В статистической термодинамике показывается, что из-за неравномерного распределения частиц по энергиям число частиц, способных преодолеть барьер, пропорционально $\exp(-\Delta E/RT)$, где R — газовая постоянная. Аналогично в конечном состоянии 2 число частиц, способных преодолеть потенциальный барьер в обратную сторону, пропорционально $\exp[-(\Delta E + \Delta G)/RT]$, где ΔG — разность термодинамических потенциалов в начальном 1 и конечном 2 состояниях. Разность ΔG является термодинамической движущей силой реакции.

Поскольку активированные комплексы существуют в системе не постоянно, а возникают и распадаются в результате флуктуаций с частотой $r_0(kT/h)$, где k и h — постоянные Больцмана и Планка; r_0 — числовая константа, характеризующая систему, за единицу времени из состояния 1 в состояние 2 перейдет $r_0(kT/h)\exp[-\Delta E/(RT)]$ частиц. В обратном направлении за то же время перейдет $r_0(kT/h)\exp[-(\Delta E + \Delta G)/(RT)]$ частиц. Очевидно, что результирующее число частиц, испытавших за единицу времени переход $1 \rightarrow 2$, равно разности этих двух потоков.

Таким образом, кинетическое уравнение, определяющее скорость превращения системы из состояния 1 в состояние 2, имеет вид

$$\dot{c} = R_0 \left(\frac{kT}{h} \right) \exp[-\Delta E/(RT)] \{1 - \exp[-\Delta G/(RT)]\} (1 - c), \quad (1.1)$$

где c — концентрация стабильной новообразующейся фазы 2; \dot{c} — скорость увеличения ее концентрации; R_0 — числовой коэффициент.

Рассмотренный элементарный вывод кинетического уравнения в неявном виде содержит ряд существенных упрощений. Однако основная трудность количественного описания кинетики превращений в настоящее время заключается не столько в корректном выводе более точного кинетического уравнения, сколько в выяснении функциональной зависимости экспоненциальных множителей (1.1) от различных факторов, влияющих на процесс превращения. Эта задача особенно сложна для случая твердотельных превращений. Поэтому далее ограничимся рассмотрением лишь качественных закономерностей, как полученных эмпирически, так и вытекающих из уравнения (1.1).

Экспериментально установлено, что энергия активации возрастает с увеличением различия кристаллических структур старой и новой фаз. Эта закономерность достаточно естественна, так как с увеличением различия между структурами возрастает сложность аккомодации элементов новой

фазы в старой структуре. С увеличением энергии активации возрастает гистерезис реакции и уменьшается скорость превращения. Эта закономерность также следует из (1.1), так как увеличение ΔE уменьшает первый экспоненциальный множитель.

Важным следствием этой же закономерности является эмпирическое правило ступеней Освальда, согласно которому при возможности образования ряда метастабильных промежуточных фаз с меньшей свободной энергией, чем исходная, система не сразу переходит в состояние с наименьшей энергией, а последовательно проходит эти промежуточные состояния. Такая закономерность объясняется тем, что энергия активированного комплекса прямой реакции слишком велика и прямая реакция протекает очень медленно. Напротив, различия структур и соответственно энергий активации для превращений между промежуточными метастабильными фазами существенно меньше, и эти процессы происходят быстрее.

Следующая характерная особенность микроструктурных превращений состоит в том, что зарождение и рост новой фазы происходит преимущественно на границах зерен и на других дефектах кристаллической решетки [73]. Образованию новой фазы в местах нарушения кристаллической структуры соответствует меньшая энергия активации. Поэтому превращения в гетерогенных системах чаще происходят при термодинамических параметрах, близких к равновесным. В системах с малым числом дефектов превращения обычно протекают на значительно большем удалении от термодинамического равновесия.

Полезную информацию о кинетике процессов дает анализ экспоненциальных членов в (1.1). Как легко видеть, член $1 - \exp[-\Delta G(RT)]$, описывающий зависимость скорости реакции от движущей силы реакции ΔG , лишь при небольших отклонениях от кривой фазового равновесия пропорционален этой силе. При значительном удалении от фазовой кривой в разложении экспоненты в ряд по степеням ΔG уже нельзя ограничиться линейным членом и процесс превращения становится более сложным. При нелинейном характере превращения создаются условия для реализации существенно более разнообразных режимов эволюции системы, чем в линейном случае. В частности, при нелинейных процессах возможно спонтанное образование диссипативных пространственно-временных структур [113, 125, 155], развитие квазипериодических и лавинообразных режимов твердотельных превращений.

Рассмотрим эффекты, обусловленные членом $\exp(-\Delta E/RT)$ в (1.1). Для этого запишем разность термодинамических потенциалов активированного комплекса и исходной метастабильной фазы в виде

$$\Delta E = \Delta \epsilon - T\Delta S + P\Delta V, \quad (1.2)$$

где $\Delta \epsilon$, ΔS и ΔV — соответствующие разности внутренних энергий, энтропий и объемов. Подставляя (1.2) в (1.1), получим

$$\dot{c} = R_0 \left(\frac{kT}{h} \right) \exp[-(\Delta \epsilon + P\Delta V)/(RT)] \exp\left(\frac{\Delta S}{R}\right) \{1 - \exp[-\Delta G/(RT)]\} (1 - c). \quad (1.3)$$

Из этого уравнения вытекает ряд полезных следствий. Так, член $\exp(\Delta S/R)$, в явном виде не зависящий от температуры, отражает разнообразие возможных путей превращения. Увеличение такого разнообразия (например,

путем введения флюидного компонента, способствующего возникновению новых каналов осуществления диффузии) приводит к ускорению превращения. Другой иллюстрацией влияния разнообразия возможных путей протекания реакций на их скорость могут являться превращения типа порядок-беспорядок. Естественно, что способов образования беспорядочной структуры из регулярной должно быть существенно больше, чем при обратном превращении. И действительно, реакции порядок-беспорядок протекают обычно значительно быстрее, чем обратные.

Влияние давления на кинетику превращения многопланово. С одной стороны, давление как термодинамическая переменная влияет на все входящие в (1.3) и зависящие от состояния системы физические величины. Вид этой скрытой зависимости не исследован. С другой стороны, явная зависимость скорости реакции \dot{c} от давления определяется множителем $\exp[-P\Delta V/(RT)]$ и аналогичным членом, входящим в ΔG . Для простоты рассмотрения ограничимся случаем $\Delta G/(RT) \ll 1$. Тогда

$$1 - \exp[-\Delta G/(RT)] \approx \Delta G/(RT). \quad (1.4)$$

Аналогично (1.2) представим разность термодинамических потенциалов ΔG в исходной метастабильной фазе и в новой фазе в виде

$$\Delta G = \Delta E' - T\Delta S' + P\Delta V'. \quad (1.5)$$

Штрих показывает, что соответствующие разности в (1.2) и (1.5) одинаковы. Подставляя (1.4) и (1.5) в (1.3), получим

$$\dot{c} = \frac{R_0}{hN_A} \exp[-(\Delta E + P\Delta V)/(RT)] \exp[\Delta S/R] (\Delta E' - T\Delta S' + P\Delta V')(1 - c), \quad (1.6)$$

где N_A — число Авогадро.

Из (1.6) следует, что если реакция переводит систему в состояние с большей плотностью, то член $P\Delta V' > 0$, т.е. давление должно повышать скорость такой реакции. Вопрос о плотности активированного комплекса более сложный. Для некоторых микроструктурных превращений можно ожидать, что плотность активированного комплекса ниже, чем плотность метастабильной фазы. В качестве примера можно указать обсуждаемый в гл. 2 факт резкого разуплотнения кварца непосредственно перед (α - β)-превращением. Подобное разуплотнение весьма характерно для процессов рекристаллизации [115]. Для таких процессов $\Delta V > 0$ и, как видно из наличия в (1.6) множителя $\exp[-P\Delta V/(RT)]$, рост давления должен понижать скорость реакции. Таким образом, повышение давления может как замедлять, так и ускорять процесс превращения. Знак эффекта должен исследоваться в каждом конкретном случае.

Влияние температуры на скорость превращения весьма существенно. Так, согласно оценкам [119], скорость твердотельного превращения при нормальных условиях и при температуре 1000 °C изменяется на 30 порядков. Вследствие такой сильной зависимости и существующей неопределенности в значениях температуры земных недр диапазон возможных скоростей микроструктурных превращений столь значителен, что количественное их описание очень ненадежно.

Общепринятым способом описания зависимости скорости твердотельных превращений от температуры являются диаграммы время-темпера-

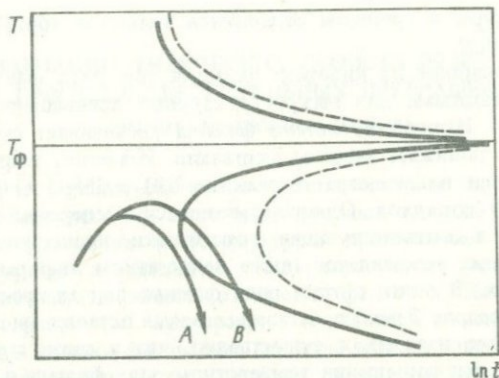


Рис. 1.9. Схематическая ТТТ-диаграмма микроструктурного превращения
A, B — модельные кривые $T-t$ эволюции горной породы

тура—переход, или так называемые ТТТ-диаграммы. На этих диаграммах (рис. 1.9) в координатах логарифм времени—температура строятся кривые, отделяющие области протекания реакции от областей, где реакция не происходит. Сплошные линии показывают время и температуру начала процесса образования новой фазы. Пунктирные линии отмечают завершение реакции, т.е. полное исчезновение исходной фазы.

Обозначим температуру равновесия фаз при заданном давлении T_{ϕ} . В этой точке $\Delta G = 0$, и из кинетического уравнения (1.1) получаем $\dot{c} = 0$, т.е. реакция не происходит. При удалении в обе стороны от точки T_{ϕ} (по мере роста переохлаждения и перегрева фаз высоких и низких температур соответственно) скорости превращений возрастают. С увеличением температуры перегрева низкотемпературной фазы скорость ее разложения нарастает особенно быстро, что связано как с увеличением движущей силы превращения ΔG , так и с ускорением различных термоактивируемых процессов. Существенно отлично изменение скорости реакции при понижении температуры. В этом случае, начиная с некоторых значений, скорость превращений начинает резко падать, что обусловливается уменьшением экспоненциального множителя $\exp[-\Delta E/(RT)]$ в (1.1) и заторможенностью термоактивируемых процессов.

Кинетика замораживает реакцию. Именно с этим явлением связано широкое распространение метастабильных состояний, в частности минералов высокой степени метаморфизма в приповерхностных низкотемпературных условиях. Изменение давления смещает T_{ϕ} , но качественный вид ТТТ-диаграммы при этом сохраняется.

Развитие метастабильных ассоциаций дает возможность реконструкции P, T, t -путей эволюции горных пород в геологическом прошлом. Однако недостаточно детальный учет кинетики образования ассоциаций является основным источником ошибок таких реконструкций. На рис. 1.9 для иллюстрации приведены две модельные кривые $T-t$ эволюции *A* и *B*. Видно, что в зависимости от расположения этих кривых относительно ТТТ-диаграммы существенно изменяются результаты реконструкции палеоусловий. Несмотря на близость кривых *A* и *B*, информация об эво-

лющие температуры в прошлом содержится только в образцах, соответствующих кривой *B*.

Рассмотрим влияние на кинетику реакций еще двух факторов, представляющихся важными для микроструктурных превращений в условиях земных недр. Наличие в системе флюида увеличивает скорость диффузии и обычно понижает энергию активации. Известно, например [289], что в присутствии воды скорость реакции $\text{SiO}_2 + 2\text{MgO} \rightarrow \text{Mg}_2\text{SiO}_4$ возрастает на 8–10 порядков. Однако имеющиеся экспериментальные данные отрывочны, а соответствующие теоретические представления неопределенны. Проблема усложняется также недостатком информации о глубинных флюидах. В связи с этим роль флюида для микроструктурных превращений в недрах Земли в настоящее время остается дискуссионной. Для последующего изложения существенно, что в связи с ростом скорости диффузии при повышении температуры роль флюида в твердотельных превращениях падает. Обычно считается, что влияние флюида на скорость микроструктурных превращений наиболее велико при температурах ниже 400 °С. При температурах, больших 800–900 °С, его роль в этих процессах становится ничтожной.

Другим важным фактором, влияющим на кинетику твердотельных превращений в недрах Земли, является негидростатичность напряжений. Негидростатические напряжения, по-видимому, воздействуют не только на величину энергии активации, но и на разнообразие путей протекания твердотельных реакций. Согласно существующим представлениям [43, 97, 199], под действием внешних механических воздействий твердое тело приобретает дополнительную внутреннюю энергию. Наличие дополнительной энергии может приводить как к резкому ускорению обычных для данных условий превращений, так и к синтезу метастабильных соединений. В результате механических воздействий регистрируется резкое увеличение числа и разнообразия нарушений кристаллической решетки, а в ряде случаев и переход твердого тела в аморфное состояние. Теория механохимических процессов в настоящее время разработана слабо, но сами эти процессы представляются важными для геофизики в свете широкого развития в земных недрах тектонических напряжений и деформаций.

Заканчивая качественное обсуждение кинетики микроструктурных превращений, отметим сложность этих процессов и их зависимость от многих факторов. Кроме того, в процессе превращения возможны изменения механизма его протекания. Например, в начале процесс может контролироваться поверхностными явлениями, затем диффузией и, наконец, скоростью теплоотвода. При этом изменяются входящие в (1.1) параметры, а вследствие экспоненциального характера зависимости скорости превращений от этих параметров даже сравнительно небольшие их вариации могут изменить скорость реакции на несколько порядков. Отметим также, что ввиду слабой теоретической изученности кинетики твердотельных превращений параметры в (1.1) определяются обычно по экспериментальным данным. Однако, как обсуждалось выше, на термодинамические параметры превращения влияют те же факторы, что, и на кинетику. Разделить эти два эффекта в настоящее время практически невозможно.

ВАРИАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВЕЩЕСТВ В ПРОЦЕССЕ ТВЕРДОТЕЛЬНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ (экспериментальные данные)

Из предыдущей главы следует, что практически все породообразующие минералы и различные их ассоциации (горные породы) при изменении напряженного состояния и температуры претерпевают разнообразные микроструктурные превращения. Параметры таких превращений, их скорости и механизмы зависят от многих факторов. Изменение микроструктуры твердого тела, как правило, приводит к изменению его физических свойств. Однако физические свойства тела в процессе превращения далеко не всегда изменяются монотонно между соответствующими значениями в исходной и конечной стабильных фазах. Это зависит от механизма твердотельной реакции. Поэтому при обсуждении закономерностей изменения того или иного физического свойства при приближении к переходу, в процессе перехода и после превращения будем руководствоваться классификацией твердотельных превращений, изложенной в предыдущей главе.

В данной главе в основном обобщены имеющиеся в литературе экспериментальные данные об изменении физических свойств веществ в процессе твердотельного превращения и в термодинамических условиях, близких к превращению. При этом главное внимание уделено данным о минералах и горных породах.

Отметим, что в подавляющем большинстве работ, посвященных изучению изменений физических свойств веществ в зависимости от их термодинамического состояния, измерения обычно проводятся после длительной выдержки образцов в этих состояниях. Измерениям физических свойств в процессе протекания твердотельного превращения посвящены единичные работы, хотя на практике давно используется одно из таких свойств, а именно трансформационная сверхпластичность, обусловленная протеканием фазового превращения (например, в металлургии при изготовлении высококачественных проволок).

Из разнообразных физических свойств твердых тел далее рассматриваются те, которые представляют наибольший интерес для интерпретации свойств геофизической среды и для построения моделей различных геодинамических процессов. К таким свойствам относятся скорости упругих волн и их поглощение, деформационно-прочностные, тепловые и электрические свойства, акустическая эмиссия.

2.1. УПРУГИЕ СВОЙСТВА

Наши представления о вещественном составе Земли на различных глубинах базируются в основном на сопоставлении сейсмологических и гравитационных данных с экспериментами по изменению скоростей упругих волн и плотности под влиянием высокого давления и температуры. Однако существующие в Земле границы раздела, характеризующиеся скачками скоростей и плотности, а также слои пониженных скоростей не имеют

однозначной интерпретации. Здесь конкурируют представления о различном химическом составе, о различном фазовом состоянии вещества одинакового химического состава, а также представления об аномальном изменении физических свойств вещества в процессе твердотельного превращения. Поэтому важно, проанализировав существующие модели, выявить наиболее вероятную, оптимальным образом удовлетворяющую имеющимся данным.

Одной из первых работ, посвященных изучению скоростей упругих волн в области фазовых переходов при высоких давлениях, была работа Матсushima [254]. Из-за трудностей создания в лабораторных установках P, T -условий, соответствующих превращениям в породообразующих минералах, и тем более трудностей измерения при этих условиях скоростей упругих волн Матсushima провел эксперимент на висмуте. Его результаты показали, что при полиморфных превращениях в висмуте, вызванных высоким давлением, происходит резкое изменение ско-

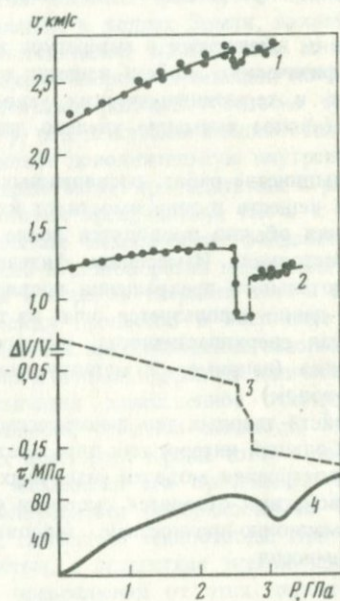
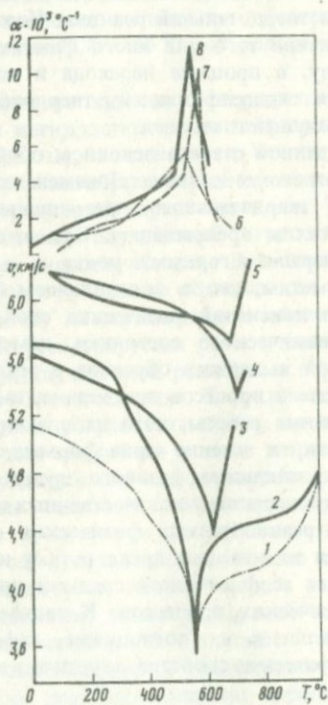


Рис. 2.1. Изменение физических параметров при полиморфных превращениях в висмуте

1 — скорость продольной волны; 2 — поперечной; 3 — объем [254]; 4 — сопротивление сдвигу [18]

Рис. 2.2. Изменение скоростей продольных волн (1–5) и линейной сжимаемости (6–8) в кварцсодержащих породах

1, 2 — песчаник, кварцит [28]; 3 — гранулит при $P = 100$ МПа; 4 — гранит при $P = 300$ МПа [235]; 5 — кварцит при $P = 700$ МПа; 6, 8 — песчаник, гранит [159]; 7 — кварц [150]



ростей упругих волн. Причем скорости поперечных волн изменяются почти на порядок больше, чем продольных. На рис. 2.1 показано изменение скоростей продольных v_p и поперечных v_s волн в зависимости от давления. Резкие изменения скоростей соответствуют превращениям $ViI-ViII$ и $ViII-ViIII$, которые происходят при давлениях 2,55 и 2,75 ГПа соответственно. Оба перехода сопровождаются значительным изменением объема. Кроме того, сжимаемость фазы $ViII$ значительно выше, чем фаз ViI и $ViIII$, а разница давлений переходов так мала, что в более ранних экспериментальных работах они отождествлялись в один переход. Скачки объема и относительную сжимаемость каждой фазы см. на рис. 2.1.

В настоящее время экспериментально выявлены параметры большого числа твердотельных превращений в различных минеральных ассоциациях. К сожалению, эти превращения обычно наблюдают в очень малых объемах. При этом скачки плотности определяются по рентгенограммам решетки до и после превращения, а скорости упругих волн измерить, как правило, не удается. Наиболее полно при параметрах превращения изучены свойства пород, содержащих кварц или кальцит.

Рассмотрим изменение упругих свойств при фазовых переходах, инициированных изменением температуры. Такие переходы происходят в сегнетоэлектриках. Так, при нагревании сегнетоэлектриков в точке перехода наблюдается резкий минимум скоростей продольных волн [12, 106, 142] и резкий всплеск коэффициента теплового расширения. Аналогичные результаты получены для кварца и кварцсодержащих пород при $(\alpha-\beta)$ -превращении в кварце. Некоторые из этих результатов приведены на рис. 2.2 и в табл. 2.1.

На рис. 2.2. показано изменение от температуры коэффициента линейного расширения поликристаллического кварца, гранита, песчаника и скоростей продольных волн в кварците, граните и гранулите при разных гидростатических давлениях.

Отметим, что у кварцита и гранита в области температур $(\alpha-\beta)$ -превращений в кварце коэффициент линейного расширения имеет резкий максимум. Для пористого песчаника этот максимум более пологий. На всех графиках изменения скоростей продольных волн (1-5) в зависимости от температуры имеется минимум при температурах $(\alpha-\beta)$ -превращения кварца. При атмосферных давлениях этот минимум наиболее резкий и глубокий (2 и 5).

Относительная глубина минимума с увеличением всестороннего давления уменьшается (см. табл. 2.1). Но даже при всестороннем давлении 700 МПа (глубина 25-28 км) минимум скорости продольных волн выражен достаточно четко (5).

На рис. 2.3 показана зависимость от температуры относительного объема гранита [313] и основных образующих гранит минералов. Так как эти зависимости для микроклина и олигоклаза гладкие, а для кварца и гранита они имеют характерные изломы при температуре $(\alpha-\beta)$ -перехода в кварце, то из этого следует, что особенности изменения объема гранита определяются объемными изменениями кварца. Из этого также можно заключить, что особенности изменения скоростей упругих волн в кварцсодержащих породах (см. рис. 2.2) обусловлены изменениями свойств кварца в процессе $(\alpha-\beta)$ -превращения.

Таблица 2.1

Относительные изменения скоростей продольных v_P и поперечных v_S волны выше и ниже температур ($\alpha-\beta$)-превращения в кварце Q_u (по: [28])

Порода	Содержание Q_u , %	Условия перехода		$v_{пер}$, км/с	Относительное изменение $v_T/v_{пер}$ при $T-T_{пер}$, °C									
		P , МПа	$T_{пер}$, °C		-300	-200	-100	-50	$T_{пер}$	50	100	200	300	
Монокристалл кварца	100	200	630	5,18	1,13	1,11	1,09	1,06	1	1,23	-	-	-	
		200	630	4,62	1,18	1,16	1,10	1,06	1	1,30	---	---	-	
		400	660	5,28	1,18	1,17	1,13	1,06	1	1,20	-	-	-	
		400	660	4,70	1,20	1,17	1,13	1,10	1	1,30	-	-	-	
Кварцит	100	10	575	3,29	1,68	1,57	1,44	1,34	1	1,32	1,33	1,36	1,37	
		200	640	4,91	1,18	1,16	1,13	1,09	1	1,29	-	-	-	
		200	640	3,81*	1,04	1,04	1,03	1,02	1	1,02	-	-	-	
Гранит	-	100	660	4,37	1,25	1,18	1,11	1,06	1	1,09	-	-	-	
		21,6	200	680	4,90	1,21	1,17	1,12	1,07	1	1,06	-	-	-
			200	670	3,16*	1,09	1,08	1,05	1,02	1	-	-	-	-
		600	700	6,80	1,07	1,06	1,05	1,03	1	-	-	-	-	
Гранулит	28,2	100	640	4,45	1,20	1,16	1,11	1,06	1	1,15	-	-	-	
		200	680	4,64	1,24	1,19	1,13	1,08	1	1,05	-	-	-	
		300	730	5,06	1,16	1,14	1,10	1,06	1	1,01	-	-	-	

*Значения v_S , остальные - v_P .

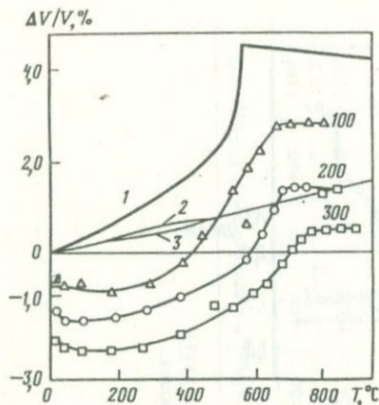


Рис. 2.3. Изменение объема в зависимости от температуры в минералах при атмосферном давлении

1 – кварц; 2 – микроклин; 3 – олигоклаз. Цифры у конца кривых – всестороннее давление (в МПа) для гранита

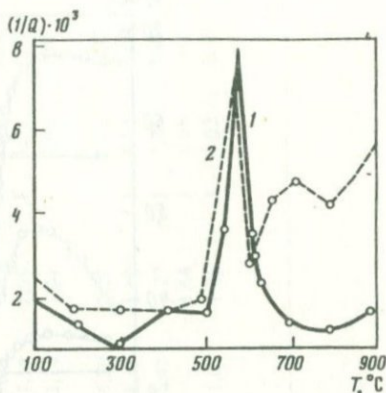


Рис. 2.4. Поглощение $1/Q$ поперечных упругих волн в кварце (1) и песчанике (2) вблизи температуры фазового ($\alpha-\beta$)-перехода в кварце [28]

Измеряя скорости поперечных упругих волн в кварцсодержащих породах, Керн [236] обнаружил, что для гранита и гранулита с базой измерения 43 см первое вступление за счет поглощения становится очень слабым вблизи и выше температуры фазового перехода, так что определение v_s становится затруднительным. Увеличение поглощения продольных волн при ($\alpha-\beta$)-переходе в кварце показано на рис. 2.4 для кварца и песчаника [28].

Отметим, что в рассмотренных примерах минимумы скорости упругих волн наблюдаются в процессе ($\alpha-\beta$)-превращения в кварце. Этот переход происходит при нагревании и сопровождается разуплотнением образцов, так как конечная фаза кварца менее плотная, чем исходная α -фаза.

В полиморфных превращениях, вызванных повышением всестороннего давления, происходит уплотнение структуры. Изменение скоростей упругих волн при таких переходах наиболее исследовано в кальцийсодержащих породах и в солях галогенов:

В кальците CaCO_3 при увеличении давления происходит несколько фазовых превращений: одно в районе 500 МПа, которое протекает крайне медленно (для полного превращения необходимо время в несколько сот лет). Согласно Синху и Кеннеди [296], кальцит I превращается в кальцит II при 1450 МПа с уменьшением объема на $0,0048 \text{ см}^3/\text{г}$, а кальцит II превращается в кальцит III при 1740 МПа с уменьшением объема на $0,0129 \text{ см}^3/\text{г}$. На рис. 2.5 приведено изменение скоростей упругих волн, относительное изменение амплитуд первого вступления и коэффициент Пуассона, рассчитанный из отношения скоростей продольных и

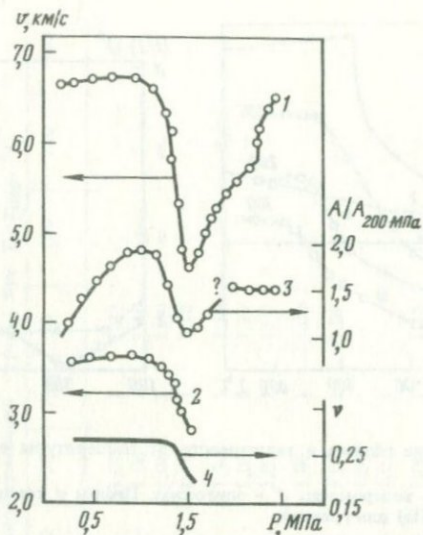


Рис. 2.5. Изменение с давлением физических параметров для известняка из карьера Оайк Хилл

1 — скорость продольных волн; 2 — поперечных; 3 — относительные изменения амплитуды продольных волн; 4 — коэффициент Пуассона

поперечных волн, для образцов известняка Оайк Хилл (99,9% CaCO_3) в зависимости от давления. Диапазон приложенных давлений перекрыл значения, при которых происходят упомянутые превращения в CaCO_3 . Вялое превращение при 500 МПа, по-видимому, не произошло, так как никаких изменений на рис. 2.5 не отмечено. На интервале 1000–1500 МПа наблюдается резкое уменьшение обеих скоростей с одновременным уменьшением относительной амплитуды первого вступления, которое предшествует превращению кальцит I в кальцит II. После превращения скорости продольных волн возрастают непрерывно до перехода кальцит II в кальцит III, где они возрастают скачком. Характерный минимум скорости продольных волн при превращении кальцит I–кальцит II наблюдался многими авторами (табл. 2.2), наиболее острым минимумом скоростей отмечен у кристаллов кальцита и у мраморов. Примеси и величины зерен в породе несколько расширяют диапазон давлений, в котором происходит уменьшение скоростей продольных волн, а также могут смещать давление перехода $P_{\text{пер}}$ в ту или иную сторону.

Минимумы скоростей продольных волн, сопутствующие фазовым превращениям, одни авторы объясняют развитием в области перехода мягкой моды [2], другие [296] предполагают, что это происходит из-за разной сжимаемости исходной и конечной фаз, так как фаза кальцит II, существующая в узком диапазоне давлений, имеет аномально высокую сжимаемость, что и отражается на величинах скоростей упругих волн.

В галогенидах и их смесях различного состава изменение скоростей продольных и поперечных волн в области подготовки и прохождения

Таблица 2.2

Изменения скорости продольных волн v_p в кальцийсодержащих породах при приближении к фазовому переходу (кальцит I—кальцит II; по: [316, 317])

Порода	Содержание CaCO_3 , %	Условия перехода		$v_{\text{пер}}$, км/с	Относительные изменения $v_p/v_{\text{пер}}$ в зависимости от $P-P_{\text{пер}}$, МПа							
		P , МПа	T , °C		-400	-300	-200	-100	-50	0	+50	+100
Монокристалл кальцита	100	15,5	20	5,26 С	1,23	1,23	1,24	1,24	1,245	1	1,02	1,04
Известняк золенгофенский*	97	14,0	20	А5,10	1,12	1,09	1,05	1,02	0,99	1	1,01	1,02
		15,0		В4,95	1,22	1,17	1,10	1,05	1,004	1	1,006	1,02
		15,0		С4,51	1,39	1,33	1,25	1,15	1,08	1	1,01	1,02
Известняк карьера Оайк Хилл	99	16,0	20	4,56	1,46	1,42	1,29	1,14	1,01	1	1,02	1,05
Мрамор белый	—		20	3,60	1,77	1,71	1,58	1,30	1,12	1	1,18	1,23
			15,5	20	4,38	1,485	1,49	1,49	1,40	1,40	1	1,05
Рутленд	91											
Денби	99	16,0	20	4,59	1,50	1,50	1,48	1,43	1,27	1	1,04	1,09
		13,6	180	3,89	—	—	—	—	1,44	1	1,08	—
Известняк	50	17,6	20	4,00	1,37	1,27	1,19	1,09	1,06	1	1,02	1,05

*Даны изменения в трех взаимно перпендикулярных направлениях А, В, С.

Таблица 2.3

Относительные изменения скоростей упругих волн
при давлениях $P-P_{пер}$ в галогенидах (по: [26, 29])

Вещество	P , МПа	$v_{пер}$, км/с	Относительные изменения $v_P/v_{пер}$ при $P-P_{пер}$, МПа										
			-300	-200	-150	-100	-50	0	+50	+100	+150	+200	+250
KBr	1720	3,50	0,997	1,007	1,015	1,012	1,009	1	1,054	1,054	-	-	-
		1,65	1,019	1,015	1,012	1,008	1,005	1	1,084	1,084	-	-	-
KCl	1890	4,44	0,970	0,980	0,985	0,990	0,995	1	1,04	1,045	1,05	-	-
		2,29	1,018	1,012	1,009	1,006	1,003	1	1,05	1,045	1,040	-	-
KJ	1550	3,06	0,98	0,991	0,994	0,996	0,998	1	1,04	1,05	1,053	1,054	1,055
		1,48	1,014	1,08	1,007	1,005	1,002	1	1,06	1,055	1,05	1,045	1,04
Бишофит ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$)	486	3,18	1,22	1,19	1,19	1,16	1,18	1	-	1,04	-	1,07	-
		1,61	1,22	1,21	-	1,15	1,09	1	1,02	1,09	-	1,21	1,19
Хлористое се- ребро AgCl	7300	2,44	1,34	1,33	1,32	1,31	1,30	1	1,04	1,07	-	1,10	-
		0,89	1,00	1,08	1,06	1,04	1,02	1	1,05	1,09	-	1,13	-

Примечание. В верхней строке — v_P , в нижней строке — v_S .

полиморфного перехода из решетки типа NaCl в решетку типа CsCl происходит, как правило, без ярко выраженного минимума (табл. 2.3). Из таблицы видно, что в солях калия в процессе превращения v_P и v_S меняются скачком, увеличиваясь на несколько процентов. В отдельных случаях при приближении к полиморфному переходу возрастание скоростей с давлением замедляется. После превращения скорости возрастают менее интенсивно, чем в фазе низкого давления. В работе [11] показано, что даже 10%-ное содержание компонента, претерпевающего переход, проявляется в поведении упругих свойств всего агрегата.

В бишофите ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$) и хлористом серебре $AgCl$ при давлении фазового перехода наблюдались минимумы скоростей как продольных, так и поперечных волн [26, 29]. Наличие минимума скоростей v_P и v_S при 7300 МПа авторы [29] объясняют изменением электронных состояний при фазовом переходе, что согласуется с обнаруженным сдвигом края полосы поглощения и уменьшением ширины запрещенной зоны при этом переходе.

Теперь рассмотрим изменения упругих параметров при процессах дегидратации, так как это наиболее распространенные метаморфические реакции в природе. Рамана и Сарма [277], изучая (при помощи специального датчика перемещения) термическое расширение серпентинита до температуры $800^\circ C$, обнаружили широкий по температуре максимум коэффициента термического расширения, связанный с процессом дегидратации [276]. Керн и Факими [235], исследуя текстурную анизотропию серпентинита методом распространения упругих волн, обнаружили резкое падение скоростей продольных волн при температурах выше $500^\circ C$. Падение скоростей v_P наблюдалось во всех кристаллографических направлениях, причем наиболее существенно скорости понижались в направлении, параллельном грани (001). Авторы объясняют это тем, что в процессе разложения (дегидратации) серпентина разрываются слабые связи между слоями, а более сильные связи внутри слоев изменяются меньше.

Керн и Шенк [237] исследовали скорости продольных и поперечных упругих волн в серпентинизированном мелкозернистом перидотите (содержание серпентина-антигорита 65%) при давлениях до 600 МПа, в диапазоне температур $20-700^\circ C$. Результаты измерения скоростей при давлении 600 МПа приведены на рис. 2.6. Резкое падение скорости продольных волн при $550^\circ C$ приписывается распаду минерала серпентина. Однако скорости поперечных волн при этом увеличиваются.

Изучение скоростей распространения продольных волн в процессе дегидра-

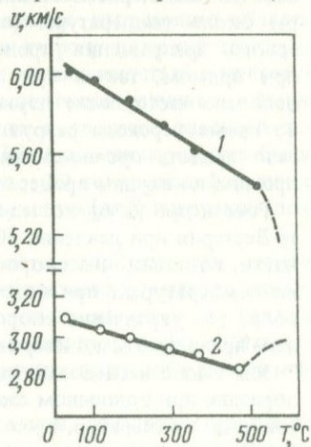


Рис. 2.6. Изменение скоростей продольных (1) и поперечных (2) волн в серпентинизированном перидотите в зависимости от температуры

тации гипса в условиях полужакрытой системы провел А.И. Левыкин [60]. Им получено резкое уменьшение скорости в диапазоне температур 105–120 °С при атмосферном давлении и 120–140 °С при давлении 320 МПа. Как показывает сопоставление с данными ДТА, эти изменения связаны с процессом дегидратации.

Таким образом, экспериментальные исследования упругих свойств веществ в процессе микроструктурных превращений показывают, что во многих случаях при превращении вещество как бы размягчается и скорости упругих волн в нем становятся меньше, чем в исходной и конечной стабильных фазах. Причем этот эффект наблюдается при превращениях, инициированных как температурой, так и давлением.

2.2. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СВОЙСТВА

Деформационные и прочностные свойства твердых тел в процессе микроструктурных превращений исследованы крайне слабо. Имеется небольшое число разрозненных работ, в которых экспериментально показано увеличение деформируемости твердого вещества в процессе превращения. Эти результаты получены в основном для металлов и сплавов и имеют качественный характер. В книге Пуарье [272] дан хороший обзор экспериментальных данных по сверхпластичности при фазовых переходах в металлах и сплавах и приведены теоретические модели этого явления. Обобщенный результат этих исследований состоит в том, что при деформировании тела с постоянной скоростью напряжение в нем при фазовом переходе падает, а при испытаниях на ползучесть переход вызывает увеличение скорости деформирования. Эти свойства наиболее отчетливо проявляются при переходах мартенситного типа [40]. На рис. 2.7 приведен пример [272] увеличения деформации ползучести при сжатии образца титана в процессе (α - β)-перехода, инициированного повышением температуры.

Экспериментальные исследования неметаллических материалов весьма редки. Так, Хакладер [192] провел испытания на трехточечный изгиб балочек монокристалла кварца при циклических изменениях температуры около температуры (α - β)-превращения. В области температур фазового превращения происходило увеличение деформации изгиба как при прямом, так и при обратном превращении. Автор отмечает, что довольно часто после двух-трех циклов изменения температуры образец во время перехода разрушался, хотя приложенное напряжение не достигало предела прочности ни α -, ни β -фазы. Это указывает на понижение прочности кварца в процессе превращения.

Росс и др. [286] исследовали свойства ползучести в кварците и граните Вестерли при давлении 200 МПа и различных температурах. Они, в частности, показали, что скорость ползучести в граните увеличивается при тех же температурах, при которых наблюдается минимум скорости упругих волн, т.е. увеличение скорости ползучести в граните вызвано полиморфным превращением в кварце.

Мы также исследовали деформацию кварцита [59] на цилиндрических образцах при одноосном сжатии постоянной нагрузкой и медленном нагревании до температур, превышающих температуру (α - β)-перехода в кварце. На рис. 2.8 показана деформация удлинения образцов для трех зна-

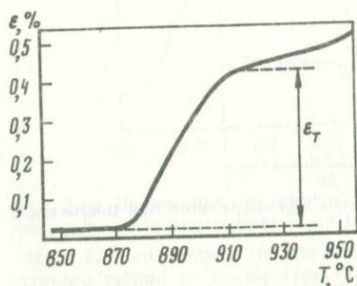
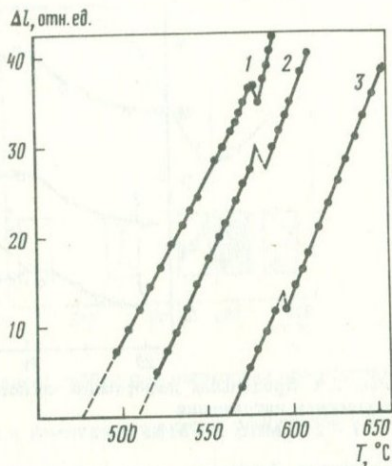


Рис. 2.7. Увеличение деформации крипа в процессе $(\alpha-\beta)$ -превращения в титане при повышении температуры

ϵ_T — деформация, соответствующая трансформационной сверхпластичности [272]

Рис. 2.8. Удлинение образцов Шокшинского кварцита в процессе нагревания при постоянном одноосном напряжении σ

1 — 51 МПа; 2 — 76; 3 — 125



чений одноосного напряжения. Начальные и конечные участки графиков соответствуют тепловому расширению образцов в стабильных α - и β -фазе. В интервале температур $(\alpha-\beta)$ -перехода происходят пикообразные изменения величины и знака деформации. Эти изменения объясняются, с одной стороны, резким увеличением коэффициента теплового расширения при фазовом переходе (см. рис. 2.2), а с другой — размягчением вещества, которое становится более пластичным.

Отметим также, что с повышением одноосного напряжения область резкого изменения деформации смещается в сторону высоких температур. Величина смещения хорошо согласуется с зависимостью температуры превращения в кварце от давления. Аналогичные результаты были получены нами [56, 233] для сегнетовой соли в процессе фазового перехода II рода, происходящего при 24 °С. Методика эксперимента была такой же, как и в опытах с кварцитом. На рис. 2.9 показана деформация сжатия образцов сегнетовой соли постоянной одноосной нагрузкой при их медленном нагревании.

Еще Бриджмен [18], исследуя зависимость сопротивления сдвигу от давления для висмута, обнаружил, что при давлениях перехода сопротивления сдвигу падает. Эта зависимость показана на рис. 2.1, откуда видно, что область понижения сопротивления сдвигу хорошо согласуется по давлению с минимумами скоростей упругих волн, которые возникают в процессе фазовых переходов.

В [124] исследовалась ползучесть известняков, состоящих практически из чистого кальцита, при высоких давлениях. Показано, что в области

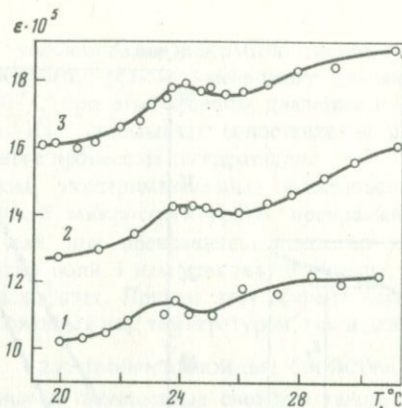


Рис. 2.9. Продольная деформация сегнетовой соли при нагревании при постоянном одноосном напряжении

1 — 27,5 МПа; 2 — 31,8; 3 — 37,5

давления фазового перехода в кальците заметно повышается деформируемость известняка. Таким образом, при фазовых переходах, инициированных давлением, также происходит размягчение вещества, как и при переходах, инициированных температурой.

Приведенные экспериментальные данные свидетельствуют о том, что в процессе фазового перехода не только металлы, но и неметаллические образцы становятся более пластичными, чем в стабильных фазах.

Далее рассмотрим влияние дегидратации горных пород на их деформационно-прочностные свойства. В 1965 г. Рейли и Петерсон [275] в опытах по одноосному сжатию при высоких давлениях и температурах обнаружили резкое понижение прочности серпентинитов и серпентинизированных пород при их дегидратации. Опыты проводились до 500 МПа и температуре до 700 °С. Авторы также отмечают, что в процессе дегидратации происходит охрупчивание породы и разрушение образца сопровождается образованием зоны дробления по магистральному разрыву.

Мэрелл и Измаил [263] провели аналогичные исследования гипса, частично серпентинизированного перидотита, серпентинита и хлорита при всестороннем давлении до 660 МПа и температуре до 780 °С. В работе подтверждено, что при разложении гидратированных минералов происходит охрупчивание породы и понижение ее прочности. В гидроизолированной системе прочность пород понижается значительно — примерно на порядок. При дегидратации в открытой системе понижение прочности пород не столь велико.

В наших работах [233, 59] было исследовано влияние процесса дегидратации в открытой системе на деформационно-прочностные свойства измененного габбро. Образцы, заключенные в термостат, подвергались одноосному сжатию при атмосферном давлении. Основное внимание было обращено на интервал температур 500–600 °С, в котором происходил процесс дегидратации. Протекание дегидратации в этом интервале температур установлено рентгеновским и пиктометрическим методами и методом ДТА.

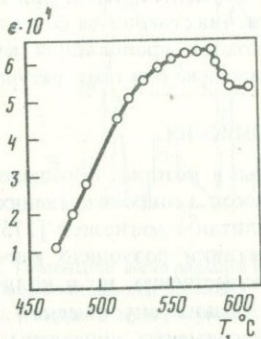


Рис. 2.10. Продольная деформация измененного габбро при нагревании при постоянном одноосном напряжении 73,6 МПа

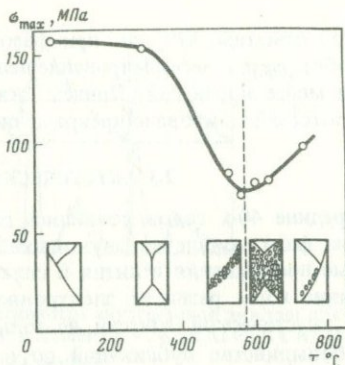


Рис. 2.11. Зависимость предела прочности и изменения характера разрушения измененного габбро от температуры

Деформация удлинения образца при постоянной одноосной нагрузке 75 МПа и его медленном нагревании показана на рис. 2.10. Левая часть графика напоминает поведение кварцита в аналогичных условиях (см. рис. 2.8). После линейного участка теплового расширения образца этот процесс замедляется, а затем меняет знак. В правой части график обрывается разрушением образца при температуре, близкой к 600 °С. Если одноосное напряжение недостаточно для разрушения образца в процессе микроструктурного превращения, то картина изменения деформации становится аналогичной рис. 2.8, но только сильно растянута по температуре.

Зависимость предела прочности (несущей способности) образцов измененного габбро от температуры показана на рис. 2.11. Опыты проводились при постоянной температуре и постепенно увеличивающемся (до разрушения образца) одноосном напряжении. Из рисунка видно, что прочность образцов в интервале температур дегидратации 500–600 °С примерно в 2 раза ниже, чем при меньших температурах. При температурах, больших 600 °С, наблюдается тенденция к повышению прочности по сравнению с минимальной. Следует обратить внимание на характер разрушения. При температурах вне области протекания реакции образцы разрушались по одной-двум магистральным трещинам. В области реакции, где прочность минимальная, разрушение образца сопровождалось его дроблением, и он весь рассыпался на очень мелкие фрагменты. Здесь следует отметить, что исследованная порода содержала некоторое количество кристаллического кварца, в котором при температурах около 600 °С происходит (α - β)-переход. Поэтому у нас нет уверенности в том, что изложенные особенности деформационно-прочностных свойств измененного габбро обусловлены исключительно процессом дегидратации.

В итоге рассмотрения экспериментальных данных о деформационных свойствах и прочности твердых тел в процессе микроструктурных пре-

вращений отметим, что как при фазовых переходах, так и при дегидратации облегчается деформирование веществ, они становятся более пластичными и менее прочными. Причем эти свойства проявляются независимо от того, инициировано превращение давлением или температурой.

2.3. АКУСТИЧЕСКАЯ ЭМИССИЯ

В середине 40-х годов появились работы, в которых обращалось внимание на факт появления звуковых щелчков, сопровождающих полиморфные превращения в литии и сплавах лития с магнием [175]. В последующие годы развитие электронной техники позволило изучать импульсы акустической эмиссии не только качественно, но и количественно. В большинстве публикаций по исследованию акустической эмиссии в процессе полиморфных переходов эксперименты проведены на металлах и металлических сплавах. Анализ этих результатов выявил следующие особенности.

Акустическая эмиссия при фазовых превращениях проявляется не всегда [75, 89, 300, 61, 253].

Наибольшая активность акустической эмиссии наблюдалась при превращениях мартенситного типа (кооперативный переход) как в металлических, так и в неметаллических материалах. Начало и конец акустической эмиссии совпадают с началом и концом мартенситного превращения [75, 301], что подтверждено параллельными исследованиями электрического сопротивления и количественной металлографией.

В металлах и металлических сплавах при образовании феррита, bainита или перлита, т.е. при превращениях диффузионного типа, акустическая эмиссия отсутствует, если температура изменяется медленно: менее чем $1^\circ\text{C}/\text{мин}$ [75, 90, 300].

При достаточно больших скоростях изменения температуры ($> 1^\circ\text{C}/\text{с}$) и при некооперативных переходах может возникнуть акустическая эмиссия.

Для сталей обнаружено, что интенсивность акустической эмиссии при мартенситных превращениях пропорциональна содержанию углерода [301].

При циклических изменениях температуры в интервалах, перекрывающих фазовый переход мартенситного типа, интенсивность акустической эмиссии при прямом и обратном переходах различается на один-полтора порядка. Кроме того, с каждым последующим циклом превращения интенсивность акустической эмиссии понижается (рис. 2.12) [52, 182].

Характер акустического излучения, возникающего при мартенситном превращении, очень похож на характер импульсов, возникающих при двойниковании или движении дислокаций [52, 105, 300].

В работах [90, 105] исследовались записи отдельных эмиссионных импульсов. Обнаружено, что вначале импульс имеет высокочастотное заполнение (100–200 кГц), а затем переходит в относительно низкочастотную серию затухающих колебаний. Как выявили авторы, самому мартенситному превращению соответствуют только высокочастотные импульсы. Битте [176, 177] исследовал сигналы акустической эмиссии при фазовом переходе в сплаве индия и теллура и обнаружил, что максимум энергии акустической эмиссии выделялся на частотах от ~ 100 до ~ 250 кГц.

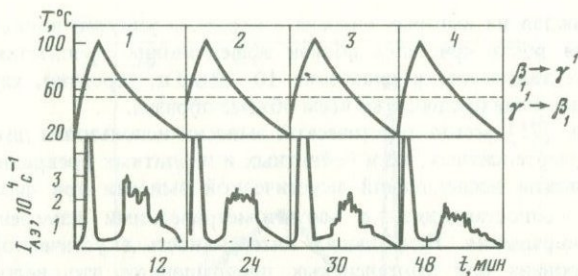


Рис. 2.12. Изменение интегральной интенсивности акустической эмиссии для четырех последовательных циклов перехода $\beta_1 \leftrightarrow \gamma'$ в сплаве Cu + 24,5% Al + 1,6% Ni [52]

Цифры в верхней части рисунка — номера циклов

И.Ф. Омеляненко с соавторами [114] провели специальные исследования для выяснения механизмов генерации импульсов акустической эмиссии. В экспериментах на моно- и поликристаллах алюминия ими показано, что акустические импульсы возникают при движении дислокаций. Образование полос сброса, разворот отдельных участков монокристаллов, зернограничное скольжение и вращение зерен в поликристаллах дают малый вклад в акустическую эмиссию.

Приведенные особенности акустической эмиссии позволяют предположить, что по характеру излучения можно судить о механизме перехода. Рассмотрим конкретный пример: переход $\beta_1 \rightleftharpoons \gamma'$ в сплаве меди, алюминия и никеля. При регистрации акустической эмиссии в процессе перехода в работе [52] наблюдали разницу в числе акустических импульсов (табл. 2.4) и в их амплитудном распределении. Металлографические наблюдения за кинетикой роста и исчезновения мартенситного кристалла этого сплава показывали, что межфазная граница мартенситный кристалл — матрица перемещается в сторону исходной фазы большими скачками, чем при обратном превращении. Этот факт хорошо отражается на количестве импульсов, зарегистрированных при прямом и обратном мартенситном превращении. Так, в табл. 2.4 видно, что число импульсов при переходе $\gamma' \rightarrow \beta_1$ почти в 1,5 раза больше, чем при переходе $\beta_1 \rightarrow \gamma'$. Кроме того, средняя амплитуда акустических импульсов при прямой термоупругой мартенситной реакции больше, чем при обратной.

И.Ю. Иевлев с соавторами [52] объясняют возникновение высокочастотного излучения при превращении как систему колебаний разной амплитуды.

Таблица 2.4

Число эмиссионных событий, соответствующее ($\beta_1 \rightleftharpoons \gamma'$)-переходам в образцах сплава Cu + 24,5% Al + 1,6% Ni

Фазовый переход	Количество импульсов									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$\beta_1 \rightarrow \gamma'$	59	55	5	26	4	180	181	49	7	35
$\gamma' \rightarrow \beta_1$	203	199	227	247	253	334	127	219	243	229

литуды, каждая из которых связана с отрывом упругой волны в момент торможения роста кристалла вблизи эффективного препятствия. Низкочастотная составляющая в диапазоне 10–20 кГц, вероятно, характеризует релаксационные процессы во всем объеме образца.

В работе [75] метод акустической эмиссии использован для изучения не только мартенситных, но и бейнитных и перлитных превращений в сталях. Результаты исследований акустической эмиссии при фазовых превращениях сопоставлялись с магнитометрическими измерениями кинетики превращения. Наибольшая интенсивность акустической эмиссии зарегистрирована при мартенситных превращениях, что, вероятно, связано с тем, что при образовании кристаллов мартенсита возникают значительные упругие деформации и напряжения. Интенсивность акустической эмиссии при бейнитном превращении на 4 порядка ниже, это связано, по-видимому, с тем, что скорость роста кристаллов бейнита значительно меньше, чем кристаллов мартенсита.

Кроме того, согласно современным представлениям, превращение аустенит–бейнит реализуется двумя механизмами: диффузионным переносом углерода, который, вероятно, не генерирует акустическую эмиссию, и кооперативным переходом $\gamma \rightarrow \alpha$. При третьем типе перехода – перлитном, обусловленном диффузией атомов замещения и внедрения, акустическая эмиссия отсутствовала. На основании приведенных результатов авторы [75] считают, что акустическое излучение имеет место при деформации сдвига кристаллической решетки исходной фазы и отсутствует при диффузионных процессах перестройки решетки.

Возникновение акустической эмиссии при полиморфных превращениях в естественных минералах отмечается в ряде работ. Так в [26] обнаружены слышимые щелчки при полиморфных превращениях в галогенидах калия, а в [122] наблюдалось значительное усиление интенсивности акустической эмиссии в процессе $(\alpha-\beta)$ -превращения кварца.

Отметим некоторые особенности исследования акустической эмиссии в процессе микроструктурных превращений минералов и горных пород. Ввиду сравнительно низкой теплопроводности этих материалов их нагревание до температуры превращения следует производить достаточно медленно. При быстром нагреве происходит термическое растрескивание материалов и возникает интенсивный акустический шум, затрудняющий регистрацию акустической эмиссии, обусловленной процессом превращения.

В работе [58] исследована акустическая эмиссия в калийной селитре в интервале температур от комнатной до 200 °С. Скорости нагрева и охлаждения в опытах были достаточно низкими и варьировали в пределах 0,5–3 °С/мин. В KNO_3 при температуре 123 °С происходит переход I рода из орторомбической структуры (типа арагонита) в ромбоэдрическую (типа кальцита). На рис. 2.13 приведены графики изменения температуры и интенсивность акустической эмиссии в зависимости от времени. Из рисунка видно, что при нагревании до и после превращения акустические импульсы практически не излучаются, тогда как в процессе превращения наблюдается резкий всплеск акустической эмиссии. При охлаждении образца до температуры перехода акустическая эмиссия также отсутствует, но с началом обратного перехода наблюдается лавинооб-

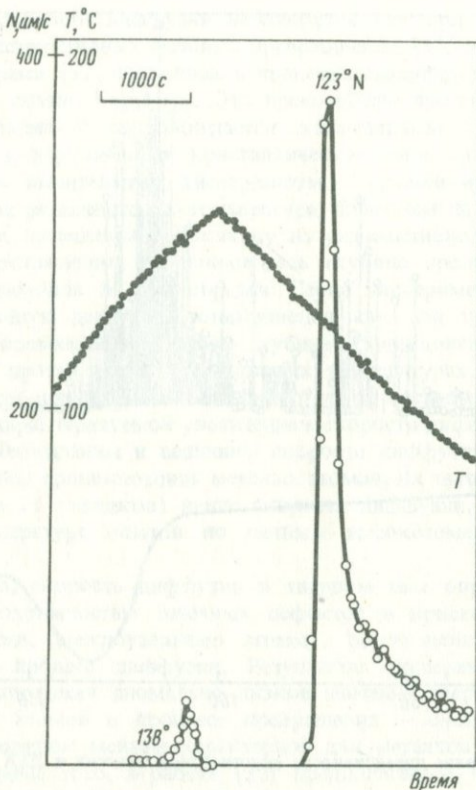


Рис. 2.13. Интенсивность акустической эмиссии при прямом и обратном структурных превращениях в калиевой селитре KNO_3 .

разное излучение акустических импульсов, интенсивность которого на порядок выше, чем при прямом переходе.

В этой же работе показано, что если в процессе обратного фазового перехода прекратить понижение температуры, т.е. сохранять ее постоянной или даже несколько увеличивать, то акустическая эмиссия прекращается. Излучение возобновляется лишь при охлаждении образца до той температуры, при которой был прерван первоначальный процесс охлаждения. Причем интенсивность излучения будет точно такой, как в момент ее превращения. Этот эффект, аналогичный в некотором смысле эффекту Кайзера, свидетельствует, с одной стороны, о прекращении процесса превращения при постоянной температуре, а другой — доказывает, что акустическая эмиссия обусловлена процессом превращения.

В работе [58] изучалась акустическая эмиссия при дегидратации гипса. Обнаружено, что при нагревании образцы гипса во всем температурном интервале ($20-150^\circ C$) излучают импульсы слабой интенсивности (рис. 2.14). В процессе дегидратации, который отражает кривая диффе-

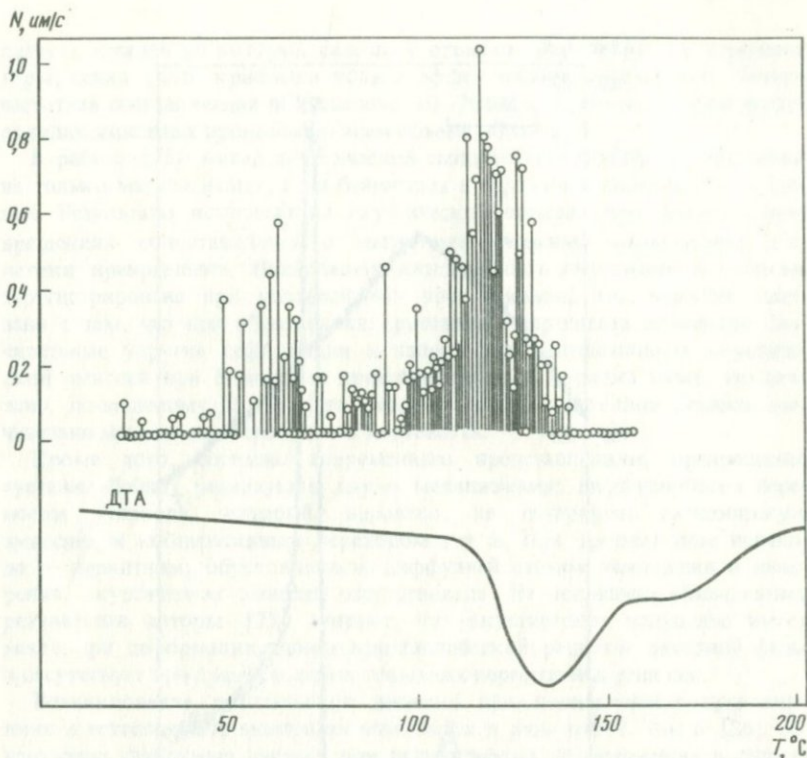


Рис. 2.14. Изменение интенсивности акустической эмиссии и ДТА при дегидратации гипса

ренциального термического анализа (ДТА), интенсивность акустической эмиссии возрастает, но незначительно.

Приведенные примеры показывают, что во многих случаях процесс микроструктурного превращения сопровождается интенсивным акустическим излучением. Механизм генерации акустических импульсов, особенно в минералах, окончательно еще не установлен. Приведенные примеры также показывают, что акустическая эмиссия является чувствительным индикатором происходящих в кристалле процессов и может быть использована для изучения кинетики таких процессов.

2.4. ДИФФУЗИЯ И ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ

Существующие в настоящее время данные о явлениях переноса в твердых телах в процессе микроструктурных превращений весьма скудны. Как правило, отмечается интенсификация этих явлений, в частности значительный рост скорости диффузии. Однако количественно вопрос исследован крайне слабо.

Увеличение скорости диффузии наблюдается как при мартенситных, так и при реконструктивных фазовых превращениях [32, 261]. Д.С. Герцрикен с соавторами [32] исследовали процесс самодиффузии при (α - β)-превращении в сплаве $\text{Fe}_{30}\text{Ni}_{70}$. Это превращение протекает с 3%-ным изменением объема и сопровождается значительными пластическими деформациями и нарушениями кристаллической решетки. Превращение характеризуется значительным гистерезисом — прямой и обратный переходы в опытах различаются по температуре более чем на 300°C . Перед опытом образец помещался в обкладку из радиоактивного изотопа железа. После превращения анализировалась глубина проникновения радиоактивных изотопов в тело образца. Серия экспериментов показала аномально большую глубину проникновения как при прямом, так и при обратном превращении. Причем глубина проникновения при обратном переходе, протекающем при меньших температурах, оказалась заметно выше, чем при прямом. Этот результат не согласуется с обычной зависимостью, характеризующейся увеличением скорости диффузии с ростом температуры. Неожиданны и величины скорости диффузии, рассчитанные на основе глубины проникновения меченых атомов. Их значения оказались значительно (на 11 порядков) выше скорости диффузии, экстраполированной к температуре опытов по данным высокотемпературных наблюдений.

Как известно, скорость диффузии в твердом теле определяется количеством и подвижностью точечных дефектов в кристаллической решетке (вакансии, междоузельные атомы), перемещения которых и обуславливают процесс диффузии. Результаты экспериментов можно объяснить, предположив аномально низкое значение энергии активации междоузельных атомов в процессе превращения — около 0,1 эВ, что примерно на порядок меньше характерной для металлов энергии активации [81]. Кроме того, в работе [32] предполагается, что рост числа точечных дефектов обусловлен быстрым перемещением дислокаций в процессе мартенситного превращения.

Процесс диффузии при превращении реконструктивного типа исследовался в работе [261]. В ней детально обсуждается процесс синтеза алмазов в ударной волне. Характерным результатом этого процесса является образование за время прохождения ударной волны (не более 0,1 мкс) микрозерен алмаза размером около 10^{-2} мкм. Отсюда следует, что средняя скорость роста алмаза составляет не менее 10^{-1} м/с и что скорость диффузии в процессе фазового перехода графит—алмаз должна быть аномально велика. К аналогичному заключению приводят данные о перераспределении в результате прохождения ударной волны различного рода примесных атомов. Максимальные температуры, достигаемые при этом, около 1500 – 2000°C — явно недостаточны для объяснения наблюдаемого роста скорости диффузии. В работе [261] резкий рост скорости диффузии при фазовом переходе графит—алмаз объясняется образованием при прохождении ударной волны большого числа различного рода нарушений кристаллической решетки.

Мощным источником дефектов кристаллической решетки может оказаться микронеоднородное поле деформаций, возникающее и интенсивно изменяющееся в процессе микроструктурных превращений. Это явление

ние позволяет лучше понять причины наблюдаемой аномалии скорости диффузии в процессе превращения, поэтому рассмотрим его несколько подробнее.

Согласно экспериментальным данным [74, 82], при сверхбыстрых импульсных деформациях и некоторых других воздействиях (например, облучении) может наблюдаться резкое ускорение процессов переноса в твердом теле. Так, при импульсных деформациях со скоростями, превышающими 10 с^{-1} , скорость диффузии в металлах может увеличиться примерно на 8 порядков, превосходя тем самым значения, характерные для жидкой фазы. Наблюдаемые изменения скорости диффузии столь значительны, что М.А. Криштал [74] высказывал мнение о некорректности отнесения этого явления к классическому явлению диффузии. Предлагается рассматривать его как процесс направленного массопереноса в твердом теле иной, недиффузионной природы.

Такое предложение представляется обоснованным, если под диффузией понимать только процесс, обусловленный градиентом концентрации и описываемый законом Фика. Действительно, согласно теории массопереноса в твердом теле, закон Фика в общем случае не выполняется при наличии градиентов температуры, гравитационного и электрического полей, в поле негидростатических напряжений. В этом случае в выражении для скорости процессов переноса появляются дополнительные члены. В условиях быстрых деформаций и отвечающих им высоких негидростатических напряжениях отличия от закона Фика могут оказаться значительными. Однако микроскопический механизм массопереноса, по-видимому, не претерпевает качественных изменений. Различия заключаются только в количестве нарушений решетки и изменении их относительного вклада в процесс диффузии.

Из изложенного видно, что по крайней мере в качественном отношении связь сверхбыстрых деформаций твердого тела с ростом скорости диффузии представляется довольно естественной. Довольно быстрые деформации возникают и при твердотельных превращениях. Так, например, при мартенситных фазовых переходах скорость перемещения фазовых границ приближается к скорости звука.

Другим, на наш взгляд не менее работоспособным, механизмом увеличения скорости диффузии является диффузия по границам зерен. Известно, что диффузия в поликристаллах обусловлена не только точечными внутризеренными дефектами, но и зернограничными нарушениями. Обычно из-за малой доли зернограничных областей в общем объеме кристалла вклад последних незначителен. Однако ситуация может решительным образом измениться при микроструктурном превращении. Вследствие образования ультрамелких зародышей новой фазы и общего уменьшения характерного размера зерен доля зернограничных областей резко возрастает. При этом важно отметить, что аномально высокая скорость диффузии зарегистрирована не только на большеугловых, сильноразупорядоченных границах зерен, но и на малоугловых границах, на которых сохраняется взаимная координация кристаллических структур соседних зерен [73]. Разупорядоченные границы зерен характерны для реконструктивных переходов, а малоугловые — для мартенситных фазовых превращений.

Приведенные соображения на качественном уровне хорошо согласуются с имеющимися экспериментальными данными. Однако в количественном отношении возникают определенные трудности. Высокая скорость зернограничной диффузии связывается с более низкой (ориентировочно в 2 раза) энергией ее активации по сравнению с энергией активации внутри зерен. К сожалению, уточнить соотношение этих величин крайне трудно. Обычно принимается, что при температурах в несколько сот градусов скорость зернограничной диффузии превышает скорость переноса внутри зерен в $10^5 - 10^6$ раз [73].

Если исходить из этой оценки, то очевидно, что только за счет увеличения доли зернограничных областей при фазовом переходе получить рост диффузии на 11 порядков невозможно.

Отсюда следует, что либо изложенные механизмы увеличения скорости диффузии следует модифицировать, либо надо искать иные методы ускорения этого процесса. В этой связи обращает на себя внимание возможность развития при определенных условиях зернограничных фазовых переходов, способных резко изменить различные (в том числе и диффузионные) свойства фазовых границ [156]. В частности, на существование при сверхпластичном режиме деформирования особой "квазижидкой" структуры межзеренных границ указывается в работе [115].

Подводя итог сказанному, следует еще раз с сожалением отметить крайнюю малочисленность экспериментальных данных о скоростях диффузии в процессе микроструктурных превращений. Имеющиеся данные характеризуются большой дисперсией результатов либо носят качественный характер. Ввиду этого не представляется возможным в настоящее время выявить количественную связь между параметрами превращения, условиями опыта и увеличением скорости диффузии. Конкретный механизм этого явления также окончательно не установлен. Однако сам факт увеличения скорости диффузии в процессе микроструктурного превращения, по-видимому, не вызывает сомнения.

Немного особняком при обсуждении явлений переноса стоит вопрос об электропроводности. В том, что касается ионной проводимости, этот вопрос несущественно отличается от процесса диффузии. Наличие электронной проводимости вносит дополнительные моменты. Согласно выводам работы [287], в которой экспериментально и теоретически исследовалась аномалия электропроводности в окрестности перехода типа порядок-беспорядок в сплаве FeCo, возможно как увеличение, так и уменьшение электропроводности. В качестве основных действующих факторов предполагается изменение числа носителей заряда и их подвижности и дополнительное рассеяние электронов проводимости. В целом вопрос изменения электропроводности в процессе фазовых превращений исследован крайне слабо.

Завершая обзор экспериментальных данных об изменении физических свойств твердых тел в процессе микроструктурных превращений, отметим, что эти данные указывают на аномальный характер изменения физических свойств в процессе превращения. В этих условиях свойства веществ существенно отличаются от соответствующих свойств в стабильных состояниях до и после превращения. Для дальнейшего изложения важно, что в процессе превращения вещества становятся более пластич-

ными, менее прочными, в них понижаются скорости распространения упругих волн, существенно повышается скорость диффузии, резко возрастает интенсивность акустической эмиссии и т.д.

Из-за малочисленности и разнородности имеющихся экспериментальных данных в настоящее время не удастся создать последовательную количественную теорию этих весьма интересных и важных для науки и техники явлений. Не всегда понятна даже физическая природа и конкретные механизмы возникновения таких свойств. Учитывая это, в следующей главе мы предприняли попытку обобщения имеющихся представлений об этих явлениях и анализа их физической природы.

Глава 3

ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА АНОМАЛЬНЫХ СВОЙСТВ ВЕЩЕСТВ В ПРОЦЕССЕ ТВЕРДОТЕЛЬНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ

В предыдущей главе показано, что в процессе микроструктурных превращений в твердых телах регистрируется широкий спектр различного рода аномалий физических свойств. Сколь-либо полного описания такого рода аномалий в настоящее время не существует. Предложены либо достаточно общие и чисто качественные объяснения, либо отдельные модели с ограниченной областью применимости. Такое положение обусловлено, с одной стороны, недостаточным уровнем изученности физической природы этих явлений, а с другой — огромным разнообразием твердотельных превращений.

В данной главе рассмотрен ряд качественных и количественных подходов к описанию аномалий, возникающих при наиболее простых микроструктурных превращениях — при фазовых (полиморфных) переходах. В заключение обсуждается вопрос о характере ограничений, связанных с использованием полученных результатов для описания более сложных превращений, протекающих в условиях земных недр.

3.1. КЛАССИФИКАЦИЯ ТВЕРДОТЕЛЬНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ

Из всего многообразия микроструктурных превращений в твердых телах в настоящее время наиболее полно изучены фазовые переходы II рода. Развитая теория переходов II рода с некоторыми ограничениями может быть использована для описания фазовых переходов I рода, близких по своим характеристикам к переходам II рода. Однако для геофизики существенно больший интерес представляют переходы I рода, характеризующиеся значительными изменениями плотности и энтальпии, которые могут играть определяющую роль в геодинамических процессах. Более того, только такие превращения и могут быть выделены в настоящее время в недрах Земли по комплексу сейсмических, гравиметрических и других данных.

Для дальнейшего изложения все микроструктурные превращения разделим на два класса — к первому отнесем фазовые переходы II рода и близкие к ним превращения других видов. Степень близости определяется малостью скачков объема и энтальпии при превращении. Ко второму классу отнесем превращения, протекающие с большими изменениями плотности и энтальпии.

Характерные черты фазовых превращений первого и второго классов различны [19, 73, 119, 190, 278]. Превращения первого класса характеризуются: наличием когерентности между кристаллическими решетками старой и новой фаз (пространственная ориентация решетки старой фазы определяет ориентацию новой); отсутствием в процессе превращения перемещений атомов на расстояний, превышающие размеры элементарной ячейки; возможностью изменения формы претерпевшего превращение образца при крайне малом изменении его объема; влиянием внешних девиаторных напряжений на термодинамические параметры фазового равновесия и, возможно, на скорость превращения; высокой скоростью смещения границы раздела фаз, близкой к скорости звука; зависимостью степени превращения от напряжения и температуры при малой зависимости от времени.

Характерными чертами превращений второго класса являются: отсутствие когерентной связи между старой и новой кристаллическими решетками (ориентация новой решетки практически не зависит от ориентации старой); возможны большие, превышающие размер элементарной ячейки, перемещения атомов, связанные с диффузионным характером превращения; значительное влияние внешних девиаторных напряжений и пластических деформаций на скорость превращения при возможном отсутствии их воздействия на термодинамические параметры фазового равновесия; невысокая (не более 10^2 см/с) скорость смещения границы раздела фаз; зависимость степени превращения от времени экспозиции системы при заданных напряжениях и температуре; значительное развитие гистерезисных эффектов, обусловленное большей энергией активации процессов зародышеобразования.

Приведем примерное соответствие введенной классификации микроструктурных превращений с классификациями других видов. Так, переходы первого класса по своим характеристикам близки к мартенситным, "мгновенным" и превращениям смещения. Соответственно превращения второго класса близки к переходам зарождения и роста, "постепенным" и реконструктивным.

3.2. КАЧЕСТВЕННОЕ РАССМОТРЕНИЕ АНОМАЛИЙ ДЕФОРМАЦИОННО-ПРОЧНОСТНЫХ СВОЙСТВ ПРИ ТВЕРДОТЕЛЬНЫХ ФАЗОВЫХ ПРЕВРАЩЕНИЯХ

Твердое тело, подвергнутое воздействию негидростатических напряжений, не является термодинамически равновесным, так как с течением времени эти напряжения релаксируют и тело переходит в равновесное гидростатическое состояние. Релаксация напряжений, больших порога текучести, обусловлена пластическими свойствами материала, а меньших этого порога — тесно связана с ползучестью.

При релаксации напряжений происходит необратимое изменение взаимного расположения атомов в кристалле, сопровождаемое разрывом некоторых старых межатомных связей и образованием новых. В обычных условиях вследствие малости внешних напряжений по сравнению с силами межатомных связей эти перестройки протекают крайне медленно. В этом случае время релаксации напряжений намного больше времени наблюдения за системой, что позволяет при описании таких систем использовать методы теории упругости и равновесной термодинамики.

В термодинамических условиях полиморфного перехода обе сосуществующие кристаллические модификации термодинамически эквивалентны (их химические потенциалы равны). Однако при наличии в системе сдвиговых напряжений химические потенциалы множества виртуальных, различно ориентированных относительно старой фазы, решеток новой фазы несколько различаются. Причем наибольшая разность химических потенциалов новой и старой фаз соответствует такой ориентации новой фазы, которая в наибольшей степени обеспечивает снятие девиаторных напряжений. В результате реализации превращения в этих условиях возникает преимущественная пространственная ориентация кристаллических зерен новой фазы и снимаются сдвиговые напряжения. Таким образом, время релаксации напряжений в процессе перехода определяется временем превращения старой фазы в новую. Отсюда следует, что время релаксации сдвиговых напряжений при фазовых переходах может быть значительно меньше времени их релаксации в стабильных фазах.

Данное рассмотрение проводилось, как бы с точки зрения претерпевающего превращения зерна. Близкий результат может быть получен и с точки зрения окружающей это зерно стабильной матрицы. В этом случае приложенные к телу малые внешние напряжения, меньшие предела текучести, не приводят к заметному деформированию тела до превращения. Во время превращения локальные напряжения, возникающие на границах претерпевающих превращение зерен, могут значительно превышать предел текучести. Под воздействием этих напряжений в объеме образца происходят значительные и разнонаправленные локальные пластические деформации. Возникающая при этом общая, сравнительно небольшая по величине макроскопическая деформация всего образца является результирующей разнонаправленных локальных микродеформаций. Приведенное рассуждение подтверждается экспериментальными данными [272]. На аналогичных физических представлениях базируется наиболее распространенная до недавнего времени модель трансформационной сверхпластичности Гринвуда-Джонсона [220].

Современные представления о характере микроструктурных преобразований в процессе фазовых превращений позволяют рассмотреть еще одну качественную модель аномальных изменений физических свойств твердых тел.

Известно, что процесс твердотельного превращения включает в себя стадию нуклеации — развития ультрамелких и неустойчивых зародышей новой фазы. При массовом характере нуклеации происходит резкий рост объема зернограницных областей, характеризующихся значительными нарушениями кристаллической решетки. Поскольку скорость зернограницной диффузии на несколько порядков превышает скорость диффузии

в объеме зерен, эффективно возрастает подвижность атомов. Значительная разупорядоченность расположения атомов и их повышенная подвижность являются основными отличительными особенностями жидкости и кристалла. Следовательно, на стадии нуклеации в твердом теле развиваются особенности, свойственные жидкому состоянию, и твердое тело должно проявлять свойства, характерные для жидкости: большую деформируемость, меньшую жесткость, меньшую скорость распространения упругих волн.

Изложенная модель применима для описания не только фазовых переходов, но и других микроструктурных превращений, в частности твердотельных химических реакций. В этом случае все основные положения и выводы модели остаются в силе. Однако из-за необходимости транспортирования атомов к месту химической реакции нуклеация может происходить менее интенсивно, что может повлечь менее резко выраженные аномалии изменения физических свойств.

Из рассмотренных качественных моделей видно, что в процессе микроструктурных превращений следует ожидать возникновения у твердых тел аномальных физических свойств. Однако эти модели не дают ни величины аномалий, ни их зависимость от различных параметров.

3.3. ДЕФОРМАЦИОННО-ПРОЧНОСТНЫЕ СВОЙСТВА ТВЕРДЫХ ТЕЛ ПРИ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДАХ II РОДА И БЛИЗКИХ К НИМ ПЕРЕХОДАХ I РОДА

При описании фазовых превращений первого класса вследствие близости структурных характеристик вещества в обеих фазах применимы как теория фазовых переходов II рода Л.Д. Ландау [81], так и методы ренорм-группы, разработанные первоначально для описания критических явлений [99]. Это обстоятельство и обусловило существование более полную изученность превращений первого класса по сравнению с переходами второго класса.

Появление аномалии упругих свойств при фазовых превращениях первого класса можно показать в рамках теории Ландау. Согласно этой теории, термодинамический потенциал G обеих взаимопревращающихся фаз в окрестности точки фазового перехода T_{Φ} представляется одним выражением в виде ряда по степеням параметра порядка η :

$$G(\eta) = a_0 + a_2\eta^2 + a_4\eta^4 + a_6\eta^6 + c(\nabla\eta)^2 - h\eta, \quad (3.1)$$

где a_i — гладкие функции температуры и давления; $\nabla\eta$ — градиент параметра порядка η ; h — внешнее поле, сопряженное с параметром порядка. Если положить $a_2 \approx a'_2(T - T_c)$, где $a'_2 > 0$, то из условия устойчивости системы получаем, что параметр порядка η равен нулю для одной фазы ($T > T_c$) и отличен от нуля для другой ($T < T_c$). Аналогично имеем $a_2 = a'_2(P - P_{\Phi})$ в случае фазового превращения, вызванного изменением давления.

Приведенное рассмотрение является весьма общим и применимо для описания аномалий физических свойств при самых различных фазовых превращениях II рода и близких к ним переходах I рода. В каждом конкретном случае как параметру порядка η , так и сопряженному с ним

полю h придается определенный физический смысл (например, величины намагниченности и внешнего магнитного поля в окрестности точки Кюри T_c).

Для фазовых переходов, при которых кристаллическая решетка новой фазы может быть получена в результате деформации ϵ_{ij} решетки старой фазы, параметром порядка η является деформация ϵ_{ij} [189]. В этом случае коэффициент при η^2 в выражении (3.1) принимает смысл обобщенного упругого модуля L , сопряженного с данной деформацией ϵ_{ij} . Из условия устойчивости кристаллических фаз по обе стороны от точки перехода следует, что обобщенный упругий модуль L уменьшается с приближением к T_c и обращается в нуль в самой этой точке. Обращение L в нуль означает, что в точке T_c кристаллические решетки обеих фаз становятся механически неустойчивыми относительно напряжений, сопряженных с деформацией превращения ϵ_{ij} . Зависимость обобщенного модуля \tilde{L} от температуры в окрестности точки перехода T_c описывается выражением

$$\tilde{L} \sim |T - T_c|. \quad (3.2)$$

Отсюда частота соответствующей моды колебаний решетки

$$\omega \sim \sqrt{|T - T_c|}. \quad (3.3)$$

Такой тип особенности спектра колебаний решетки носит название "мягкой моды" и хорошо согласуется с экспериментальными данными о превращениях, сводящихся к незначительным изменениям кристаллической решетки [2, 189]. Распространение полученного решения на превращения, протекающие со значительной деформацией решетки ϵ_{ij} , неправомерно. Действительно, потенциал (3.1) должен описывать каждую из взаимопревращающихся фаз. Такое приближение обосновано только в том случае, если эти фазы в определенном смысле идентичны. Последнее выполняется только для критических явлений и фазовых переходов II рода. Пределы применимости этого решения к переходам I рода могут быть приблизительно определены следующим образом. Пренебрежение высокими степенями η при разложении потенциала $G(\eta)$ в ряд по η предполагает малость параметра η . При выводе соотношений (3.2) и (3.3) параметр порядка η отождествляется с деформацией превращения ϵ_{ij} . Отсюда видно, что деформация ϵ_{ij} должна удовлетворять требованиям, предъявляемым к η , т.е. быть малым параметром. Превращения, протекающие со значительной деформацией кристаллической решетки, не удовлетворяют этому требованию и, таким образом, не могут быть описаны в рамках данной теории. Расхождения между теоретическими закономерностями (3.2) и (3.3) и экспериментальными данными обычно заключаются в несколько ином, чем в (3.3), значении показателя степенного закона, а также в том, что переходы I рода часто происходят при температурах, заметно отличающихся от T_c , когда аномалия типа "мягкой моды" не успевает еще развиться в полной мере.

С целью расширения области применимости полученных результатов на более широкий круг фазовых переходов I рода используются модифицированные варианты теории Ландау [304 и др.]. При этом в выражении

(3.1) либо добавляются члены неквадратичные по параметру порядка, либо деформация превращения ϵ_{ij} рассматривается не как параметр порядка, а как некая характеристика, сопряженная с этим параметром. Пример такого рассмотрения приводится ниже. Здесь отметим только, что такой подход не позволил существенно продвинуться в понимании и численном описании деформационно-прочностных свойств твердых тел при фазовых превращениях I рода, протекающих со значительными изменениями плотности и энтальпии.

3.4. ОБЩЕЕ РАССМОТРЕНИЕ АНОМАЛИИ ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ТВЕРДЫХ ТЕЛ ПРИ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДАХ I РОДА (ВТОРОГО КЛАССА)

Согласно многочисленным экспериментальным данным, при фазовых переходах второго класса также наблюдается значительное уменьшение упругих модулей, но сам переход осуществляется значительно раньше, чем соответствующие модули снизятся до нуля. Область значений P, T , в которой уменьшаются упругие модули, сильно изменчива и обычно составляет $(P - P_{\Phi})^1 \approx 50 - 500$ МПа; $(T - T_{\Phi}) \approx 10 - 30$ °С [10, 84].

Согласно данным рентгено- и нейтронной спектроскопии [189], изучение спектра колебаний кристаллической решетки позволяет выделить, кроме относительно слабой особенности типа "мягкой воды", значительно более резкую особенность типа "центрального пика". Анализ этой значительно более низкочастотной особенности спектра показывает, что она обусловлена существованием многочисленных дефектов кристаллической решетки. Предполагается, что эти дефекты связаны с развитием по мере приближения к области фазового превращения системы кластеров (нестабильных, ультрамелких структурных новообразований). Это предположение хорошо согласуется с представлениями о кинетике фазовых превращений. Установлено, что фазовые переходы второго класса развиваются посредством виртуального образования зародышей новой фазы. В случае достижения ими критического размера зародыши становятся термодинамически устойчивы и растут, превращаясь в зерна новой фазы. Как предполагается в работах [189, 295], эти виртуальные зародыши-кластеры и обуславливают аномалию спектра колебаний решетки типа "центрального пика". Как средний размер l , так и характерное время жизни зародышей-кластеров τ изменяются в широких пределах. Согласно предварительным оценкам [64, 151, 189], значения эти составляют:

$$l \sim 10^{-2} - 10^0 \text{ мкм}, \quad \tau \sim 10^{-5} - 10^{-8} \text{ с.} \quad (3.4)$$

Таким образом, зона фазового превращения второго класса представляет собой область, содержащую неустойчивые, ультрамелкие зерна обеих фаз, флуктуационно переходящие друг в друга. При этом значительно возрастает доля нестабильных, межзеренных границ, что должно приводить к резкому ускорению зернограничных процессов. Отсюда можно предположить, что области фазовых превращений второго класса должны

¹ P_{Φ} и T_{Φ} — параметры перехода.

характеризоваться не столько пониженными значениями какой-либо комбинации упругих модулей, как это имеет место при переходах первого класса, сколько резко повышенными пластичностью и диффузией, обусловленными активизацией зернограничных процессов.

Приведенные предположения хорошо согласуются с экспериментальными данными. Согласно этим данным, процесс фазового превращения сопровождается целым рядом аномалий физических свойств, к которым относятся: рост внутреннего трения и скорости диффузии [30, 261], падение скоростей распространения упругих волн [10, 29, 84], резкое повышение пластичности [126, 200, 220] и в отдельных случаях вариации электропроводности [118, 287].

Как уровень изученности, так и важность перечисленных аномалий для геофизических приложений существенно различны. Наиболее исследована аномалия пластичности, которая представляет собой также и наибольший интерес при построении геодинамических моделей. Существенно менее изучены аномалии упругих свойств. Последние также представляют существенный интерес для геофизических построений. Выявление подобных аномалий в недрах Земли может служить свидетельством развития там зон активных твердотельных превращений и источником информации о свойствах таких зон и Земли в целом. Наименее изучены механизмы изменения при твердотельных превращениях электропроводности и скоростей диффузии. Резкий рост скорости диффузии при твердотельных превращениях может быть связан с процессами массопереноса в мантии и в коре Земли.

Перейдем к подробному описанию наиболее интересных с точки зрения геофизических приложений аномалий физических свойств при твердотельных превращениях.

Деформационные свойства. Наиболее ярко особенности деформирования твердых тел в процессе микроструктурных превращений проявляются в явлении трансформационной сверхпластичности. Этому вопросу далее и будет уделено основное внимание. Кроме того, трансформационная сверхпластичность играет существенную роль в приводимых ниже геотектонических построениях.

Явление трансформационной сверхпластичности, по-видимому, было впервые зарегистрировано А.А. Бочваром и З.А. Свидерской в 1945 г. [16]. Авторы предположили, что это явление тесно связано с ростом массопереноса в процессе твердотельного превращения. В дальнейшем был осуществлен широкий спектр экспериментов, подтвердивших развитие этого эффекта в различных типах твердых тел [193, 202, 220, 244]. В качестве обобщающих работ, суммирующих полученные результаты можно упомянуть [200, 272].

Схема подавляющего большинства проделанных экспериментов такова. Образец находится под действием малого одноосного напряжения, и путем циклического изменения температуры осуществляется его превращение из одной фазы в другую и обратно. Измеряется деформация образца за все время эксперимента. В качестве примера на рис. 3.1 представлены данные о деформации образца $Fe + 0,08\%N$ в процессе ($\alpha \rightarrow \gamma$) и ($\gamma \rightarrow \alpha$)-превращения. Фазовые переходы, как и в большинстве случаев, инициировались изменением температуры. Превращение сопровождается

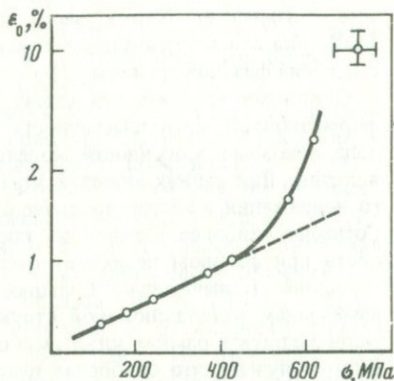
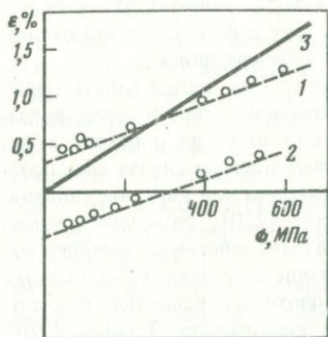


Рис. 3.1. Деформация образца Fe + 0,08% N в процессе фазового перехода при циклическом изменении температуры (по: [202])

1 — при переходе $\alpha \rightarrow \gamma$; 2 — при обратном переходе; 3 — суммарная деформация

Рис. 3.2. Зависимость деформации железа за цикл ($\alpha \rightleftharpoons \gamma$)-перехода ($T = 910^\circ\text{C}$, $\Delta V/V = 1\%$) от приложенного напряжения [220]

скачком деформации ϵ_1 при переходе $\alpha \rightarrow \gamma$ (1) и ϵ_2 при обратном превращении (2). Суммарная деформация, возникающая за весь цикл фазового перехода $\alpha \rightleftharpoons \gamma$ и равная $\epsilon = \epsilon_1 + \epsilon_2$ (3), линейно зависит от приложенного одноосного напряжения σ . При этом график $\epsilon(\sigma)$ проходит через начало координат, из чего следует, что материал имеет нулевой эффективный предел текучести. В результате многократных циклических фазовых превращений деформация образца накапливается и может достигать 1000% и более. Расширение диапазона величины одноосных напряжений σ внесло существенные уточнения. Выяснилось, что линейный характер зависимости $\epsilon(\sigma)$ справедлив для всех испытанных типов веществ, но выполняется только в ограниченном диапазоне малых значений σ . Если напряжение превышает некий, характерный для данного вещества, порог $\sigma_{кр}$, то линейность зависимости $\epsilon(\sigma)$ нарушается и величина ϵ резко возрастает. Характерный пример получаемых зависимостей представлен на рис. 3.2. Величина порога $\sigma_{кр}$ сильно варьирует для разных веществ и имеет порядок 10 МПа. По мнению Гринвуда и Джонсона [220], значение $\sigma_{кр}$ близко к $I/2$, где I — предел текучести. Принято считать, что выявленные закономерности не связаны с каким-либо ограниченным классом твердых тел, а свойственны всем твердо-телным превращениям.

Существенный интерес представляют результаты, полученные при другой схеме эксперимента. В работе [290] напряжение прикладывалось параллельно перемещающейся в образце CsCl фазовой границе. Величина приложенного напряжения была достаточно мала (≈ 10 КПа) и не вызывала каких-либо деформаций до начала фазового перехода. Однако после начала превращения, инициированного образованием в образце градиента температуры, вдоль смещающейся границы раздела фаз происходили значительные деформации. Эти деформации привели в резуль-

гате к изменению формы всего образца. Области, занятые разными фазами, оказались сдвинутыми относительно друг друга. С прекращением смещения фазовой границы деформации также прекратились.

Описанная классическая схема эксперимента по исследованию трансформационной сверхпластичности в значительной степени предопределила основные особенности моделей, предложенных для описания этого явления. Для ранних моделей характерно рассмотрение случая одноосного напряжения и абстрагирование от микроскопической картины явления. Согласно наиболее удачной из таких моделей [220], аномалия пластичности при фазовом переходе обусловлена взаимодействием внешних напряжений и значительно больших по величине внутренних, вызванных изменением кристаллической структуры и плотности вещества. Рассмотрение ведется в рамках классической теории пластичности. В работе [220] было получено, что одноосная пластическая деформация ϵ , возникающая в процессе перехода под действием напряжения σ , описывается соотношением²

$$\epsilon = 5/6 (\Delta V/V) \sigma/I, \quad (3.5)$$

где $\Delta V/V$ — относительное изменение объема при фазовом переходе; I — предел текучести.

Суммарная деформация образца за цикл фазового перехода (в новую фазу и обратно) равна 2ϵ . Сопоставление полученного выражения с экспериментальными данными показало, что оно достаточно хорошо описывает характер зависимости ϵ от σ и $\Delta V/V$.

Однако численные величины ϵ (отчасти, вероятно, из-за трудности определения точного значения I) могут заметно отличаться от экспериментально наблюдаемых. В связи с этим в работе [230] было предложено использовать более общее выражение

$$\epsilon = R (\Delta V/V) \sigma/I, \quad (3.6)$$

где R — коэффициент, значения которого при малых σ близки к единице.

Согласно экспериментальным данным, выражение (3.6) может быть переписано в виде

$$\dot{\epsilon} = R (\Delta V/V) (\sigma/I) \dot{c}, \quad (3.7)$$

где \dot{c} — скорость изменения концентрации новообразующейся фазы. Из этого соотношения следуют важные для дальнейшего изложения выводы.

Во-первых, согласно (3.7), твердое тело во время фазового превращения ведет себя в реологическом отношении аналогично жидкости с эффективной вязкостью:

$$\nu = [R (\Delta V/V) \dot{c}/I]^{-1}. \quad (3.8)$$

При увеличении значений σ ($\sigma \gtrsim \sigma_{кр}$) зависимость усложняется и эффективная вязкость уменьшается.

Во-вторых, величина и скорость деформации прямо пропорциональны скачку плотности при фазовом переходе.

²Без учета составляющей, обусловленной изменением кристаллической решетки и не связанной с характером внешних напряжений.

Наконец, в-третьих, видно, что скорость деформации возрастает с ростом скорости превращения $\dot{\epsilon}$. Таким образом, "обмягчение" вещества существенно более заметно при быстрых превращениях. При растянутой кинетике превращения аномалия менее выражена.

Выше отмечалась неполнота описания явления трансформационной сверхпластичности в рамках модели Гринвуда—Джонсона. Так, введение в соотношении типа (3.5) неопределенного коэффициента R свидетельствует о приближенном характере модели. К тому же она не учитывает и ряд важных качественных особенностей процесса. Модель не дает хотя бы приближенного количественного описания резкого увеличения деформации при $\sigma \gtrsim \sigma_{кр}$. Не находят также адекватного объяснения в рамках этой модели и выявленные на образцах Bi_2O_3 и $Bi_2O_3-Sm_2O_3$ зависимости суммарной деформации образцов ϵ от скорости нагрева и характерного начального размера зерен [230]. Не раскрывает модель Гринвуда—Джонсона и микроскопического механизма описываемого явления. В то же время микроскопическое исследование образцов, подвергнутых испытанию на трансформационную сверхпластичность, показало, что их аномальная деформация связана с активизацией межзеренного скольжения, зернограничной диффузии и рекристаллизации [272, 274].

Неполнота описания трансформационной сверхпластичности в рамках модели Гринвуда—Джонсона стимулировала разработку других подходов. Однако прежде чем перейти к их изложению, обсудим один вопрос, согласно [126], неоднократно приводивший к некоторой путанице. Речь идет о соотношении трансформационной и структурной сверхпластичности. Последняя развивается в мелкозернистых твердых средах в определенном диапазоне T, σ -условий. Наиболее оптимальными, по-видимому, являются $T \sim (0,5-0,8) T_{пл}$ и умеренные значения σ . Микроскопические проявления трансформационной и структурной сверхпластичности во многом схожи. И в том и в другом случае сильно развиты скольжения по границам зерен, зернограничная диффузия и рекристаллизация. По этой причине, как отмечает Ж.П. Пуарье [126], эти явления часто смешивают.

Различие между ними состоит в том, что при трансформационной сверхпластичности основным источником напряжений и деформаций является преобразование структуры кристаллической решетки в процессе микроструктурного превращения. Активизация зернограничных явлений происходит в результате интенсивного зародышеобразования и связанного с ним значительного увеличения объемной доли зернограничных областей. В случае структурной сверхпластичности образец изначально является мелкозернистым. При деформировании такого образца в нем также происходит рекристаллизация, но соответствующие изменения решетки менее значительны, чем при фазовых переходах, и сводятся к изменению ориентации кристаллической структуры и росту отдельных зерен³. Отметим также, что структурная сверхпластичность описывается нелинейной зависимостью величины и скорости деформации от приложенного

³Рост зерен обусловлен избытком внутренней энергии зернограничных областей по сравнению с ненарушенными внутренними областями зерен.

напряжения. Сделав это отступление, вернемся к обсуждению моделей сверхпластичного поведения твердых тел.

Согласно модели, предложенной в работе [214], одним из основных параметров, определяющих скорость деформации, является характерный размер зерен \bar{d} . В мелкозернистых средах в режиме структурной сверхпластичности зависимость $\dot{\epsilon}$ имеет вид

$$\dot{\epsilon} = l\sigma^m/\bar{d}^A, \quad (3.9)$$

где l — коэффициент; m меняется в пределах 1–2,5, а значения A варьируют от 1 до 3. Эта модель [126, 214] достаточно хорошо описывает процесс структурной сверхпластичности. Однако предпринимаемые иногда попытки использования этого выражения для описания трансформационной сверхпластичности неудачны. Характерный размер возникающих при фазовых переходах зародышей-кластеров значительно меньше, чем минимальный размер зерен в материалах, способных к структурной сверхпластичности. Оценки $\dot{\epsilon}$ при столь малых значениях \bar{d} (если считать образец в переходном состоянии состоящим преимущественно из зародышей) оказываются неправдоподобно велики. Если же вещество при фазовом переходе характеризуется сложным ансамблем зерен и зародышей (что представляется более естественным), то расчет в рамках обсуждаемой модели непомерно усложняется. Кроме того, отметим, что характер зависимости $\dot{\epsilon}$ от σ при структурной и трансформационной сверхпластичности различен. Не входит в соотношение (3.9) и такой важный параметр, как изменение плотности при фазовом переходе. Таким образом, даже при условии адекватного учета сложного ансамбля размеров зерен в превращающемся образце расчет эффектов трансформационной сверхпластичности в рамках модели [214] представляется бесперспективным. Суммируя сказанное, заключаем, что, несмотря на определенное соответствие микроскопической картине трансформационной сверхпластичности, расчеты, базирующиеся только на учете малого размера зерен, не дают адекватного описания этого явления.

Авторы следующих двух, достаточно близких по своему подходу моделей [126, 244, 272], наоборот, пренебрегают зависимостью характера деформации от размера зерен. Описание процесса трансформационной сверхпластичности строится ими на основе расчета механизма релаксации внутренних напряжений, предположительно протекающего посредством значительного увеличения числа и скорости движения дислокаций во время фазового превращения. В рамках этих моделей получены следующие соотношения для величины ϵ :

$$\epsilon = l_1(\Delta V/V)(\sigma/\sigma_T^2) \quad (3.10)$$

и

$$\epsilon = (l_2/2K)(\Delta V/V)\sigma, \quad (3.11)$$

где σ_T — внутреннее напряжение, возникающее в процессе перехода; l_i — коэффициенты; K — константа, определяемая из кинетического уравнения типа Аврами: $c(t) = 1 - e^{-Kt}$, использованного в [272] для описания процесса перехода.

4071

Соотношения (3.10) и (3.11) дают ту же зависимость ϵ от σ и относительного изменения объема $\Delta V/V$, что и выражение (3.6). Так как фигурирующие в этих выражениях параметры I , σ_T , K можно оценить лишь весьма приближенно, то имеющиеся экспериментальные данные не дают оснований предпочесть одно из этих соотношений. Вопрос выбора определяется в большей мере особенностями решаемой задачи.

Отметим, однако, что выражения (3.10) и (3.11) физически более содержательны, чем соотношение (3.6). Во-первых, отношение $\Delta V/V$ в этих выражениях имеет смысл произвольной деформации $\tilde{\Delta l}/\tilde{l}$, а не только объемной, как в выражении (3.6). Отсюда следует, что соотношения (3.10) и (3.11) непосредственно приложимы к более широкому классу твердотельных переходов.

Во-вторых, в (3.11) явным образом (через кинетический коэффициент K) учитывается характер кинетики фазового превращения, что представляется естественным с физической точки зрения. Однако характер зависимости ϵ от K в (3.11), по-видимому, неточен, так как при превращениях, протекающих с постоянной, пренебрежимо малой скоростью ($K \rightarrow 0$), величина $\epsilon \rightarrow \infty$, как $1/K$, что не представляется физически оправданным.

Наконец, в-третьих, в рамках той же дислокационной модели показано, что повышение пластичности при фазовых переходах может быть обусловлено уменьшением величины упругих модулей по мере приближения к области фазового перехода. Этот результат позволяет количественно (хотя и весьма приближенно) связать два различных, возникающих при фазовых превращениях, явления, что повышает ценность дислокационной модели.

Суммируя сказанное, можно заключить, что дислокационные модели трансформационной сверхпластичности весьма интересны. Однако они мало пригодны для количественного описания трансформационной сверхпластичности, так как фигурирующие в этих моделях параметры численно весьма неопределенны, а характер их изменения в разных термодинамических условиях неизвестен.

Пуарье [272] дает еще один вывод зависимости ϵ от σ . При этом подходе рельефно выделяются некоторые важные стороны рассматриваемого явления, поэтому, хотя и в сокращенном варианте, приведем его здесь.

Деформация образца в процессе фазового перехода в отсутствие внешних напряжений описывается соотношением

$$\epsilon_{\text{ф}} = \epsilon_{\text{ф}}^{\circ} c, \quad (3.12)$$

где c — концентрация новой фазы. Для случая изменения плотности при превращении имеем

$$\epsilon_{\text{ф}} = \Delta V/V. \quad (3.13)$$

Зависимость скорости деформации ползучести $\dot{\epsilon}$ от действующих напряжений $\tilde{\sigma}$ описывается выражением [272]:

$$\dot{\epsilon} = A \tilde{\sigma}^m, \quad (3.14)$$

где A — константа. Полагая

$$\tilde{\sigma} = \sigma_T + \sigma, \quad (3.15)$$

где σ_T — внутреннее напряжение, возникающее в процессе превращения, а σ — внешнее напряжение, получаем

$$\dot{\epsilon} = A (\sigma_T + \sigma)^m. \quad (3.16)$$

Обычно имеет место неравенство $\sigma \ll \sigma_T$, тогда приближенно имеем

$$\dot{\epsilon} \approx A \sigma_T^m (1 + m \sigma / \sigma_T). \quad (3.17)$$

Учитывая соотношения (3.12) и (3.17), получаем

$$\dot{\epsilon} \approx (\Delta V / V) (1 + m \sigma / \sigma_T) \dot{c}, \quad (3.18)$$

где значения показателя m в процессе сверхпластической деформации варьируют в пределах 1–3 [126]. Полученное соотношение с точностью до коэффициента соответствует выражениям (3.6), (3.10), (3.11). Из приведенного рассмотрения понятна природа нарушения зависимости $\dot{\epsilon}$ от σ с ростом σ . При больших значениях σ в (3.16) необходимо учитывать следующие члены в разложении по σ / σ_T , что и приводит к росту $\dot{\epsilon}$.

Значительный интерес представляет предпринятая в работе [272] попытка связать аномальный рост пластичности при твердотельных превращениях с уменьшением величины модуля сдвига μ . В качестве исходного положения в этой модели принимается, что деформация обусловлена перемещением свободных дислокаций. Однако при этом были использованы произвольные допущения о характере изменения упругого модуля. Остается открытым вопрос о степени согласованности полученного в [272] выражения для $\dot{\epsilon}$ с экспериментальными данными. Кроме того, дискуссионным является основное предположение автора о роли свободных дислокаций в процессе деформирования. Значительную роль при деформировании в процессе микроструктурного превращения должны играть зернограничные процессы.

В свете сказанного определенный интерес представляет более общее рассмотрение взаимосвязи процессов деформирования тела и микроструктурных превращений в нем. Далее обсуждается предпринятая нами попытка такого рассмотрения в рамках нелинейной неравновесной термодинамики.

Пусть некая система подвергнута одновременному воздействию двух обобщенных термодинамических сил: внешнему одноосному напряжению σ и термодинамической движущей силе фазового превращения $\mu_1 - \mu_2$, где μ_1, μ_2 — химические потенциалы взаимопревращающихся фаз. В рамках линейной неравновесной термодинамики, применимой при малых значениях $\mu_1 - \mu_2$ и σ , скорость деформации $\dot{\epsilon}$ и скорость роста концентрации новой фазы \dot{c} описываются системой [38]:

$$\begin{aligned} \dot{\epsilon} &= a_{11} \sigma + a_{12} (\mu_1 - \mu_2), \\ \dot{c} &= a_{21} \sigma + a_{22} (\mu_1 - \mu_2), \end{aligned} \quad (3.19)$$

где a_{ij} — кинетические коэффициенты, зависящие от температуры. Выразим $\mu_1 - \mu_2$ из второго уравнения системы (3.19) и подставив в первое, получим

$$\dot{\epsilon} = a_{11} \sigma + \frac{a_{12}}{a_{22}} \dot{c} - \frac{a_{12} \cdot a_{21}}{a_{22}} \sigma. \quad (3.20)$$

Коэффициент a_{11} имеет смысл обратного коэффициента вязкости $1/\nu$. В отсутствие внешних напряжений σ выражение (3.20) эквивалентно соотношению (3.13). Откуда получаем

$$a_{12}/a_{22} = f(\Delta V/V), \quad (3.21)$$

где f — коэффициент. В случае изотропной деформации $f = 1/3$. На основании соотношений Онгасера [38] имеем

$$a_{12} = a_{21}. \quad (3.22)$$

Подставляя (3.22) и (3.21) в (3.20), получаем

$$\dot{\epsilon} = \frac{\sigma}{\nu} + \frac{1}{3} \left(\frac{\Delta V}{V} \right) \dot{\epsilon} - \frac{1}{3} \left(\frac{\Delta V}{V} \right) a_{12} \sigma. \quad (3.23)$$

Учитывая (3.21) и (3.22), преобразуем второе уравнение системы (3.19) к виду

$$\dot{\epsilon} = a_{22} \left[\frac{1}{3} \frac{\Delta V}{V} \sigma + (\mu_1 - \mu_2) \right]. \quad (3.24)$$

Таким образом, исходная система (3.19) примет вид

$$\dot{\epsilon} = \frac{\sigma}{\nu} + \frac{1}{3} \left(\frac{\Delta V}{V} \right) \dot{\epsilon} - \frac{1}{3} \left(\frac{\Delta V}{V} \right) \sigma a_{12}, \quad (3.25)$$

$$\dot{\epsilon} = \left[\frac{1}{3} \frac{\Delta V}{V} \sigma + (\mu_1 - \mu_2) \right] a_{22}.$$

С целью учета нелинейных свойств системы, в соответствии с формализмом описания нелинейных неравновесных систем [42] и аналогично рассмотрению конкретных случаев применения подобного подхода [234, 279] дополним (3.23) квадратичными членами

$$a_{13} \sigma (\mu_1 - \mu_2) + a_{14} \sigma^2 \quad (3.26)$$

и, выражая в первом из них разность $\mu_1 - \mu_2$ из (3.24) и (3.21), получим окончательное выражение

$$\begin{aligned} \dot{\epsilon} = & \left(\frac{1}{\nu} - \frac{1}{3} \frac{\Delta V}{V} a_{12} \right) \sigma + \frac{1}{3} \frac{\Delta V}{V} \dot{\epsilon} + \frac{1}{3} \frac{a_{13}}{a_{12}} \frac{\Delta V}{V} \sigma \dot{\epsilon} + \\ & + \left(a_{14} - \frac{a_{13}}{3} \frac{\Delta V}{V} \right) \sigma^2. \end{aligned} \quad (3.27)$$

Здесь первое и второе слагаемые соответствуют деформированию при вязком течении и изменению объема при фазовом переходе. Третий член описывает скорость деформирования в режиме трансформационной сверхпластичности при малых σ . Последний член в правой части дает отклонение от линейной зависимости $\dot{\epsilon}(\sigma)$.

Таким образом, полученное выражение качественно согласуется с имеющимися экспериментальными данными о процессе трансформационной сверхпластичности. Однако для количественных оценок следует определить коэффициенты a_{ij} либо эмпирически, либо из кинетической модели процесса.

Как видно из (3.27), трансформационная сверхпластичность является нелинейным процессом и поэтому может приводить к образованию диссипативных структур [125], соответствующих эмпирически выявляемой пространственно-временной неоднородности геофизической среды [132, 133].

Упомянутые ранее экспериментальные данные, свидетельствующие о значительном взаимном каталитическом влиянии процессов деформации и твердоотельных превращений, также указывают на возможность развития неравновесных диссипативных структур. В земле такими структурами могут оказаться глубинные сдвиговые зоны, чередование слоев различного минералогического и химического состава, временные цикличности. Изучение динамики таких процессов и возникающих при их развитии структур чрезвычайно важно для понимания целого ряда проблем геологии и геофизики.

Упругие свойства. В разд. 3.3 был приведен упрощенный вариант описания аномалии упругих свойств при фазовых переходах II рода и близких к ним по свойствам переходах I рода. Там же отмечалось, что применение этой теории для описания фазовых переходов I рода, протекающих со значительными изменениями параметров кристаллической решетки, не обосновано. Попытки изменить теорию для описания таких переходов были предприняты рядом авторов [37, 304]. Работа [304] специально посвящена анализу изменения скоростей упругих волн в окрестности фазового перехода I рода. С этой целью неравновесный термодинамический потенциал G дополнен слагаемым $\Phi_{вз}$, описывающим взаимосвязь параметра порядка η и тензора деформации ϵ_{ij} . Вид этого добавочного члена не известен и задается в той или иной степени произвольно. В работе [304] рассматриваются три наиболее простых способа задания $\Phi_{вз}$:

$$\Phi_{вз}(\eta, \epsilon_{ij}) = \begin{cases} \eta (\beta_1 \epsilon_{ii} + \beta_2 \epsilon_{ij}), & (3.28a) \\ \eta^2 (\gamma_1 \epsilon_{ii} + \gamma_2 \epsilon_{ij}), & (3.28б) \\ \eta (\alpha_1 \epsilon_{ii}^2 + \alpha_2 \epsilon_{ij}^2), & (3.28в) \end{cases}$$

где $\beta_i, \gamma_i, \alpha_i$ — коэффициенты. Выражения (3.28a) и (3.28б) описывают соответственно сглаженное и ступенчатое изменение скорости при фазовом переходе. Выражение (3.28a) дает более сложный вид изменения скорости. Кроме несколько сглаженной ступеньки, в этом случае имеет место минимум скорости распространения упругих колебаний в области перехода. Полученные результаты весьма интересны. Однако произвольный характер задания $\Phi_{вз}$ существенно затрудняет их применение, так как нет критерия, определяющего, в каких условиях и для какого перехода будет реализоваться та или иная форма представления $\Phi_{вз}$.

Поднятые вопросы, по нашему мнению, находят более адекватное решение в рамках классической механики сплошной среды и термодинамики. В монографии [81] рассмотрен частный случай фазового перехода жидкость—газ. Согласно этой и более поздним работам, аномалии скоростей распространения и поглощения упругих колебаний в парожидкостной смеси обусловлены диссипацией энергии упругой волны посредством изменения концентраций фаз в смеси, а также рассеянием

коротковолнового компонента колебаний на пространственных неоднородностях такой среды. Развитие аномалий при этом естественным образом связывается с характеристиками среды и частотой упругих колебаний.

При изучении распространения упругих волн в твердом теле во время протекания в нем процесса фазового превращения необходимо учитывать как механические, термодинамические и кинетические свойства среды, так и влияние на эти свойства температуры, поля механических напряжений и ряда других факторов (см. разд. 1.6). Как уже упоминалось, большинство этих вопросов изучено явно недостаточно, что не позволяет получить строгое решение задачи о распространении упругих волн в слоях фазовых переходов.

Немногочисленные работы, затрагивающие вопросы распространения упругих колебаний в области, охваченной твердотельным превращением [35, 72], не ориентированы на сравнение с сейсмическими данными. В связи с этим определенный интерес представляет хотя и упрощенное, но всех же достаточно полное рассмотрение задачи об особенностях распространения упругой продольной волны в твердом теле, находящемся при P , T -условиях фазового равновесия и являющимся смесью зерен обеих взаимопревращающихся фаз. Рассмотрим случай, когда при прохождении упругой волны в среде происходят малые периодические изменения концентрации фаз, обусловленные изменением термодинамических условий в волне.

Для сейсмических волн справедливо длинноволновое приближение, когда длина волны $\lambda \gg d$ — характерного размера микронеоднородностей среды — кристаллических зерен и зародышей фаз. Это условие позволяет пренебречь рассеянием сейсмических волн на микронеоднородностях, что значительно упрощает задачу. Кроме того, предположим, что периодические вариации концентрации фаз обратимы, а соответствующий им процесс взаимопревращения фаз протекает квазиравновесно. Из этого следует, что при прохождении упругой волны должно успевать устанавливаться тепловое равновесие в объеме превращающегося зерна диаметром d . Данное предположение соответствует условию

$$\omega < \kappa/d^2, \quad (3.29)$$

где ω — частота сейсмических колебаний; κ — температуропроводность. Ранее отмечалось, что в процессе микроструктурных превращений происходит резкая активизация механизмов деформации, собственных микрозернистым средам с характерным размером зерен менее 10 мкм. Различного рода прямые измерения размера зерен новообразующихся фаз дают примерно такие же значения. Исходя из этого примем $d \approx 10^{-3}$ см. Тогда при характерных значениях $\kappa \approx 10^{-2}$ см²/с [140, 146] получаем, что условие (3.29) выполняется для колебаний с частотой менее 10 кГц. Таким образом, предположение о квазинеравновесном характере превращения в ультрамелкозернистой среде справедливо для всех регистрируемых частот сейсмических волн.

В рамках сделанных предположений рассмотрим плоскую продольную волну распространения вдоль оси X . Уравнение движения для такой

волны имеет вид

$$\rho \ddot{u} = \partial \sigma_{xx} / \partial x, \quad (3.30)$$

где \ddot{u} — ускорение вдоль оси X ; ρ — плотность среды; σ_{xx} — компонента тензора напряжений. Тензор напряжений для рассматриваемой среды выразим соотношением

$$\sigma_{xx} = \left(K + \frac{4}{3} \mu \right) u_{xx} - K \alpha \delta T - K (\Delta V / V) \delta c, \quad (3.31)$$

где K — модуль всестороннего сжатия; μ — модуль сдвига; $u_{xx} = du/dx$ — компонента тензора деформаций; α — коэффициент теплового расширения; δT — вариация температуры среды; $\Delta V / V$ — относительное изменение объема при фазовом превращении; δc — вариация концентрации фазы низкого давления в среде при прохождении упругой волны. В (3.31) и далее будем пренебрегать различием упругих модулей и других параметров фаз, таких, как α и теплоемкость C_p .

Учитывая адиабатический характер сжатия вещества упругой волной, запишем условие сохранения энтропии для превращающегося зерна в виде

$$C_p \delta T + Q \delta c = 0, \quad (3.32)$$

где C_p — мольная теплоемкость среды; Q — теплота фазового превращения. Воспользуемся уравнением Клайперона–Клаузиуса

$$(dP/dT) = Q / (T \Delta V) \quad (3.33)$$

и термодинамическим выражением для параметра Грюнайзена

$$\gamma = V \alpha K / C_p, \quad (3.34)$$

где V — удельный объем.

Перепишем (3.32) в виде

$$\alpha \delta T + \left(\frac{dP}{dT} \right)_\phi \frac{\gamma T}{K} \left(\frac{\Delta V}{V} \right) \delta c = 0. \quad (3.35)$$

Из этого соотношения следует, что в условиях земных недр для переходов с $(dP/dT)_\phi < 10$ МПа/К можно пренебречь в (3.31) тепловым членом по сравнению с концентрационным.

Вследствии малости возмущений термодинамических условий при прохождении сейсмической волны воспользуемся линейным приближением для описания скорости превращения (см. разд. 1.7):

$$\dot{c} = r \Delta G, \quad (3.36)$$

где ΔG — разность термодинамических потенциалов взаимопревращающихся фаз; r — коэффициент, характеризующий кинетику превращения. Так как в поле гармонической упругой волны

$$\sigma_{xx}, u, \delta T, \delta c \sim \exp [i(\omega t - qx)], \quad (3.37)$$

где q — волновое число, то из (3.36) получаем

$$i \omega \delta c = r \Delta G. \quad (3.38)$$

Выразим разность термодинамических потенциалов ΔG в объеме превращающегося зерна через локальные вариации температур и давления. С этой целью термодинамические потенциалы обеих фаз разложены в ряд по δT и δP вблизи точки фазового равновесия, и, вычитая один из другого, получим

$$\Delta G = (Q/T) \delta T + \Delta V \delta P. \quad (3.39)$$

При выводе (3.39) было учтено, что мольные термодинамические потенциалы фаз в точке фазового равновесия равны, а разности их первых производных по температуре и давлению в этой точке выражаются соответственно через теплоту перехода Q и скачок объема ΔV . Локальные изменения поля напряжений σ_{ij} в объеме превращающегося зерна, вообще говоря, имеют сложный характер. Для упрощения задачи ограничимся приближением, согласно которому [135] учтем лишь девиаторные компоненты поля напряжений, заменив их действие эффективным давлением δP .

Отметим также, что локальные вариации напряжения δP в объеме превращающегося зерна не равны макроскопическим вариациям давления в упругой волне и могут значительно превосходить последние. Однако локальные напряжения должны релаксировать по мере развития в процессе превращения интенсивных пластических деформаций. Учитывая это, опишем величину δP соотношением

$$\delta P = \sigma_{xx} - K (\Delta V/V) (\delta c/c^*) f, \quad (3.40)$$

где первый член соответствует макроскопическим напряжениям, а второй — локальным. Параметр c^* описывает концентрацию превращающихся зерен — центров превращения — в процессе прохождения упругой волны. Функция f , точный вид которой неизвестен, описывает релаксацию локальных напряжений. Ниже будут рассмотрены лишь два предельных случая: когда характерное время релаксации локальных напряжений τ много меньше периода упругих колебаний ($\omega\tau \ll 1$) и когда время релаксации много больше периода колебаний ($\omega\tau \gg 1$). В первом случае локальные напряжения успевают релаксировать и $f \approx 0$, а во втором случае — релаксация напряжений не происходит и $f \approx 1$.

Подставим (3.40) в (3.39) и воспользуемся (3.38), что дает

$$i\omega\delta c = r \left\{ \frac{Q}{T} \delta T + \Delta V \left[\sigma_{xx} - K \left(\frac{\Delta V}{V} \right) \frac{\delta c}{c^*} f \right] \right\}. \quad (3.41)$$

Выразим из (3.32) δT через δc и подставим в (3.41). Решая полученное уравнение относительно δc , имеем

$$\delta c = \frac{\Delta V \sigma_{xx}}{KV \left(\frac{\Delta V}{V} \right)^2 \left[\left(\frac{dP}{dT} \right)_{\phi}^2 \frac{VT}{Kc_p} + \frac{f}{c^*} \right] + i \frac{\omega}{r}}. \quad (3.42)$$

При выводе этого соотношения было использовано уравнение (3.33). Подставим (3.42) в (3.31) и, пренебрегая в нем термодинамическим членом, решим это уравнение относительно σ_{xx} . В результате получим

выражение

$$\sigma_{xx} = \frac{(K + 4/3\mu) u_{xx}}{1 + Z}, \quad (3.43)$$

являющееся определяющим уравнением для рассматриваемой задачи. В (3.43)

$$Z = \frac{KV \left(\frac{\Delta V}{V} \right)^2}{KV \left(\frac{\Delta V}{V} \right)^2 \left[\left(\frac{dP}{dT} \right)_{\Phi}^2 \frac{VT}{KC_P} + \frac{f}{c^*} \right] + i \frac{\omega}{r}}. \quad (3.44)$$

Подставим (3.43) в уравнение движения (3.30) и, учитывая периодический характер движения в волне (3.37), получим для волнового числа q выражение

$$q = \omega/v = (\omega/v_0)(1 + Z)^{1/2}, \quad (3.45)$$

где

$$v = v_0 (1 + Z)^{-1/2} - \quad (3.46)$$

скорость волны; $v_0 = [(K + 4/3\mu)/\rho]^{1/2}$ — скорость продольной упругой волны в среде без фазового перехода.

Поскольку величина Z в (3.44) комплексная, то, согласно (3.37), это означает, что распространение волны сопровождается ее затуханием. Отметим также, что величины, характеризующие фазовый переход ΔV и $(dP/dT)_{\Phi}$, входят в (3.44) в квадратах. Поэтому эффекты, обусловленные фазовым переходом, не зависят от знака этих величин. Прежде чем переходить к анализу частных случаев, оценим отдельные члены в (3.44). Для этого преобразуем член, пропорциональный $(dP/dT)_{\Phi}^2$, к виду

$$\left(\frac{dP}{dT} \right)_{\Phi}^2 \frac{VT}{KC_P} = \left(\frac{dP}{dT} \right)_{\Phi}^2 \frac{\gamma T}{\alpha K^2}, \quad (3.47)$$

где γ — параметр Грюнайзена (3.34). Согласно [128, 140, 146, 154], наиболее типичными для земных недр являются величины $K \approx 10^2$ ГПа, $\alpha \approx 10^{-5}$ К $^{-1}$, $(dP/dT)_{\Phi} \approx 1$ МПа/К. Так как $\gamma \sim 1$, то, положив $T \approx 10^3$ К, получим $(dP/dT)_{\Phi}^2 VT/(KC_P) \approx 10^{-2}$. Для переходов, характеризующихся скачком объема $\Delta V/V \approx 10^{-1} - 10^{-2}$, получаем $KV(\Delta V/V)^2 \approx 1$ км 2 /с 2 .

Теперь, используя полученные соотношения, перейдем к анализу частных случаев. Для фазовых переходов с медленной кинетикой имеем $\omega/r \gg 1$. В этом случае, учитывая приведенные оценки, из (3.44) получим

$$Z = \frac{r^2}{\omega^2} \left[KV \left(\frac{\Delta V}{V} \right)^2 \right]^2 \left[\left(\frac{dP}{dT} \right)_{\Phi}^2 \frac{VT}{KC_P} + \frac{f}{c^*} \right] - i \frac{r}{\omega} KV \left(\frac{\Delta V}{V} \right)^2. \quad (3.48)$$

Так как $|Z| \ll 1$, то разложим выражения (3.45) и (3.46) в степенные ряды с точностью до линейных членов по Z , что дает $q = \frac{\omega}{v_0} \left(1 + \frac{Z}{2}\right)$ и $v = v_0 \left(1 - \frac{Z}{2}\right)$. Из этих соотношений следует, что при медленной кинетике упругая волна распространяется со скоростью

$$v = v_0 \left\{ 1 - \frac{r^2}{2\omega^2} \left[KV \left(\frac{\Delta V}{V} \right)^2 \right]^2 \left[\left(\frac{dP}{dT} \right)_\Phi^2 \frac{VT}{KC_P} + \frac{f}{c^*} \right] \right\} \quad (3.49)$$

и затухает с коэффициентом затухания

$$q_2 = \frac{r}{2v_0} KV \left(\frac{\Delta V}{V} \right)^2 \quad (3.50)$$

Отметим, что в рассматриваемом случае скорость упругой волны понижается обратно пропорционально ω^2 , а коэффициент затухания волны не зависит ни от частоты, ни от релаксации локальных напряжений. Количественные оценки величин v и q_2 получить не удастся из-за отсутствия данных о параметре r , определяющем скорость фазового превращения.

Для случая быстрой кинетики фазового превращения имеем $\omega/r \ll 1$. В этом случае число $|Z|$ из (3.44) не мало, поэтому подставим (3.44) в (3.45) и (3.46). С учетом приведенных оценок получаем для скорости распространения упругой волны

$$v = v_0 \left[\left(\frac{dP}{dT} \right)_\Phi^2 \frac{VT}{KC_P} + \frac{f}{c^*} \right]^{1/2} \left[1 + \left(\frac{dP}{dT} \right)_\Phi^2 \frac{VT}{KC_P} + \frac{f}{c^*} \right]^{-1/2} \quad (3.51)$$

и для ее коэффициента затухания

$$q_2 = \frac{\omega^2}{2v_0 r KV \left(\frac{\Delta V}{V} \right)^2} \left[\left(\frac{dP}{dT} \right)_\Phi^2 \frac{VT}{KC_P} + \frac{f}{c^*} \right]^{-3/2} \times \\ \times \left[1 + \left(\frac{dP}{dT} \right)_\Phi^2 \frac{VT}{KC_P} + \frac{f}{c^*} \right]^{-1/2} \quad (3.52)$$

В данном случае не только скорость, но и затухание упругой волны зависят от релаксации локальных напряжений. Для малых времен релаксации ($f \approx 0$) имеем

$$v = v_0 \left| \frac{dP}{dT} \right|_\Phi \sqrt{\frac{VT}{KC_P}} \quad (3.53)$$

и

$$q_2 = \frac{\omega^2}{2v_0 r (\Delta V)^2} \left| \frac{dP}{dT} \right|_\Phi^3 \left(\frac{C_P}{T} \right)^{3/2} \sqrt{\frac{K}{V}} \quad (3.54)$$

Поскольку в рассматриваемом случае скорость волны не зависит от кинетического параметра r , для ее величины можно получить количественную оценку. Согласно приведенным числовым значениям, имеем $v \approx 0,1v_0$, т.е. скорость упругой волны понижается примерно на порядок. Для больших времен релаксации по сравнению с периодом колебаний имеем $f \approx 1$. Тогда из (3.51) и (3.52) следует

$$v = v_0 / (1 + c^*)^{1/2}, \quad (3.55)$$

$$q_2 = \frac{\omega^2 (c^*)^2}{2v_0 r K V \left(\frac{\Delta V}{V}\right)^2 \sqrt{1 + c^*}}. \quad (3.56)$$

Обращает на себя внимание достаточно сильная зависимость скорости и коэффициента затухания от концентрации c^* зерен, испытывающих превращение в процессе прохождения упругой волны. Однако численное значение c^* неизвестно.

Из (3.51) и (3.53) следует, что в случае релаксации напряжений ($f = 0$) аномалия скоростей сейсмических волн больше, чем при $f = 1$, и значительно превышает наблюдаемые [10, 26, 84]. Из этого можно заключить, что при прохождении упругих волн полная релаксация локальных напряжений, по-видимому, не достигается. Такой вывод также согласуется с данными [88], где наблюдались значительные локальные напряжения после окончания фазового перехода в коэсите.

Завершая анализ полученных решений, отметим, что рассмотренные случаи медленной ($\omega/r \gg 1$) и быстрой ($\omega/r \ll 1$) кинетики фазового перехода остаются справедливыми и для переходов с нормальной кинетикой при прохождении волны соответственно высокой и низкой частот. Обратим внимание на разный характер зависимости затухания упругой волны от кинетики превращения в этих двух предельных случаях. При медленной кинетике, согласно (3.50), поглощение пропорционально r , а при быстрой из (3.52) следует обратная зависимость. Отметим также, что во всех рассмотренных случаях скорость упругой волны, проходящей по твердому телу, находящемуся в процессе фазового превращения, понижается. Причем это понижение может быть достаточно большим.

3.5. СПЕЦИФИКА ТВЕРДОТЕЛЬНЫХ ПРЕВРАЩЕНИЙ В УСЛОВИЯХ ЗЕМЛИ

Из приведенного обзора следует, что существующие модели не дают полного количественного описания деформационно-прочностных свойств вещества при микроструктурных превращениях. Это тем более справедливо для процессов, протекающих в специфических и слабоизученных условиях земных недр. При описании таких процессов необходимо также учитывать существенные различия условий протекания микроструктурных превращений в лабораторных установках и в недрах Земли. Рассмотрим основные из этих различий.

Во-первых, в экспериментах обычно используются более простые по составу образцы, нежели горные породы. Вследствие этого недостаточно изучен важный для геофизических приложений вопрос о специфике про-

явлений трансформационной сверхпластичности в случае, когда превращение испытывает только один из компонентов образца сложного состава. Отдельные эксперименты, выполненные с образцами горных пород [26, 57], свидетельствуют о развитии аномалий деформационно-прочностных свойств в таких условиях. Представляется, что при твердотельных превращениях в сложных по составу горных породах значительную роль играет способность не претерпевающего превращение компонента сохранять целостную, слабодеформируемую матрицу. В представляющих наибольший интерес для геофизических приложений случаях, когда концентрация превращающегося компонента велика, сохранение такой матрицы маловероятно. При этом для получения приближенных оценок можно использовать обсуждавшиеся выше соотношения.

Второй важной особенностью геотектонических процессов является их кардинальное отличие от экспериментальных по скорости изменения термодинамических условий. Согласно приведенным ранее модельным представлениям, величина аномалии пластических свойств прямо пропорциональна скорости фазового перехода и равна нулю на покоящейся фазовой границе. Учитывая крайне малые значения скоростей изменения термодинамических параметров при геодинамических процессах, обсудим этот вопрос подробнее. Прежде всего отметим, что аномальное понижение скоростей упругих волн наблюдается не только в момент перехода, когда скорости, естественно, минимальны, но и в некоторой P, T -окрестности превращения. Величина этой P, T -окрестности достаточно велика, что свидетельствует о том, что размытость аномалии не может быть обусловлена неодновременностью превращения во всем объеме экспериментального образца. Таким образом, аномалии упругих свойств оказываются связанными не только с самим процессом перехода, но также и с его подготовкой, которая может охватывать довольно широкую область P, T -значений. Последнее, по-видимому, обуславливается уменьшением устойчивости кристаллической решетки по мере приближения к условиям, соответствующим изменению ее структуры.

Значительно менее определены данные об аномалии пластических свойств. Согласно [230], возникающая в результате фазового перехода деформация образца Bi_2O_3 заметно (на сотни процентов) возрастает с уменьшением скорости нагрева в интервале $1-20^\circ C/мин$. Зависимость ϵ от \dot{T} описывается эмпирическим соотношением

$$\epsilon = a - b \lg \dot{T}. \quad (3.57)$$

Характер зависимости (3.57) наводит на мысль, что зависимость ϵ от скорости изменения термодинамических параметров связана с развитием неустойчивой ползучести. Согласно [140], величина деформации неустойчивой ползучести $\tilde{\epsilon}$ описывается соотношением

$$\tilde{\epsilon} = A \lg t, \quad (3.58)$$

где A — коэффициент. При изменении температуры образца в одном и том же диапазоне ΔT , но с различной постоянной скоростью \dot{T} выражение (3.57) переписывается в виде

$$\tilde{\epsilon} = A \lg (\Delta T / \dot{T}) = A \lg \Delta T - A \lg \dot{T}, \quad (3.59)$$

качественно совпадающем с эмпирической зависимостью (3.57). К сожалению, приведенными данными, а также экспериментами на сплавах железа [202], не выявившими зависимости ϵ от T , и исчерпываются лабораторные исследования данного вопроса. Теоретически характер обсуждаемой зависимости также не исследован.

Для оценки величины деформации, возникающей в горных породах при различного рода микроструктурных превращениях, будем исходить из приведенных соотношений, имея при этом в виду, что вследствие низкой скорости геотектонических процессов реальная величина деформации может несколько превышать расчетные значения.

Следующим существенным отличием условий микроструктурных превращений в земных недрах от экспериментальных является различие диапазона давлений. Превращения в Земле протекают при значительно больших давлениях, чем при обычных экспериментах по исследованию скоростей прохождения упругих волн или трансформационной сверхпластичности. В связи с этим, хотя аномалии, подобные описанному, и регистрируются при высоких P, T -параметрах, детали этих процессов не известны. Для получения более подробной информации обычно используются вещества-аналоги, испытывающие те же превращения, что и силикаты в верхней мантии, но при значительно меньших давлениях. Так, при исследованиях германата Mg_2GeO_4 , моделирующего силикаты верхней мантии, было показано, что во время фазового перехода и непосредственно после него вещество характеризуется аномально высокой деформируемостью [315]. Деформация в режиме сначала трансформационной, а затем структурной сверхпластичности продолжалась до тех пор, пока зерна новообразованной фазы оставались достаточно мелкими. В целом процессы в веществах-аналогах не отличаются сколь-либо заметно от протекающих при нормальном давлении.

Суммируя сказанное, заключаем, что влияние высокого давления, по-видимому, не приводит к значительному изменению характера обсуждаемых аномалий. Учитывая это, приведенные соотношения можно использовать для описания геотектонических процессов, несмотря на происходящее при этом значительное расширение диапазона давлений, исследованных экспериментально.

На этом основании можно сделать вывод, что специфика микроструктурных превращений в условиях земных недр не должна приводить к резким нарушениям обсуждавшихся закономерностей. Таким образом, следует ожидать развитие аномальных в деформационно-прочностном отношении горизонтов активированных твердотельных превращений в земной коре и верхней мантии. Аномальные горизонты должны быть приурочены также преимущественно (если не исключительно) к зонам активированных превращений, протекающих в настоящее время. Слов пониженных скоростей, по-видимому, могут маркировать и неактивированные фазовые границы. Однако интенсивность аномалий должна быть в этом случае существенно меньше. Для приближенной количественной оценки характеристик механически ослабленных горизонтов могут быть использованы приведенные соотношения.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ

В настоящее время общепризнана значительная (если не решающая) роль глубинных сдвиговых зон в динамике литосферы. Признание этого положения выразилось, в частности, в развитии концепции тектонической расслоенности литосферы [120, 121, 131, 149], согласно которой в тектонически активных областях широко распространены значительные ($\sim 10^2$ км) горизонтальные перемещения относительно жестких тектонических покровов различной мощности. Характерная средняя амплитуда перемещений возрастает с увеличением мощности покрова, что отражает существенно эндогенную природу этого явления. Скорости смещения корово-мантийных покровов, определенные по геологическим и геодезическим данным, изменяются в широких пределах $\sim 0,1-5$ см/год [36, 139]. Сдвиговые зоны, по которым происходят перемещения, залегают на различных глубинах как в коре, так и в верхней мантии. В приповерхностных частях, кроме областей хрупкого разрушения, сдвиговые зоны могут быть представлены глинистыми, соленосными или обводненными толщами. Выходы на поверхность активных сдвиговых зон глубинного заложения обычно представлены разломами. Однако значительное продолжение хрупкого разлома представляется маловероятным. Обусловленное ростом давления увеличение силы трения должно препятствовать смещениям по разлому. Поэтому природа глубинных сдвиговых зон должна быть иной. Такие зоны обычно связывают со слоями милонитов — мелкозернистой горной породы с сильно развитой текстурой течения. Слои милонитов часто являются глубинным продолжением приповерхностных разломных зон. Мощность милонитовых зон в тех случаях, когда последующими тектоническими движениями и эрозией они были выведены на поверхность, достигает первых километров. Природа возникновения милонитов, а также причины образования наиболее глубинных сдвиговых зон в значительной степени дискуссионны. Такие зоны в отличие от приповерхностных сдвиговых зон, представленных, как правило, разломами, будем называть зонами текучести. Этот термин эквивалентен принятому в англоязычной литературе термину *ductile zones*.

В данной главе приводятся фактические данные, характерные для зон текучести. Затем обсуждаются модели, предложенные для их описания. Показывается, что предложенные модели недостаточно адекватно отражают ряд характерных черт зон текучести. Описывается модель, более полно отражающая свойства этих зон.

4.1. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ЗОНАХ ТЕКУЧЕСТИ

Тектонические покровы представляют собой относительно жесткие пачки горных пород, надвинутые по субгоризонтальным сдвиговым зонам на породы ранее, до развития надвигов, находившиеся в приповерхностных *P, T*-условиях. Яркой иллюстрацией такого типа деформации является явление слабометаморфизированных, литологически слабонарушенных осадочных толщ на значительных глубинах. В настоящее время надвиговые

структуры обнаружены в большинстве тектонически активных поясов мира, как современных, так и древних [120, 139, 195, 291]. Ключевым вопросом при изучении динамики тектонических покровов является выяснение природы глубинных локализованных зон текучести, обуславливающих возможность развития надвигов. Прежде чем переходить к обсуждению возможной природы зон текучести, приведем фактические данные по ряду подробно изученных тектонических покровов.

Сложная система надвигов выявлена в Центральных Альпах [103, 152]. Милонитизация карбонатов, лежащих в основании большинства тектонических покровов, соответствующих зонам текучести, началась в процессе ретроградного метаморфизма, обусловленного понижением температуры, когда P, T -условия стали ниже своих максимальных значений, составляющих $650-700^\circ\text{C}$ по температуре и $0,3-0,5$ ГПа по давлению¹ [225]. В образовавшихся мощных гетерогенных сдвиговых зонах представлены четыре стадии последовательного развития милонитизации. Первая стадия соответствует областям наиболее сложного минералогического состава, практически не подвергшихся процессу рекристаллизации и милонитизации. Эти области наименее деформированы. Для второй, протомилонитовой стадии характерно развитие двойникования и умеренной рекристаллизации. Имеет место большой разброс размеров зерен кальцита — от первоначальных значений $\approx 2 \cdot 10^3$ мкм до новообразованных диаметром $20-50$ мкм. Области, содержащие более 50% стабильных минералов (не испытывавших рекристаллизации), как правило, соответствуют либо этой, либо первой стадии милонитизации. Наиболее широко представлена третья стадия, характерная для областей, содержащих от 10 до 50% стабильных включений. В этом случае имеет место значительная рекристаллизация. Средний размер зерен кальцита составляет $20-50$ мкм. Наиболее полное развитие процесса рекристаллизации наблюдается в ультрамилонитах, отвечающих четвертой стадии и характеризующихся почти полным отсутствием стабильных минералов². В ультрамилонитах присутствуют зерна кальцита размером $10-30$ мкм с прослоями ультрамелкозернистого материала ($\bar{d} \approx 5-10$ мкм). Степень деформации горной породы резко возрастает по мере перехода от нерекристаллизованных областей к ультрамилонитам. В областях умеренного развития милонитизации (вторая и третья стадии) сильно развита преимущественная кристаллическая ориентация. Такая ориентация не наблюдается ни на первой, ни на ультрамилонитовой стадии. Процесс милонитизации и соответствующий пластический режим деформирования сдвиговой области продолжались до тех пор, пока термодинамические условия ретроградного метаморфизма не упали ниже $T = 300^\circ\text{C}$, $P = 150$ МПа. Особенностью большинства милонитизированных карбонатных пород является довольно значительное содержание Mg (состав отвечает формуле $\text{Ca}_{1-x}\text{Mg}_x\text{CO}_3$).

К наиболее изученным (хотя, возможно, и не самым характерным) структурам альпийской системы надвигов относится покров Гларус [103,

¹ В период максимального развития высокотемпературного метаморфизма сколь-либо существенных деформаций горных пород не происходило.

² Выявленная в данном случае обратная зависимость степени развития рекристаллизации от концентрации стабильных компонентов горной породы не универсальна. В [179] приводится пример противоположной зависимости.

152, 291 и др.]. Подвижка этого покрова (первоначальной мощности около 6 км) обусловлена в основном смещениями вдоль тонкого (2–3 м) слоя ультрамелкозернистого кальцита ($\bar{d} \sim 1-10$ мкм). Слои подстилается достаточно мощной $\approx 10^2$ м толщиной известняков и сланцев. Эти известняки и послужили исходным материалом для образования ультрамилонита. Прилегающие к области сдвига скопления известняков сильно смяты и непрерывно переходят в слой ультрамилонита. Скорость смещения покрова Гларус оценивается величиной 3,5 мм/год. Отсюда получаем характерную скорость деформации $\dot{\epsilon} \approx 10^{-11} - 10^{-10} \text{ с}^{-1}$, что на 2–3 порядка выше средних значений для большинства других, более мощных и гетерогенных слоев альпийских милонитов. Согласно геологическим данным [291, 292], наиболее интенсивные подвижки покрова Гларус протекали одновременно с рекристаллизацией ультрамилонита и вовлеченных в этот процесс нижележащих толщ известняков.

Последняя стадия развития приповерхностной части покрова Гларус связана с образованием в ультрамилоните протяженной хрупкой трещины. Смещения вдоль этой трещины незначительны. Возникновение трещины связано с тем, что в приповерхностных *P, T*-условиях сдвиговая деформация не могла уже реализоваться посредством течения и рекристаллизации милонита. В обычных (приповерхностных) *P, T*-условиях мелкозернистые среды обладают, вообще говоря, повышенной прочностью [103]. Будучи выведены на поверхность, древние слои милонитов часто образуют в рельефе гребнеобразные выступы. Напротив, разломные зоны, образованные на сравнительно небольшой глубине и выполненные механически нарушенной тектонической брекчией, обычно подвержены сильной эрозии и соответствуют понижениям рельефа.

Сдвиговая зона в Кордильерах, залегающая на глубине около 10 км, описана в [280]. Общая мощность слоя, охваченного милонитизацией, достигает здесь нескольких километров. Однако наибольшее развитие процесса отмечается в более тонких слоях $\approx 100-200$ м. Рекристаллизацией охвачены породы различного состава, в основном граниты. Наибольшая степень рекристаллизации отмечается в кварце. Условиям начала милонитизации, по-видимому, соответствовали значения $T \approx 600$ °С, $P \approx 0,3$ ГПа. Установлена одновременность процессов милонитизации и тектонической деформации, предположительно связанных с внедрением в нижние горизонты коры разогретого плутона. Движения в верхней части сдвиговой зоны осуществлялись посредством хрупкого разрушения и катаклаза, в нижней — пластическим течением. Деформация продолжалась в течение нескольких миллионов лет, пока температура милонита не упала до 250 °С.

Обширная система тектонических покровов выявлена на западе Северной Америки [148, 185]. Одной из границ системы надвигов является разлом Сан-Андреас, что позволяет проследить развитие процесса по данным о смещениях вдоль разлома. Согласно [63], интенсивные подвижки начались здесь около 20 млн лет назад и продолжаются поныне со скоростью 2–3 см/год. Анализ молодых вулканитов надвинутого покрова свидетельствует о значительной роли в их образовании глубоко погребенных водосодержащих осадочных толщ (по-видимому, перекрытых в процессе надвига). Согласно сейсмическим данным, наблюдается неожиданно быст-

рое угасание сейсмогенных деформаций в стороны от разлома [310]. Такой характер угасания свидетельствует о распространении упругих деформаций только в сравнительно тонком приповерхностном слое. Проведенные модельные расчеты позволяют оценить мощность этого слоя в 15 км. Ниже залегает механически ослабленный слой. Расчетные оценки мощности и вязкости этого слоя составляют 3 км и $4 \cdot 10^{20}$ П соответственно [310]. Близкие результаты дают сейсмические данные. Согласно [308], в области разлома Сан-Андреас на глубинах 15–22 км отмечается слой пониженных скоростей сейсмических волн. Предполагается, что надвиг приурочен к слою динамометаморфизованных зеленых сланцев. Последняя стадия метаморфизма этих пород, там, где в результате тектонических движений они были выведены на поверхность, имеет возраст от 10 до 26 млн лет, что примерно соответствует началу надвиговых движений. Несколько иная трактовка области надвига (не исключаящая, однако, первую) приведена в [218]. На основании расчетов глубинных температур и геологических данных можно ожидать, что температура в области надвига, достигающая 500–550 °С, инициирует протекание ряда реакций дегидратации.

Интересные данные получены в результате анализа образцов милонитовой зоны Бревард (США) [297]. Мощность этой зоны, разделяющей надвинутые гнейсы и подстилающие их осадки, составляет 2–3 км. Породы сдвиговой зоны несут следы двух пиков метаморфизма, коррелирующих по времени с эпохами активизации тектонических деформаций. Последняя эпоха, события которой фиксируются более уверенно, соответствует по времени милонитизации и ретроградному метаморфизму, проходившим при $T \approx 400\text{--}450$ °С на глубинах 20–23 км. Как показали проведенные исследования, зона течения крайне гетерогенна. На расстояниях 20–30 см могут наблюдаться все стадии процесса милонитизации — от промилонитовой до ультрамилонитовой. При этом имеет место значительное изменение минералогического и химического состава.

В ультрамилонитах в отличие от слабдеформированных соседних областей развиты термодинамически равновесные минеральные ассоциации, встречаются водосодержащие минералы. Изменения валового химического состава ультрамилонитов соответствуют уменьшению на 20–40% содержания Si, Na, K и увеличению содержания Fe и Ca (на 30 и 150% соответственно). Наличие водосодержащих минералов и значительные изменения химического состава, по мнению авторов [297], указывают на переработку ультрамилонитов локализованным потоком флюидов. Флюиды могли поступать из перекрытых надвигом более холодных осадочных толщ.

Значительные изменения химического состава и развитие равновесных минеральных ассоциаций отмечались как характерные особенности глубинных зон течений и рядом других авторов [152, 291]. При этом описывается случай, когда перераспределения валового состава захватывают слой мощностью в несколько километров. Интересно отметить, что, согласно [282], в зонах течений наряду с доминирующей тенденцией развития равновесных ассоциаций наблюдаются случаи устойчивого роста метастабильных фаз. Происходит ли этот рост в соответствии с правилом Освальда (т.е. отражает постадийное приближение к положению равновесия путем последовательного образования все более стабильных фаз) или рост метастабиль-

ных фаз обусловлен иными механизмами — неизвестно. Для решения этого вопроса в каждом конкретном случае требуется детальное изучение как термодинамических условий, так и границ областей термодинамической устойчивости взаимодействующих фаз.

В [231, 243] описан сдвиг-надвиг тектонического покрова Хидака (о-в Хоккайдо). Покров представляет собой сегмент земной коры континентального (островодужного) типа первоначальной мощности до 25 км. Достаточно полно изучены как разрез надвинутой литосферной пластины, так и трассирующий границу надвига складчатый пояс. Начало надвига имело место около 20 млн лет назад. Максимальной интенсивности движения достигли 3–5 млн лет назад. В этот период термодинамические условия области надвига составляли 0,3–0,5 ГПа и 650–700 °С. Область сдвига соответствует кровле верхней мантии и представлена мощной толщей высокометаморфизованных милонитов лерцолитового и гранулитового состава [243]. В области складчатого пояса отмечается интенсивное преобразование габбро в амфиболиты, сопровождающееся значительным уменьшением размера зерен. Отмечается сильная неоднородность развития процессов деформации и метаморфизма и их тесная пространственно-временная связь. Отмечаются проявления вулканизма.

В геотектонических построениях значительное внимание традиционно уделяется процессу эклогитизации. В связи с этим представляется целесообразным привести имеющиеся данные о связи процесса эклогитизации с образованием зон текучести. Такая связь детально рассмотрена в случае корневых областей каледонской орогении Северной Норвегии [173] и альпийских офиолитов [271]. В обоих случаях имеет место тесная корреляция в расположении зон текучести и областей развития эклогитизации. В Западной Норвегии вскрытые эрозией области частичной эклогитизации имеют характерные размеры 30–50 км². Области имеют протяженную форму. Следы последующей интенсивной амфиболитизации позволяют предположить, что первоначальные объемы эклогитизированных пород были значительно больше. Эклогитизация происходила при температуре примерно 700 °С и при давлении 1,6–1,9 ГПа. Сохранившиеся области частичной эклогитизации крайне гетерогенны и представляют собой сложную мозаику многочисленных эклогитизированных палеосдвиговых зон мощностью до 5 км с резкими переходами от эклогитов к исходным слабоизмененным породам гранулитовой фации. Эклогитизацией охвачено 30–40% объема породы. Первичная правильная слоистость гранулитов резко нарушается при переходе к эклогитизированным палеосдвиговым структурам, что указывает на развитие этих структур после становления гранулитовой формации. В областях эклогитизации встречаются гидратированные минералы и зерна кальцита, отсутствующие в исходных гранулитах. Айстрейм [173] предполагает, что привнос кальцита и образование гидратированных минералов обусловлены флюидным метасоматозом в процессе и после эклогитизации. Им сделан вывод о тесной связи процессов сдвиговой деформации, образования эклогитовой ассоциации и флюидной переработки. При этом флюид поступал в рассматриваемую область по палеосдвиговым зонам извне, о чем свидетельствует отсутствие признаков флюидной переработки исходных монолитных блоков гранулитовой фации.

Во многом аналогичный процесс эклогитизации описан в [271], где рассматриваются альпийские офиолиты и превращение пород габбрового состава. Процесс эклогитизации протекал при температурах 450–500 °С и давлениях 1,2–1,3 ГПа. Так же как и в предыдущем случае, отмечается связь процессов деформации, эклогитизации и флюидного метасоматоза. Развитие равновесных минеральных ассоциаций наблюдается в областях, претерпевших наиболее интенсивную деформацию. Согласно [271], давление флюида во все время процесса оставалось существенно ниже литостатического.

Рядом авторов отмечается связь зон текучести со слоями серпентинитов. Например, такая зона описана в [281]. В период активизации эта зона располагалась на глубинах 40–50 км. Стадии максимального развития деформации соответствовали условия $P \approx 1,4$ ГПа, $T \approx 500$ °С. Текстуры пород, залегающих выше и ниже серпентинитового слоя, ориентированы различно. Подчеркивается одновременность процессов развития тектонических деформаций и метаморфизма.

В качестве последнего примера рассмотрим надвиг вдоль основного центрального разлома в Гималаях. Предполагается, что по этой зоне происходит подвиг Индийской плиты под Евразийскую со скоростью около 2 см/год [181]. Мощность области развития деформаций, приуроченных к зоне надвига, довольно велика и составляет 10–12 км. Однако максимальные деформации сосредоточены в более тонком слое – 2–3 км и менее. Породы надвинутого покрова испытали ряд пиков метаморфизма. Более древние из них носят региональный характер. Последний имеет ограниченное распространение и приурочен непосредственно к области надвига. Мощность области метаморфизма составляет 5–6 км. Метаморфизмом охвачены не только надвинутые толщи гранулитовой фации, но также и пододвигаемые осадки, в которых имеет место инверсионная последовательность развития метаморфизма. Осадки, находящиеся на более высоком гипсометрическом уровне, но ближе к областям надвига, отвечают более высокотемпературному типу метаморфизма. Как и в предыдущих случаях, отмечается тесная связь процессов милонитизации и метаморфизма, сопровождающихся значительным уменьшением размеров зерен. Интересной особенностью описываемой зоны является ее современная активность и в то же время высокая степень эродированности. В пользу первой свидетельствует значительная сейсмическая активность надвинутого блока. Особенно сейсмоактивен пояс, приуроченный к зоне надвига, длиной около 1500 км и шириной до 150–200 км. К сожалению, недостаточная точность определения координат гипоцентров землетрясений не позволяет решить вопрос о наличии или отсутствии связи между их расположением и глубиной зоны надвига. Высокая степень эродированности рассматриваемой зоны в значительной степени объясняется интенсивным воздыманием всей области сочленения Индийской и Евразийской плит [181].

Большинство приведенных примеров относится к древним, отмершим зонам течений. Даже в тех случаях, когда активные тектонические движения продолжают в настоящее время (как это имеет место в Гималаях и на западе Северной Америки), доступные для наблюдений участки глубинных зон текучести неактивны. В приповерхностных P, T -условиях

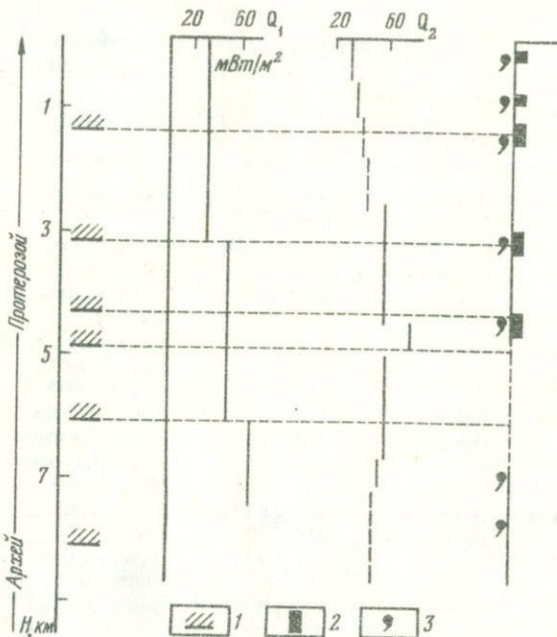


Рис. 4.1. Разрез Кольской скважины, тепловое поле, трещиноватость

1 — границы фаций и субфаций метаморфизма; 2 — области высокой трещиноватости; 3 — флюидоносные горизонты. Q_2 — по [96], остальное по [67]

характер механизмов деформации резко меняется. Доминирующим становится механизм хрупкого разрушения. Область изменения характера деформации известна в значительной степени предположительно. Неясно также, до какой степени характерные черты глубинных зон текучести могли быть изменены в течение последнего приповерхностного этапа эволюции этих структур. В связи с этим представляют интерес результаты сверхглубокого бурения.

Наиболее подробно описана Кольская сверхглубокая скважина [67]. Согласно полученным данным, в пробуренных скважиной толщах выявлен целый ряд аномально механически нарушенных и высокопроницаемых слоев (рис. 4.1). Как правило, эти слои отличаются высокой флюидонасыщенностью и приурочены к границам фаций и субфаций метаморфизма, соответствующим древним этапам эволюции Балтийского щита. Однако в отдельных случаях (на глубинах 4,5–5 км и несколько ниже 6 км) обнаружены проявления современного регрессивного метаморфизма. Эти области отличаются наибольшим развитием механических нарушений. Таким образом, данные сверхглубокого бурения в целом подтверждают наличие связи между процессами метаморфизма, флюидной переработкой геоматериалов и развитием механически ослабленных зон. Однако они демонстрируют и ряд важных отличий. Во-первых, древние зоны нарушений, предположительно возникшие в период активного протекания метаморфических процессов, оказались довольно живучими и сохранили свои

Таблица 4.1

Термодинамические условия милонитизации в основании надвигов

Название зоны	Тип милонитизированных пород	P, T -условия	Процесс (предполагаемый)	Ссылка
Альпийская	Кальциты Известняки	0,3–0,5 ГПа 650–700 °С	Кальцит-арагонит	[225]
Покров Гларус	Кальциты Известняки	0,1–0,5 ГПа 400 °С	Превращение кальцита	[103, 291]
Кордильеры	Кварцевые граниты	0,3 ГПа 600 °С	($\alpha \rightarrow \beta$)-переход в кварце	[201, 280]
Зона разлома Сан-Андреас	Зеленые сланцы?	0,4 ГПа 500–550 °С	Зеленосланцевый метаморфизм, дегидратация	[148, 149, 218]
Зона Бревард	Гнейсы Осадки	0,5–0,6 ГПа 400–450 °С	Ряд метаморфических превращений, гидратация, метасоматоз	[297]
Надвиг Хидака	Лерцолиты Гранулиты	0,3–0,6 ГПа 650–700 °С	Габбро-амфиболиты	[231, 243]
Северная Норвегия	"	1,6–1,9 ГПа 700 °С	Эклогитизация, гидратация	[173]
Альпийские офиолиты	Габбро	1,2–1,3 ГПа 450–500 °С	Эклогитизация	[271]
Офиолитовая зона о-ва Сирос, Греция	Серпентиниты	1,4 ГПа 450–500 °С	Серпентинизация	[281]
Центральный надвиг Гималаев	Гранулиты Осадки	1,4 ГПа 500 °С	Ряд метаморфических превращений	[181]

аномальные механические свойства в течение многих миллионов лет. Во-вторых, вклад чисто механических нарушений (трещиноватости) оказался существенно большим и распространяется до больших глубин, чем это предполагалось ранее. Важно знать, являются ли перечисленные отличия следствием относительно низких температур пробуренных толщ (температура на глубине 9 км не превосходит 250 °С) или они носят более общий характер. Учитывая, что, согласно приведенным данным о глубинных зонах текучести, процессы рекристаллизации и течения в милонитах прекращаются при температурах ниже 260–300 °С, первое предположение представляется более вероятным.

Число примеров глубинных зон текучести можно было бы значительно увеличить. Однако в этом, по-видимому, нет необходимости. Приведенные описания позволяют достаточно полно представить себе характерные черты таких зон. Во-первых, обращает на себя внимание разнообразие P, T -условий, при которых происходило их развитие (табл. 4.1). При этом разным P, T -условиям отвечает приуроченность глубинных зон текучести к горным породам совершенно различного состава. Во-вторых, следует отметить тесную корреляцию процессов развития сдвиговой деформации и мета-

морфизма. В-третьих, к характерным чертам зон течений следует отнести высокую интенсивность метасоматоза, выявленного в большинстве таких зон. В заключение следует отметить общность структуры зон сдвиговых деформаций. На больших глубинах это, как правило, мylonиты и ультрамylonиты. При меньших температурах развиваются области повышенной трещиноватости (тектонические брекчи) и хрупких нарушений.

4.2. ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ О ЗОНАХ ТЕКУЧЕСТИ

Использование геофизических методов исследований позволяет дополнить геологические данные сведениями о глубинных зонах течений, активных в настоящее время.

Согласно сейсмологическим данным [91, 160, 196], разломные зоны, выделяемые в сейсмическом разрезе как тонкие пакки слоев с резко контрастными упругими свойствами, близвертикальны в верхних горизонтах и выполаживаются с глубиной. Горизонты выполаживания располагаются в широком диапазоне глубин: от первых до более чем 80 км. В качестве примера на рис. 4.2 приводится схема зоны надвига, достаточно подробно изученного комплексом геологических и геофизических методов [196]. В ряде работ отмечается различие характера отражений от крутопадающих приповерхностных и более глубинных субгоризонтальных границ разделов, что связывается с их разной физической природой. Согласно [22, 137], многие субгоризонтальные разделы, являющиеся продолжением приповерхностных разломных зон, хорошо коррелируют со слоями пониженных скоростей распространения сейсмических волн. Природа субгоризонтальных границ разделов дискуссионна.

Наиболее распространено мнение, что границы соответствуют фронтам метаморфизма и изменениям характера трещиноватости [50, 67, 96]. Как показано Хьюричем [226], устойчивые отражения сейсмических волн регистрируются и от слоев мylonитов. Исследовалась область, примыкающая к вскрытому эрозией слою мylonитизированных кварц-полевошпатовых гнейсов мощностью около 1,5 км. Акустические контрасты между толщами надвинутого покрова, мylonитом и нижележащими породами незначительны. Тем не менее методом отраженных волн (МОВ) сложная структура слоя мylonита отображается достаточно подробно. Автор полагает, что основной причиной такого характера отражения является

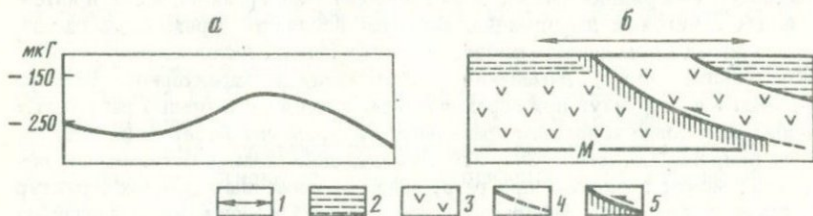


Рис. 4.2. Пример зоны надвига (по: [196])

а — аномалия Буге; б — структура надвига; 1 — область, охваченная сейсмопрофилированием; 2 — осадки; 3 — консолидированная кора; 4 — сейсмическая граница; 5 — поверхность надвига и направление смещений

различие во внутренней структуре милонитизированных и неизмененных пород, а также устойчивый характер этих изменений вдоль слоя.

Наряду с достаточно протяженными и мощными структурами МОВ в литосфере выделено большое число хаотично расположенных отражающих элементов значительно меньшего размера [241, 319]. Протяженность таких отражающих площадок обычно не превышает 20 км. Мощность их можно оценить косвенно исходя из того, что амплитуда отраженных волн наиболее значительна при мощности аномальной зоны $\sim \lambda/4$, где λ — длина волны³. Полученная на этом основании оценка мощности отражающих структур дает ≈ 100 м.

Широкое применение в последние годы МОВ позволило выявить ряд эмпирических закономерностей, связанных с изменением плотности распространения отражающих элементов в зависимости от истории тектонического развития и теплового режима региона. В наиболее древних областях максимум числа отражений приурочен к верхней части коры. Характерная протяженность их при этом минимальна — первые километры. В областях промежуточного возраста активизации наряду с отражениями в верхней части коры выделяется область со значительной плотностью отражающих элементов в нижней коре. Характерная протяженность таких структур при этом возрастает и составляет чуть более 5 км. Для тектонически молодых областей характерно еще большее развитие отражающих площадок в низах коры и в верхней мантии. При этом часто регистрируется сложная система чередования слоев с высокой и низкой концентрацией отражающих элементов. Протяженность таких элементов в тектонически молодых областях максимальна и составляет 10–20 км.

Статистический анализ глубины верхней границы распространения отражающих элементов свидетельствует о корреляции ее положения с тепловым режимом. Согласно результатам [241, 319], верхняя граница приурочена к изотерме 350–400 °С. По менее достоверным данным нижняя граница области высокой концентрации соответствует температуре 800–900 °С. На основании выявленных корреляций Клемперер [241] полагает, что развитие в низах коры отражающих элементов носит динамический характер и их количество эволюционирует по мере изменения теплового режима. Причины образования отражающих элементов и вариации области их расположения дискуссионны. Среди возможных причин их генезиса называются горизонтальные интрузивные образования, слои высокого содержания флюидов, метаморфические границы, области интенсивных сдвиговых деформаций. Большая плотность отражающих площадок в низах коры делает маловероятной их связь с литологическим составом горных пород. Изменения расположения и характерного размера отражающих структур при переходе от тектонически активных разогретых областей к более холодным древним структурам указывает на их эндогенную природу. Согласно [241, 319], уменьшение размера отражающих элементов может возникать при разрушении протяженных древних структур в процессе блоковой деформации, протекающей в условиях сравнительно низких температур.

³ Альтернативное объяснение сравнительно высокой отражающей способности — резкие локальные вариации упругих параметров и плотности — представляется менее вероятным.

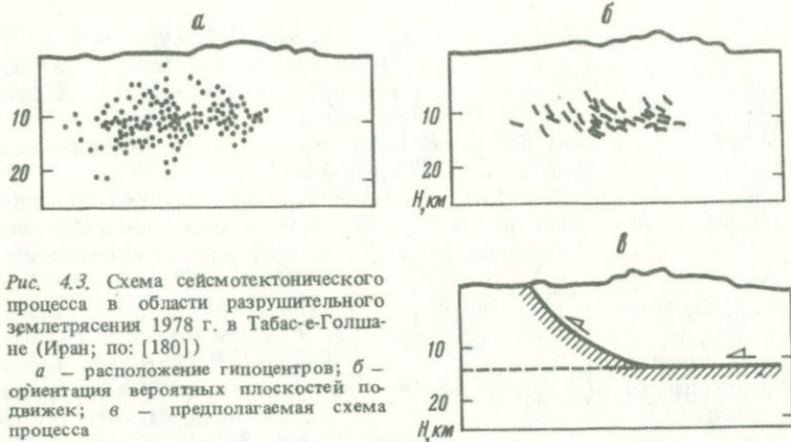


Рис. 4.3. Схема сеймотектонического процесса в области разрушительного землетрясения 1978 г. в Табас-е-Голшане (Иран; по: [180])

а — расположение гипоцентров; б — ориентация вероятных плоскостей подвижек; в — предполагаемая схема процесса

Во всяком случае, вне зависимости от конкретного вклада различных возможных механизмов образования отражающих элементов, их существование подтверждает положение о значительной неоднородности и расчлененности литосферы. Модель, объясняющая изменение положения области сосредоточения отражающих площадок от теплового режима, обсуждается ниже.

Дополнительную информацию о существовании и структуре глубинных сдвиговых зон можно получить из данных о пространственном распределении гипоцентров и ориентации фокальных механизмов землетрясений. Интересные результаты были получены при детальном исследовании афтершоков разрушительного Иранского землетрясения 1978 г. [180]. Гипоцентры 329 афтершоков были рассчитаны с точностью 2–3 км. Для некоторых из них определены фокальные механизмы. Сейсмичность оказалась тесно связанной с известной по геологическим данным системой надвигов складчатого пояса Шатори на прилегающую равнину. Облако гипоцентров вытянуто в горизонтальном направлении. Максимум числа афтершоков приходится на интервал глубин 10–12 км, где расположено около 40% очагов⁴. Одна из нодальных плоскостей (предположительно плоскость подвижки) имеет тенденцию к закономерному изменению ориентации: от субгоризонтальной в нижней части сейсмогенной области до более крутой на меньших глубинах (рис. 4.3).

По-видимому, во многом аналогично описанному событию Ашхабадское землетрясение 1948 г. [7]. В этом случае также отмечено квазигоризонтальное расположение облака афтершоков с концентрацией очагов на глубине 10–12 км. Выделенная по комплексу геофизических данных плоскость подвижки основного толчка субгоризонтальна. Смещение по этой плоскости соответствует надвигу Копетдага на прилегающую депрессию. Существование вблизи от свободной дневной поверхности протяженной

⁴ Представленная в [264] выборка по меньшему числу наиболее сильных афтершоков дает существенно менее закономерную картину их пространственного распределения.

субгоризонтальной области разрушения убедительно свидетельствует о наличии на данной глубине механически ослабленной зоны. Отметим, однако, что в обоих приведенных примерах пространственный разброс расположения гипоцентров достаточно велик. Даже с учетом вероятной ошибки в определении положений гипоцентров мощность сейсмогенного слоя составляет не менее нескольких километров.

Выделенные на Тянь-Шане горизонты механической расслоенности литосферы, как правило, обладают повышенной сейсмичностью и коррелируют со слоями пониженных скоростей распространения сейсмических волн [166]. При этом характер ориентации фокальных механизмов очагов, прилегающих к ним сверху и снизу, существенно различен. Указанное отличие, по-видимому, свидетельствует о разном характере тектонических напряжений выше и ниже слоя пониженных скоростей. Таким образом, данный слой трансформирует механическое напряжение, является механически ослабленным и играет роль смазки. Альтернативное объяснение — единый характер напряжений во всей области, но различная и закономерная ориентация сейсмогенных структур выше и ниже этого слоя — представляется маловероятным.

4.3. МОДЕЛИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

Согласно [79], возникновение механически ослабленных глубинных слоев обуславливается локальным подплавлением. Существование подплавленного слоя в основании надвигающегося тектонического покрова объясняет имеющиеся геолого-геофизические данные по некоторым надвигам, развитие которых сопровождается значительными вулканическими проявлениями. Однако в большинстве случаев предполагать наличие подплавленного слоя в основании тектонического покрова нет оснований. Естественно, что разогрев осадочных пород и активное выделение флюида в процессе их метаморфизма должны способствовать развитию подплавления. Однако это явление не может служить первопричиной тектонической расслоенности. Заложение области срыва происходит на значительной глубине. Только на последующей стадии развития надвига происходит поддвиг механически ослабленных водосодержащих осадочных толщ с последующим их разогревом, дегидратацией и подплавлением. Таким образом, подплавление в основании надвига (в тех случаях, когда оно происходит) может в значительной мере способствовать его дальнейшему развитию, но вряд ли связано с генезисом глубинных зон срыва.

Файф и др. [152] предполагают, что развитие надвига может быть связано с аномально высоким пластовым давлением флюида. Согласно [188, 262], такой процесс возможен в условиях прогрессивного метаморфизма — дегидратации. Отмечается, что обусловленный дегидратацией рост порового давления приводит к развитию катаклаза и охрупчиванию горных пород на значительных глубинах. Данная модель достаточно правдоподобна, но, по-видимому, имеет ограниченную область применения и трудно верифицируема. Дело в том, что области прогрессивного метаморфизма до своего выхода на дневную поверхность, как правило, проходят весьма длительное развитие, затушевывающее детали процесса. В связи с этим подавляющее большинство описанных зон надвигов соответствует услови-

ям ретроградного метаморфизма. Для всех приведенных примеров нет оснований предполагать существенную роль высоких пластовых давлений флюида. Действительно, в описанных областях надвигов часто регистрируются проявления процессов гидратации, что свидетельствует о наличии здесь флюидного компонента. Однако при этом первичные породы зачастую не содержат гидратированных минералов. Флюид в область срыва поступает извне по образовавшимся уже в процессе деформации и метаморфизма сдвиговым зонам разного масштаба. Таким образом, давление флюида должно быть максимально не в зоне срыва, а в пространственно удаленном источнике флюидов. Кроме того, имеются примеры зон надвигов, не несущих следов сколь-либо заметной флюидной переработки [294].

Согласно модели Уайта и Бретана [320], тектоническая расслоенность литосферы обусловлена различием реологических свойств вещества, слагающего различные горизонты земной коры и верхней мантии. Высокие скорости смещений тектонических покровов объясняются большими скоростями деформации вещества литосферы при соответствующих напряжениях и температурах. Согласно [320], эти скорости, как правило, превышают 10^{-14} с^{-1} , достигая в отдельных мощных горизонтах значений 10^{-12} с^{-1} и даже более. Подобные выводы плохо согласуются с распространенными оценками характерной вязкости вещества литосферы и с ее способностью длительное время выдерживать значительные девиаторные напряжения [48, 100, 146]. Различия в оценке эффективной вязкости в [320] и [48, 100, 146] достигают нескольких порядков. Причина рассогласования может заключаться в неправомерности проводимой в [320] экстраполяции экспериментальных данных по деформации горных пород на геологические интервалы времени. Результаты наблюдений указывают на значительное увеличение эффективной вязкости вещества литосферы с ростом продолжительности нагрузок [25, 152], что связывается с доминированием на меньших временах неустановившейся ползучести [48]. Рассогласование может быть также обусловлено завышенными значениями температуры в расчетах [320], где геотермический градиент предполагался равным 24 или 30 °C/км во всей толще литосферы.

Отметим, однако, что подъем температуры может иметь локальный характер и обуславливаться диссипацией энергии сдвиговой деформации. Модель разогрева области надвига описывается системой уравнений [268]:

$$c \partial T / \partial t = K \nabla^2 T + \bar{\tau}_{ij} \dot{\epsilon}_{ij}, \quad (4.1)$$

$$\dot{\epsilon} = A \exp(P/kT) \tau^n.$$

Вследствие сильной экспоненциальной зависимости $\dot{\epsilon}$ от температуры разогрев области сдвига при диссипации энергии $\bar{\tau}_{ij} \dot{\epsilon}_{ij}$ приводит к ускорению деформации и к ее локализации. Характер решения системы (4.1) достаточно сложный. Согласно [268], получаемое решение предсказывает определенную стабилизацию температуры области надвига в процессе его развития. Данная модель представляется весьма правдоподобной. В частности, в ее рамках находит естественное объяснение образование инверсионной последовательности этапов метаморфизма в кровле поддвигаемой литосферной пластины, что отмечалось, например, для случая надвига в Гималаях [181]. Однако полученные в рамках этой модели оценки

температур представляются завышенными по сравнению с геологическими данными. Кроме того, большой разброс температур в области надвига (см. табл. 4.1) плохо согласуется со следующим из модели выводом об относительной стабилизации температуры в этой области.

Отметим интересный результат, полученный в [268]. При скоростях смещения корово-мантийного покрова $v > 3$ см/год, мощности сдвиговой зоны в несколько километров и при действующих напряжениях $\tau \geq 50$ МПа подъем температуры в области сдвига должен превышать 200°C . При этом, как следует из первого уравнения системы (4.1), рост температуры не зависит явным образом от реологии области сдвига. Увеличение температуры на 200°C и более должно было бы приводить почти к полному плавлению горных пород в области сдвига. Такого, однако, не наблюдается, а в ряде случаев вообще не удается обнаружить каких-либо признаков относительного повышения температур в области надвига [242]. Отсюда следует, что либо теплоотвод происходит с существенно большей скоростью, чем это следует из модели кондуктивной теплопроводности, либо действующие сдвиговые напряжения сравнительно невелики и не превышают 30–50 МПа. Такая оценка совпадает с выводами [152], согласно которым действующие в литосфере девиаторные напряжения, по-видимому, редко превышают 50 МПа. Представляется вероятным, что в глубинных зонах течений действуют оба фактора. Второй, однако, представляется более существенным, так как развитие флюидного теплопереноса вдоль близгоризонтальных квазизотермических поверхностей сдвига, по-видимому, не должно существенно изменить тепловой режим этой области.

Согласно [112], тектоническая расслоенность обусловлена изменением характера разрушения геоматериалов с глубиной. В рамках этого подхода получена интерпретация ряда важных особенностей строения литосферы [111, 112]. В частности, образование среднекоровых зон срыва в этой модели объясняется переходом от хрупкого характера разрушения к псевдопластическому. Авторы обращают внимание на то, что, согласно геофизическим данным, волноводы соответствуют корневым структурам разломов. Они же отмечают тесную связь импульсов деформации и трещинообразования с пиками метаморфизма. Авторы считают, что импульс метаморфизма следует за активизацией процесса трещинообразования.

По нашему мнению, более вероятен обратный характер связи между этими процессами. Действительно, при превращениях, протекающих с изменением объема, происходит значительный рост внутренних напряжений, что вызывает активизацию процесса трещинообразования и резкое повышение интенсивности акустической эмиссии. Согласно экспериментальным данным [123], большинство микроскопических перескоков границы полиморфного превращения сопровождается образованием микротрещин вдоль ее нового положения. По данным [57], в результате твердотельного превращения возможно столь сильное растрескивание, что образец теряет целостность и становится порошкообразным (см. гл. 2).

Аргументизация авторов обсуждаемой модели [111] основывается на экспериментальных данных об изменении характера разрушения геоматериалов с изменением давления. В этих экспериментах как величины всестороннего давления, так и значения прикладываемого девиаторного напряжения обычно одного порядка и составляют несколько сот мегапаскалей.

Отмечается, что изменения скорости деформации в пределах $10^{-7} - 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ слабо влияет на величину прочности образцов.

Если примерное постоянство прочности геоматериалов сохраняется при характерных для геологических процессов значениях $\dot{\epsilon} \sim 10^{-14} - 10^{-15} \text{ с}^{-1}$, то обсуждаемая модель, по-видимому, не пригодна для интерпретации расслоенности литосферы, так как характерные значения девиаторных напряжений в литосфере, как правило, не превышают 50 МПа [152], т.е. значительно меньше разрушающих напряжений.

Если же разрушающие напряжения при малых скоростях деформаций существенно понижаются, должны изменяться и давления, при которых происходит изменение характера разрушения. В этом случае вряд ли удастся согласовать эти давления с положением границ тектонической расслоенности литосферы.

Наиболее развита модель, связывающая образование глубинных зон течений с рекристаллизацией горных пород в поле тектонических напряжений [291, 272, 325, 292, 92 и др.]. Данный подход представляется наиболее полно соответствующим имеющимся геолого-геофизическим данным о глубинных зонах течений. Поэтому рассмотрим его подробно.

Согласно экспериментальным данным [272, 273, 292], рекристаллизация приводит к увеличению деформируемости поликристаллических образцов. В процессе рекристаллизации происходит замена старых зерен, с большим числом внутризеренных дефектов структуры, новыми, в которых этих дефектов значительно меньше. Благодаря этому увеличивается подвижность дислокаций, что и обуславливает большую деформируемость новообразованных зерен, несмотря на значительное уменьшение в них числа дислокаций.

Это явление, хорошо известное для металлов, характерно и для горных пород. Так, значительное уменьшение в процессе рекристаллизации плотности дислокаций и рост деформируемости природного кварцевого милонита описаны в [179]. Отметим, что экстраполяция полученной эмпирической линейной зависимости приводит к заключению о весьма низкой плотности дислокаций в образце при полной его рекристаллизации (рис. 4.4). Соотношение между скоростью деформации при рекристаллизации $\dot{\epsilon}_{\text{рек}}$ и действующим девиаторным напряжением σ имеет нелинейный характер [325]:

$$\dot{\epsilon}_{\text{рек}} = A \sigma^m \exp(-Q/kT), \quad (4.2)$$

где Q — энергия активации; A — коэффициент.

Описанный механизм "обмягчения" поликристаллических тел в процессе рекристаллизации не единственный. Рекристаллизация сопровождается обычно резким уменьшением первоначального размера зерен. Характерный размер новообразованных зерен \bar{d} зависит от величины приложенного девиаторного напряжения σ . Эмпирическая зависимость имеет вид

$$\bar{d} \sim \sigma^{-\alpha}, \quad (4.3)$$

где значения показателя α варьируют в пределах 1–1,2 [179]. Происходящее при рекристаллизации уменьшение размеров зерен и соответственно увеличение вклада зернограничных областей приводят к активации ряда механизмов деформации. К ним относятся: скольжение по границам зерен,

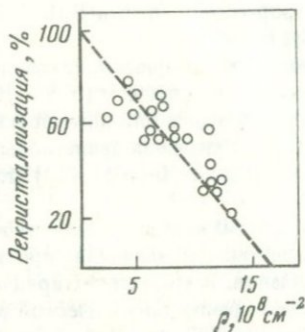


Рис. 4.4. Зависимость плотности свободных дислокаций от процента рекристаллизации (по: [179])

зернограничная диффузия и вращение зерен. Все перечисленные механизмы могут действовать одновременно и приводить к значительному ускорению деформации (или уменьшению действующих напряжений при фиксированной скорости деформации). Возникающее увеличение скорости и изменение характера деформации столь значительно, что явление получило наименование структурной сверхпластичности. Однако значение этого термина до некоторой степени неоднозначно. Так, в работах [214, 325] структурная сверхпластичность связывается в основном с зернограничным проскальзыванием и в меньшей мере с другими перечисленными механизмами. В более поздней обобщающей монографии [272] этим термином называется деформация, связанная с вращением зерен. В настоящей работе мы будем придерживаться терминологии, принятой в работе [272]. Следуя этой работе, рассмотрим обусловленные уменьшением размера зерен механизмы деформации более подробно.

Деформация $\dot{\epsilon}_{ск}$, обусловленная скольжением вдоль границ зерен, описывается соотношением

$$\dot{\epsilon}_{ск} = \frac{D\Omega\sigma}{d^2kT}, \quad (4.4)$$

где D — коэффициент самодиффузии; Ω — объем диффундирующих атомов. Из приведенного соотношения видно, что при фиксированных температуре и размере зерен (4.4) описывает реологию, аналогичную реологии вязкой жидкости, т.е. имеет место прямая пропорциональность скорости деформации $\dot{\epsilon}$ от девиаторного напряжения σ . Однако такая закономерность нарушается в процессе рекристаллизации, когда одновременно происходит изменение характерного размера зерен. При этом линейная зависимость заменяется степенной $\dot{\epsilon}_{ск} \sim \sigma^m$ с показателем $m \approx 3-3,4$.

В том случае, когда процесс деформации обуславливается зернограничной диффузией $\dot{\epsilon}_{диф}$, имеет место соотношение

$$\dot{\epsilon}_{диф} = 141 \frac{D_{Гр} \delta \Omega \sigma}{d^3 kT}, \quad (4.5)$$

где $D_{Гр}$ — коэффициент зернограничной диффузии; δ — эффективная толщина межзеренной границы. Аналогично предыдущему случаю при

фиксированных размерах зерен и температуре здесь также должна наблюдаться линейная зависимость $\dot{\epsilon}$ от σ . Однако (также аналогично предыдущему случаю) если в процессе деформации происходит изменение размеров зерен, то линейность нарушается и зависимость $\dot{\epsilon}_{\text{диф}}$ от σ принимает степенной характер $\dot{\epsilon}_{\text{диф}} \sim \sigma^m$ с показателем $m \approx 5,5$ [272, 325].

Для механизма деформации, обусловленного вращением зерен; $\dot{\epsilon}_{\text{вр}}$, согласно [272], имеем

$$\dot{\epsilon}_{\text{вр}} = \frac{64\Omega D_{\text{Гр}}}{\mu k T d^2} \sigma^2, \quad (4.6)$$

где μ — модуль сдвига. Как видно из (4.6), при деформации, связанной с относительным вращением зерен, связь $\dot{\epsilon}_{\text{вр}}$ и σ носит нелинейный характер.

Скорость суммарной деформации $\dot{\epsilon}$, обусловленной всеми перечисленными механизмами, равна

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{\text{рек}} + \dot{\epsilon}_{\text{ск}} + \dot{\epsilon}_{\text{диф}} + \dot{\epsilon}_{\text{вр}}. \quad (4.7)$$

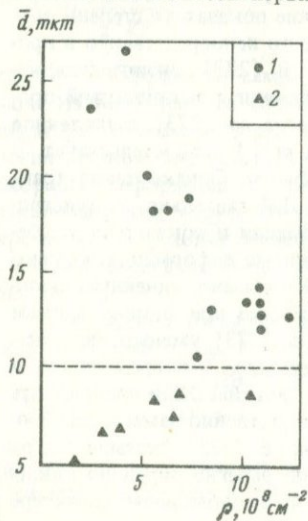
Численные значения многих входящих в соотношения (4.3)–(4.6) параметров известны недостаточно точно. В связи с этим рассчитать суммарную величину $\dot{\epsilon}$, а также оценить относительный вклад в $\dot{\epsilon}$ различных механизмов деформации затруднительно. Поэтому при обсуждении вопроса о доминирующем механизме деформации используются косвенные данные. К таковым в первую очередь относятся структурные особенности деформированных областей, которые совершенно определено указывают на развитие в экспериментальных и природных образцах описанных механизмов деформации [179, 187, 272, 273, 291]. Определенная информация может быть получена также в результате эмпирического определения показателя степенной зависимости $\dot{\epsilon} \sim \sigma^m$. Полученные при этом результаты являются, однако, в значительной степени дискуссионными. В экспериментах [187] было выявлено резкое уменьшение показателя степени m — от значения $\gtrsim 3$ до $\gtrsim 1$. Уменьшение имело место непосредственно в процессе перестройки кристаллической решетки. В [273] аналогичные изменения также, по-видимому, совпадали по времени с активизацией процессов превращения или рекристаллизации. Согласно [273], выявленное автором уменьшение значений показателя до $m \approx 1$ свидетельствует о развитии зернограничного скольжения и диффузии. Однако такая трактовка встречает серьезные возражения [325]. Действительно, зарегистрированные в [273] изменения скорости деформации и показателя m убедительно свидетельствуют об изменении механизма деформации. Однако характер этого изменения не ясен. Как было показано, линейный характер зависимости $\dot{\epsilon}$ от σ должен наблюдаться только при фиксированном характерном размере зерен \bar{d} . В то же время в [273] уменьшение показателя m до значений $m \approx 1$ были зарегистрированы непосредственно в период развития рекристаллизации. При этом должны были происходить изменения характерного размера зерен и соответственно замена линейного характера зависимости $\dot{\epsilon}$ от σ на степенной. В [325] указывается на то, что подобное уменьшение значений m было зарегистрировано лишь на некоторых образцах, и делается вывод о незакономерном характере

такого изменения. Результаты более поздней работы [187], где также наблюдалось уменьшение значений показателя степени m , дают основание не согласиться с выводом [325]. Возможное объяснение зарегистрированных изменений показателя степенной зависимости $\dot{\epsilon} \sim \sigma^m$ приводится ниже.

Значительно более определено в пользу доминирующей роли механизмов межзеренного скольжения и диффузии и относительного вращения зерен свидетельствуют данные о структуре палеосдвиговых зон. Согласно приведенным ранее описаниям альпийских зон надвигов, преимущественная ориентировка кристаллической решетки наблюдается у прошедших перекристаллизацию зерен среднего размера $d \leq 30-50$ мкм. Она не наблюдается ни у первичных неизмененных зерен размером $\approx 10^3$ мкм, ни у ультрамилонитов с размерами зерен $\bar{d} \leq 10$ мкм [225]. В то же время представляется очевидным, что ультрамелкозернистые милониты прошли промежуточную стадию рекристаллизации со средним размером зерен и с развитой преимущественной ориентацией. По-видимому, такая ориентация была разрушена в процессе последующего проскальзывания и взаимного вращения зерен ультрамилонита. Согласно результатам анализа структуры кварцитового милонита [179], резкое изменение характера деформации происходит при уменьшении размера зерен $\bar{d} \leq 10$ мкм. Для зерен большего размера характерно увеличение плотности дислокаций с уменьшением размера. При меньших значениях \bar{d} характер зависимости резко меняется. Плотность дислокаций уменьшается с уменьшением размеров зерен и соответственно с увеличением скорости и величины деформаций (рис. 4.5), что отражает изменение механизма деформации.

Из сказанного следует, что тесная связь глубинных зон течений с процессами рекристаллизации и развитием специальных механизмов деформации, характерных для ультрамелкозернистых сред, представляется достаточно обоснованной. Однако ряд вопросов не имеют адекватного объяснения. Не ясен первичный механизм образования ультрамилонитовых зон. Оценки, основанные на эмпирической зависимости (4.3), приводят к выводу, что для образования ультрамилонитов требуются девиаторные напряжения в несколько сот мегапаскалей. Подобные значения представляются несколько завышенными. Учитывая это, а также ряд других соображений, в [291] предполагается, что при образовании милонитов может иметь место действие какого-то еще неучтенного в обсуждаемой модели механизма деформации.

Из приведенного обзора следует, что ни одна из предложенных моделей генезиса глубинных зон текучести не является достаточно общей. Каждая из них, как правило,



Из приведенного обзора следует, что ни одна из предложенных моделей генезиса глубинных зон текучести не является достаточно общей. Каждая из них, как правило,

Рис. 4.5. Зависимость плотности свободных дислокаций от размера зерен (по: [179])
1 - тектониты; 2 - милониты

базируясь на своем эмпирическом материале, основывается на той или иной отдельной, более или менее характерной стороне этого явления, как то: развитие в области сдвига подплавления, аномально высоких пластовых давлений флюида, значительной концентрации тектонических напряжений. Подобные проявления могут наблюдаться в отдельных областях, но объяснить на их основе столь широко распространенное явление, как генезис глубинных сдвиговых зон, вряд ли возможно. Для столь распространенного и единого в своих основных чертах явления представляется более естественным и наличие общего механизма генезиса, не предусматривающего в качестве обязательного условия развитие нехарактерных условий. Последние скорее должны проявляться как частные случаи этого общего механизма.

4.4. ОБЩАЯ МОДЕЛЬ ГЕНЕЗИСА ГЛУБИННЫХ СДВИГОВЫХ ЗОН

Основой предлагаемой общей модели генезиса глубинных сдвиговых зон является эмпирически установленная тесная пространственно-временная связь глубинных зон текучести и микроструктурных превращений. Эта связь не нашла адекватного отражения ни в одной из предложенных ранее моделей. По-видимому, их авторы предполагали, что развитие метаморфизма в окрестности сдвиговых зон является следствием развития здесь тектонических деформаций, и не допускали мысли о другом характере связи между этими явлениями.

Однако если в какой-либо области происходит активизация микроструктурного превращения, то фронт распространения такого превращения в силу аномального изменения физических свойств слагающего его вещества становится механически ослабленным. Вдоль охваченного превращением слоя под действием внешних тектонических напряжений наиболее легко могут осуществляться относительные подвижки прилегающих толщ. Вследствие падения предела прочности вещество такого слоя легче разрушается, чем окружающий материал, т.е. слой становится потенциально сейсмогенным. Возможен и несколько другой механизм роста сейсмичности — вследствие разрушения жестких включений из не претерпевающих превращение структур, заключенных в "обмягченную" при превращении матрицу. Слой, охваченный превращением, должен являться также более или менее выраженным волноводом сейсмических волн. Повышенная скорость диффузии, развивающаяся в этом слое, наряду с возможными флюидными потоками может приводить к заметным изменениям его химического состава.

Таким образом, в рамках предложенной модели генезис глубинных сдвиговых зон оказывается обусловленным сочетанием двух широко распространенных факторов: изменение термодинамических условий, приводящее к активизации превращений, и существование соответствующей системы тектонических напряжений. При этом естественным образом объясняются основные характерные черты глубинных сдвиговых зон. С одной стороны, они достаточно широко распространены и обладают значительным единообразием в своих структурных и эволюционных проявлениях, с другой — эти зоны приурочены к областям тектонической активизации, т.е. расположены именно там, где есть основания предпо-

лагать наличие изменяющихся во времени термодинамических условий и значительных тектонических напряжений.

Предложенная модель генезиса глубинных сдвиговых зон на качественном уровне достаточно хорошо согласуется с широким набором эмпирических данных. Ниже приводятся некоторые количественные сопоставления этой модели с эмпирическим материалом.

Расчет реологических характеристик модели. Как уже обсуждалось в предыдущих главах, реология области, охваченной твердотельными превращениями, описывается соотношением (3.7), во многом аналогичном уравнению движения вязкой жидкости: $\dot{\epsilon} = R (\Delta V/V) (\dot{\epsilon} II) \sigma$.

Эффективная вязкость ν такого слоя определяется выражением

$$\nu = \frac{1}{R} \frac{V}{\Delta V} \frac{I}{\dot{\epsilon}}. \quad (4.8)$$

Используя это соотношение, можно оценить скорость v и амплитуду δL смещения тектонического покрова, в основании которого лежит слой активизированного твердотельного превращения:

$$v = (\sigma_{\tau} \delta h) / \nu \quad (4.9)$$

$$\text{и} \quad \delta L = \nu t, \quad (4.10)$$

где σ_{τ} — действующие вдоль слоя сдвиговые тектонические напряжения; δh — мощность слоя, охваченного превращением; t — время активизации данного превращения.

Оценим входящие в (4.8)–(4.10) параметры. Средняя скорость твердотельного метаморфического превращения в литосфере определяется характерным временем релаксации возникающих в процессе превращения тепловых возмущений и упругих напряжений.

Пренебрежем, как это обычно делается при решении задачи Стефана [265], упругой составляющей. Характерное время τ релаксации тепловых возмущений, вызванных активизацией плоского слоя твердотельного превращения, описывается соотношением

$$\tau = \left[\frac{Q \rho (\partial \epsilon)^{1/2}}{2q(\gamma \rho g - \beta)} \right]^2, \quad (4.11)$$

где Q — удельная теплота превращения; ρ — плотность; $\partial \epsilon$ — температуропроводность; q — теплопроводность; $\gamma = (\partial T / \partial P)_{\phi}$ — наклон фазовой кривой данного превращения; g — ускорение свободного падения; $\beta = \partial T / \partial h$ — геотермический градиент.

Согласно приведенным в [265] оценкам, время τ для основных полиморфных превращений в земной коре и верхней мантии составляет порядка 10^6 лет. Учет вероятного конвективного флюидного теплоотвода от области превращения [152] должен уменьшить эту оценку. Для дальнейших расчетов примем $\dot{\epsilon} \sim 1/\tau = 10^{-6} - 10^{-5}$ лет $^{-1}$.

Оценим предел текучести I . Для процессов, протекающих в геологическом масштабе времени, величина I весьма неопределенна и не может быть получена на основании имеющихся лабораторных экспериментов. Учитывая приближенный (по порядку величины) характер проводимой оценки и широкое развитие в горных породах пластических деформа-

ций, положим $I = \sigma_T \approx 30$ МПа. Согласно приведенным в [129, 272] экспериментальным данным, при $\sigma_T \ll I$ эффективная величина коэффициента R возрастает примерно на порядок. Положим $R \approx 10$. Принимая теперь $\Delta V/V \approx 10\%$, получаем из (4.8) оценку эффективной вязкости слоя твердотельного превращения $\nu \approx 10^{21} - 10^{22}$ П. Такая оценка существенно меньше средней вязкости вещества литосферы [17, 47, 100]. В связи с этим наличие слоя активизированного твердотельного метаморфического превращения может (при достаточной мощности этого слоя) существенно сказаться на характере тектонических движений.

Оценим мощность слоя, охваченного превращением. В невозмущенном равновесном состоянии мощность слоя твердотельного превращения равна нулю. Активация превращения может быть обусловлена изменениями эффективного давления (например, вследствие вариации тектонических напряжений) или изменением химического состава и давления флюидов. Возмущения, обусловленные вариациями температуры, по-видимому, несущественны, так как изменения температуры во всей толще литосферы должны протекать существенно медленнее установления теплового равновесия на границе превращения. Описать процесс активизации твердотельного превращения в литосфере вследствие изменения состава или (и) давления флюида в настоящее время не представляется возможным. Поэтому ограничимся рассмотрением наиболее простого, но, по-видимому, распространенного случая активизации твердотельного превращения при возмущении эффективного давления на величину δP_0 .

Новое равновесное положение границы превращения соответствует глубине h . Величину смещения границы $\delta h = h - h_0$ легко определить из следующих соотношений:

$$\delta P = \rho g \delta h, \quad \delta T = \beta \delta h, \quad \delta P_0 = \delta P - \delta T/\gamma. \quad (4.12)$$

Откуда получаем

$$\delta h = \gamma \delta P_0 / (\gamma \rho g - \beta). \quad (4.13)$$

Итак, в рассматриваемом случае "мгновенной" кинетики из-за низкой теплопроводности земных недр весь слой мощностью δh в течение времени, сравнимого со временем релаксации τ , будет охвачен превращением. Этот процесс будет продолжаться до тех пор, пока новая граница не станет равновесной границей раздела фаз. Допуская характерные для глубоких частей коры и верхней мантии параметры $\gamma \approx 50^\circ\text{C}/\text{км}$, $\beta \approx 12 - 18^\circ\text{C}/\text{км}$, $\delta P_0 \approx 50$ МПа [48, 128, 152], получаем $\delta h \approx 2 - 3$ км. Подставляя полученную оценку δh в (4.9), имеем $\nu \approx 0,2 - 3$ см/год. Полагая теперь характерное время развития процесса метаморфизма равным $t \sim 10^7$ лет, получаем из (4.10) оценку амплитуды смещения тектонического покрова $\delta L \approx 20 - 300$ км [129].

Полученные оценки скоростей и амплитуд перемещения тектонических покровов по порядку величины согласуются с приведенными ранее эмпирическими данными. Такое согласие свидетельствует о важности учета трансформационной сверхпластичности при анализе динамики и генезиса глубинных зон текучести.

Для сравнения проведем оценку скорости деформации по механизму структурной сверхпластичности. Положим мощность слоя $\delta h = 3$ км, харак-

терный размер зерен $d = 2$ мкм, сдвиговые напряжения $\sigma_{\tau} = 30$ МПа, $T = 600$ °С. Отсюда, используя результаты расчетов [288], получаем характерную скорость деформации в таком слое $\sim 10^{-15}$ с⁻¹, что примерно на порядок меньше характерных крипповых смещений вдоль приповерхностных разломов и деформации складкообразования осадочных толщ [152]. На основании этой оценки получаем, что характерная скорость смещения вдоль слоя прилегающих толщ стабильных крупнозернистых фаз составляет $\sim 10^{-1}$ мм/год. При оценке амплитуды смещения тектонического покрова следует иметь в виду, что деформация, обусловленная структурной сверхпластичностью (остаточной мелкозернистостью среды), вообще говоря, не прекращается с завершением метаморфических превращений. Интервал времени действия механизма структурной сверхпластичности оценим величиной $\sim 10^7 - 10^8$ лет. Отсюда амплитуда смещения тектонического покрова составляет порядка 1–10 км. Таким образом, вклад структурной сверхпластичности в развитие зон текучести представляется второстепенным по сравнению с трансформационной сверхпластичностью. Следует, однако, отметить приближенный характер обеих приведенных оценок. Ошибки и в том и в другом случае могут составлять до порядка величины.

В свете сказанного находит свое объяснение наблюдавшаяся в ряде экспериментов и вызвавшая активную дискуссию [187, 273, 325] линейная зависимость скорости деформации природных образцов от приложенного девиаторного напряжения. Связь деформации, обусловленной трансформационной сверхпластичностью, и приложенного напряжения носит линейный характер. Такая зависимость имела место при твердотельном превращении серпентинита [187]. Однако вклад трансформационной сверхпластичности в суммарную деформацию зависит от относительного изменения параметров кристаллической решетки (в частности, изменения удельного объема $\Delta V/V$) в процессе превращения. Поэтому в экспериментах [273], где изучались процессы, протекающие с малой величиной $\Delta V/V$, вклад трансформационной сверхпластичности должен быть существенно меньше. Механизм трансформационной сверхпластичности оказывался доминирующим только в отдельных экспериментах. Именно в таких случаях и должна наблюдаться близкая к линейной эмпирическая связь скорости деформации и приложенного напряжения.

Вопрос о взаимосвязи эффектов трансформационной и структурной сверхпластичности возникает также в связи с рассмотрением дальнейшей эволюции однажды возникшей глубинной сдвиговой зоны. Образовавшаяся в результате превращения мелкозернистая среда вследствие избытка энергоемких нарушений кристаллической структуры метастабильна. По мере прекращения твердотельного превращения должно происходить укрупнение зерен и залечивание ослабленной зоны. Однако при определенных условиях мелкозернистая структура может сохраняться. Замедлению процесса залечивания способствуют девиаторные напряжения, приводящие к развитию рекристаллизации с сохранением относительно малого размера зерен. При этом создаются условия, благоприятствующие развитию описанных механизмов деформации, обусловленных малостью размеров зерен. В результате такого процесса образовавшийся первоначально на границе твердотельного превращения слой милонита может быть уже не связан с современным положением границ фаций метаморфизма. Эволюция слоя мило-

нита заканчивается по достижении минимальных температур, при которых еще возможна эффективная рекристаллизация. Согласно приведенным данным, такая температура примерно соответствует 300 °С.

Сопоставление с сейсмическими данными. В разд. 3.4 дана оценка изменения скоростей и поглощения продольных упругих волн в процессе микроструктурного превращения. Для сопоставления этих модельных представлений с данными о параметрах слоев пониженных скоростей сейсмических волн в коре и мантии Земли оценим мощность такого аномального слоя. Согласно полученной оценке, мощность слоя, активированного микроструктурным превращением, составляет $\delta h = 2-3$ км. Поскольку во всем объеме этого слоя происходит процесс превращения вещества, этот слой должен характеризоваться пониженными скоростями сейсмических волн. Однако мощность слоя пониженных скоростей, вообще говоря, должна превышать толщину слоя, непосредственно охваченного превращением. Так, согласно экспериментальным данным [10, 84], понижение скоростей упругих волн начинается примерно на 50 МПа раньше, чем происходит фазовое превращение. Принимая это значение для δP , из соотношения $\delta P = \rho g \delta h$ получим, что в литосфере слой пониженных скоростей сейсмических волн примерно на 3 км шире, чем активированный слой. Таким образом, суммарная мощность волновода

$$H = 2\delta h_1 + \delta h \quad (4.14)$$

составляет 5–6 км, что хорошо согласуется со средней мощностью слоев пониженных скоростей в литосфере орогенных областей, которая, по данным подборки [71], составляет 8 км. Однако толщина некоторых таких слоев существенно меньше и составляет первые километры и даже доли километра. С повышением детальности сейсмических исследований доля таких слоев, по-видимому, возрастает. Генезис подобных структур может быть связан как с развитием локальных твердотельных превращений, приуроченных к сдвиговым флюидонасыщенным зонам, так и с другими механизмами. К последним относятся, например, горизонты аномальной трещиноватости или слабометаморфизованных осадочных пород с малыми скоростями распространения сейсмических волн.

Перейдем к сопоставлению расчетных и наблюдаемых характеристик изменения скоростей и поглощения сейсмических волн. Учитывая, что строение литосферы более сложно: в ней следует ожидать развитие ослабленных зон различного генезиса, резкую смену горных пород разного состава и т.п., будем опираться в основном на данные о строении верхней мантии.

В обобщающей работе [252] все сейсмические разделы в верхней мантии подразделяются на три типа. К первому типу относятся границы, на которых происходит фазовое превращение одного из компонентов вещества мантии. Ко второму типу относятся химические границы, обусловленные изменением валового химического состава. Границы третьего типа связаны с химическими реакциями между различными компонентами горной породы. Отнесение данной сейсмической границы к одному из трех типов является сложной и для многих сейсмических границ окончательно нерешенной задачей.

Как было показано, величина аномалии упругих свойств на границах фазовых переходов сильно зависит от характера кинетики превращения и частоты упругих колебаний ω . Наибольшая величина аномалии достигается при мгновенной кинетике ($r \rightarrow \infty$) или при малых частотах ω . Быстрая кинетика перехода характерна для сейсмических границ первого типа. Здесь следует ожидать появления волновода и более сильного поглощения высокочастотного компонента волны V_p . Однако если за время прохождения сейсмических волн релаксация внутренних напряжений не происходит, то величина аномалии волн V_p в этом случае должна быть сравнительно невелика и составлять не более 10%. Несколько больших аномалий можно ожидать в условиях подплавления, приводящего к уменьшению времени релаксации локальных напряжений τ_σ . К некоторым сейсмическим разделам в верхней мантии сверху примыкают слои пониженных скоростей. Величины аномалий в этих слоях обычно составляют единицы (не более десятка) процентов [50, 71, 138, 222] и согласуются с приведенной теоретической оценкой.

Аномально высокое поглощение высокочастотного компонента волны V_p было зарегистрировано в астеносфере на глубинах 80–130 км [24, 68] и вблизи границы 400 км [309]. По-видимому, высоким поглощением выделяется также область непосредственно вблизи границы на глубине 650 км [259]. Таким образом, имеющиеся данные о характере поглощения продольных волн вблизи границ фазовых переходов в верхней мантии согласуются с результатами приведенного теоретического расчета.

В случае вялой кинетики фазового превращения (малые значения коэффициента r) величина аномалии упругих свойств на границе фазового превращения существенно меньше. Инертный характер кинетики наиболее вероятен при сложных химических реакциях, протекающих между различными компонентами горной породы. В этом случае кинетика превращения определяется необходимостью значительного перераспределения атомов между компонентами горной породы. Отсюда можно сделать заключение, что соответствующие таким превращениям сейсмические границы в характерном частотном диапазоне сейсмических колебаний, по-видимому, неотличимы от контактных границ второго типа. Различие между ними может проявляться в области длиннопериодных собственных колебаний Земли.

В связи с обсуждением вопроса о возможной фазовой природе сдвиговых зон⁴ в недрах земли определенный интерес представляют данные о температурном режиме областей распространения отражающих структур в литосфере [241, 319].

Температуры верхней и нижней границ областей распространения отражающих структур составляют 350–400 и 800–900 °C соответственно. Представляется обоснованным предположить, что выделенные сейсмическими методами мелкомасштабные отражающие структуры в нижней части коры являются аналогами милонитовых зон малой протяженности. Верхняя граница соответствует возможности реализации превращения с участием флюида. При температурах выше 800–900 °C наличие флюида не существенно и приуроченность зон превращений к локальным областям флюидопереноса исчезает. При промежуточных температурах реакция контролируется как P , T -условиями, так и присутствием флюида. В этом

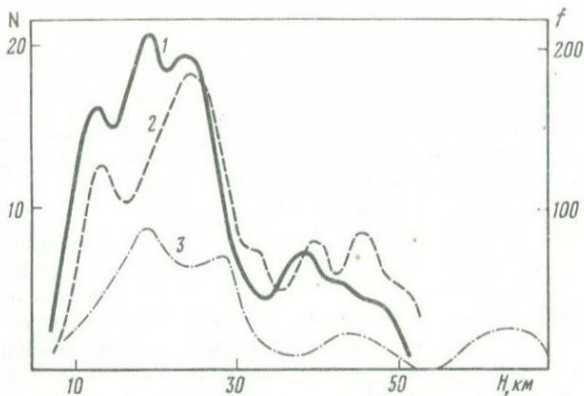


Рис. 4.6. Распределение слоев пониженных скоростей сейсмических волн по глубине
 1 — число слоев пониженных скоростей; 2 — суммарная интенсивность этих слоев [71]; 3 — число слоев пониженных скоростей (по: [134])

случае выделяемые в литосфере сейсмические границы могут состоять из отдельных, малых по размеру отражающих элементов. Подобного рода структуры наблюдаются в действительности [138, 226].

Отметим что из обсуждаемой модели следует приуроченность волноводов к определенным глубинам.

Волноводы должны регистрироваться преимущественно на глубинах, соответствующих характерному положению наиболее распространенных в литосфере превращений. На рис. 4.6, по данным подборки [71], приведено распределение числа волноводов с глубиной. Там же показана зависимость от глубины суммарной интенсивности слоев пониженных

скоростей. Интенсивность определялась как $f(H) = \sum_{i=1}^n \Delta \bar{v}_i$, где n —

число слоев в данном глубинном интервале толщиной 2 км; $\Delta \bar{v}_i$ — средняя аномалия скорости в i -м слое. Для сравнения на том же рисунке показана зависимость числа слоев пониженных скоростей от глубины, по данным [134]. В обобщающей работе [134] рассматриваются результаты сейсмических исследований территории СССР. В [71] приводится подборка мировых данных о строении орогенов. Таким образом, фактические данные, использованные в работах [71, 134], перекрываются незначительно. Все три приведенные на рис. 4.6 кривые имеют существенно немонокотный характер зависимости от глубины. Положения максимумов, несколько отличающиеся на разных кривых, тяготеют к глубинам 10–14, 18–20, 26–30 и 40–50 км. По данным [134], намечается также максимум на глубине около 60–70 км. Согласно выводам [165], к близким глубинам 9–13, 22–27 и 40–45 км приурочены горизонты прерывания (выполаживания?) глубинных разломов. Анализ последней сводки данных о слоях пониженных скоростей сейсмических волн на территории СССР [70] позволяет уточнить ряд моментов. Минимум скоростей приурочен, как правило, к нижней границе волновода.

Средняя мощность волноводов составляет около 7 км. В тектонически молодых складчатых областях волноводы более резко выражены, а их характерная мощность на 2–3 км больше, нежели в более древних. При этом распределения числа волноводов по глубине различаются для разных типов тектонических структур и, как правило, характеризуются рядом четко выраженных максимумов. Последнее наряду с достаточно многочисленными примерами выявления в одном и том же районе нескольких волноводов свидетельствует в пользу множественности ослабленных горизонтов в земной коре и в верхней мантии. Приведенные данные находят естественную интерпретацию в рамках обсуждаемой модели, предсказывающей как множественность ослабленных горизонтов в литосфере, так и их приуроченность к определенным глубинам. В заключение отметим определенное различие в традиционной и в следующей из обсуждаемой модели трактовке термодинамического режима регионов, в литосфере которых выделены слои пониженных скоростей. Согласно традиционной трактовке, наличие таких слоев является указанием на повышенные глубинные температуры данного региона. Согласно развиваемой модели, наличие таких слоев указывает на изменение термодинамических условий данного региона, приведшее к активизации того или иного превращения. Таким образом, слои пониженных скоростей могут наблюдаться и при относительно низкотемпературных, но обязательно динамических, тектонических режимах.

Следовательно, рассмотренная модель генезиса глубинных сдвиговых зон как качественно, так и количественно достаточно хорошо согласуется с разнообразными геолого-геофизическими данными.

Глава 5

ГЛУБОКОФОКУСНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И СЕЙМОТЕКТОНИКА МАНТИЙНЫХ ЧАСТЕЙ ЗОН СУБДУКЦИИ

Происходящие в мантии Земли процессы, как правило, не поддаются экспериментальному наблюдению. Единственным исключением являются глубокофокусные землетрясения, или в более широком смысле — мантийные сейсмотектонические процессы. Эти процессы обладают рядом особенностей, непонятных с точки зрения традиционных представлений о свойствах вещества в условиях высоких давлений и температур. Глубокофокусные землетрясения происходят в зонах Беньофа, где погружающиеся литосферные плиты постепенно разогреваются и сжимаются под действием более высоких давлений. По мере погружения вещество плиты испытывает давления и температуры, при которых в нем происходит микроструктурное превращение. Один и тот же элемент плиты может неоднократно испытывать такие превращения, находясь на разных глубинах. В процессе микроструктурного превращения вещество плиты проявляет аномальные свойства, что, на наш взгляд, и определяет специфику сейсмотектонических процессов в зонах субдукции. Обсуждению этих вопросов посвящена данная глава.

5.1. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЗОН ГЛУБОКОФОКУСНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

В настоящее время считается установленной тесная связь глубокофокусной сейсмичности с зонами субдукции.

Согласно сейсмическим данным, очаги глубокофокусных землетрясений располагаются внутри высокоскоростных погружающихся плит [198, 225, 303, 307]. Эта закономерность справедлива также и для землетрясений двойной сейсмофокальной зоны, расположенной в интервале глубин 50–200 км. Например, согласно данным [255], выделяемая по характеру прохождения сейсмических волн верхняя граница погружающейся плиты в Японской зоне субдукции проходит на несколько километров выше двойной сейсмофокальной зоны.

Над погружающейся литосферной плитой располагается мантия островодужного блока, характеризующаяся низкими скоростями сейсмических волн и высокой электропроводностью [217, 247]. Такие параметры мантии обычно связывают с дегидратацией пород погружающейся океанической плиты. Выделяющиеся при этом летучие вещества поступают в перекрывающий зону субдукции клин островодужной верхней мантии, где вызывают уменьшение скоростей сейсмических волн и рост электропроводности. При этом, согласно оценкам [228], лишь около 10% летучих выбрасывается в процессе островодужного вулканизма. Большая их часть накапливается в верхней мантии. Магмообразование связывается с пересечением летучими в процессе их подъема кривой влажного солидуса [128, 306]. Таким образом, развитие вулканизма островных дуг объясняется не столько повышенной температурой их недр, сколько высокой насыщенностью флюидами. Связь вулканических проявлений с определенными глубинами залегания зон субдукции (рис. 5.1) объясняется дегидратацией на данных глубинах ряда наиболее распространенных водосодержащих минералов погружающейся плиты. В частности, наиболее характерное положение вулканического фронта, соответствующее глубине зоны субдукции около 100 км, связывается с дегидратацией амфиболита. Согласно [128, 247, 251], дегидратация погружающейся плиты проходит ряд этапов. Основной объем флюидов выделяется при дегидратации амфиболита, флогопита, серпентинита. Большая часть выделившегося при этом флюида сравнительно быстро покидает плиту и внедряется в вышележащую мантию. Меньшая — задерживается в плите и отделяется на больших глубинах. Согласно [252], на глубинах около 300–400 км должна происходить реакция гидратации форстерит + вода \rightarrow энстатит + плотный гидросиликат. Наличие сколь-либо значительного количества свободного флюида в зонах Беньюфа на глубинах более 350 км представляется маловероятным.

При исследовании природы глубокофокусной сейсмичности традиционно и вполне обоснованно значительное внимание уделяется изменениям сейсмичности с глубиной. Всеми авторами отмечается существенно немонотонный характер зависимостей числа землетрясений и выделенной сейсмической энергии от глубины. Вид этих зависимостей отличается в разных районах, однако отчетливо проявляются и общие закономерности. На рис. 5.2 приведены зависимости от глубины числа сильных землетрясений мира и выделенной ими энергии за 1904–1977 гг. Там же представлены распределения от глубины числа землетрясений мира разной магни-

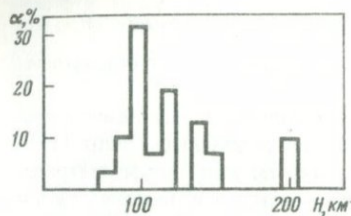


Рис. 5.1.

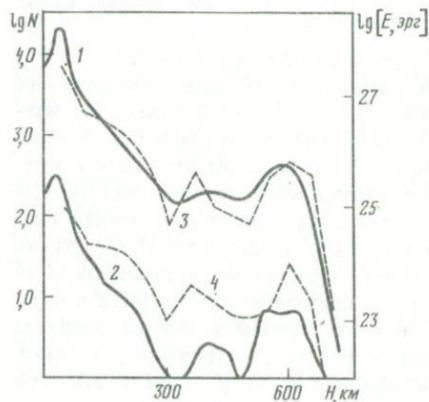


Рис. 5.2.

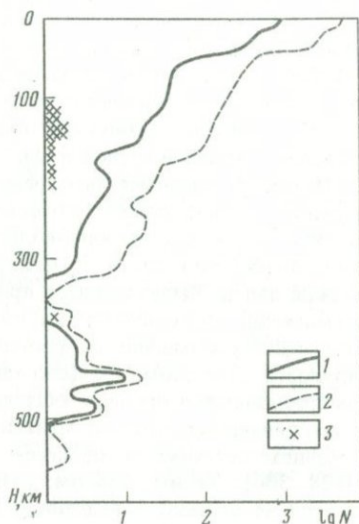


Рис. 5.3.

Рис. 5.1. Распределение числа вулканических построек в зависимости от глубины нижележащей зоны Беньофа для области изоглубин наиболее интенсивного вулканизма (по: [215])

Рис. 5.2. Распределение мировой сейсмичности по глубине

1, 2 — число землетрясений с $m_B \geq 4$ и $m_B \geq 6$ за 1964–1980 гг. [314]; 3, 4 — выделенная сильными землетрясениями сейсмическая энергия за 1904–1974 гг. и число очагов с $M \geq 7$ соответственно [167].

Рис. 5.3. Распределение по глубине числа землетрясений Камчатки

1, 2 — события с магнитудой $m_B \geq 4,1$ и $m_B \geq 3,1$ соответственно; 3 — положение вулканов в проекции на медиану сейсмофокальной зоны [153]

туды за время после начала функционирования мировой сети сейсмических станций 1964–1980 гг. Из рис. 5.2 видно, что выделяются два четко выраженных максимума числа сильных землетрясений, расположенные на глубинах 350–400 и 500–650 км. Аналогичный характер имеет зависимость от глубины суммарного сейсмического момента [211]. Анализ региональной сейсмичности [162, 216] свидетельствует как о значительном разнообразии сейсмичности различных регионов, так и о существовании зон преимущественного молчания. Зоны молчания располагаются на глубинах 40–70, 280–310, 430–480 км и разделяют упомянутые максимумы сейсмичности. В качестве примера региональной зависимости сейсмичнос-

ти от глубины на рис. 5.3 приведен график числа землетрясений Камчатки. Сравнение рис. 5.2 и 5.3 выявляет общую закономерность. Максимумы числа землетрясений значительно более четко проявляются по данным о сильных землетрясениях.

Рассмотрим несколько подробнее характеристики очагов глубокофокусных землетрясений. Верное в целом положение о сдвиговом характере движений в очагах требует определенного уточнения. Согласно современным представлениям, модель точечного двойного диполя ограничено применима для описания сейсмических событий. Действительно, как следует из модельных экспериментов [117], излучение от сдвигового разрыва может заметно отличаться от предсказываемого этой моделью. Отличия могут быть обусловлены отрывом бортов трещины при движении, разрушением и разуплотнением вещества в области подвижки, криволинейностью поверхности смещения. Естественно, не все эти процессы реализуются в очагах глубоких землетрясений. В частности, образование трещин в условиях высоких давлений нереально, тогда как другие причины отклонений вполне возможны.

Для мелких землетрясений характерны отклонения, соответствующие увеличению объема очаговой области [163, 245]. Для землетрясений с глубиной очага 50–300 км трудно выделить доминирующую тенденцию, хотя события с увеличением объема очаговой области, по-видимому, более характерны [212, 211]. Согласно тем же данным, для глубоких очагов более типичен компонент сжатия. Отметим, однако, что вклад недипольной составляющей фокальных механизмов обычно не превышает 10–20% от сдвиговой. Процент очагов с доминирующим недипольным компонентом мал.

Вопрос о сдвиговом характере движений в очагах глубоких землетрясений имеет и другой аспект. Общепринято, что приповерхностные землетрясения отвечают подвижкам вдоль протяженных механически ослабленных сдвиговых зон. Аналогичная закономерность, по-видимому, характерна и для глубоких землетрясений. Квазиплоское пространственное расположение групп близких глубоких землетрясений неоднократно отмечалось разными авторами [210, 267, 323]. Наиболее полно этот вопрос освещен в работе [213]. Так, исследование взаимного расположения глубоких очагов Тонга, происшедших в окрестности сильных землетрясений с известными фокальными механизмами, показало, что гипоцентры выделенных таким способом групп глубоких землетрясений тяготеют к некоторым поверхностям. Вдоль этих поверхностей ориентирована одна из нодальных плоскостей фокальных механизмов сильных землетрясений. Природа выявленных глубинных квазиразломных сейсмогенных зон дискуссионна. Очевидно, однако, что при высоких давлениях эти структуры не могут быть аналогичны приповерхностным плоским зонам хрупкого разрушения. Действительно, детальные исследования взаимного расположения афтершоков глубоких землетрясений [321], показали, что гипоцентры очагов, расположенные не далее 20 км от основного толчка, распределены сферически изотропно. Только на больших удалениях возникает тенденция группирования очагов в квазиплоскую зону. Приведенные данные указывают на значительную мощность сдвиговой сейсмогенной зоны. Учитывая, что ошибки в определении положений гипоцентров должны приводить к

увеличению области изотропного распределения, мощность сдвиговых глубинных зон можно грубо оценить в 20–30 км.

Значительный интерес представляет вопрос о напряжениях, действующих в очагах глубокофокусных землетрясений. Согласно данным различных авторов [368, 324, 210, 269], величины сброшенных при глубоких землетрясениях напряжений варьируют в широких пределах: 10^3 – 10^8 Па. Более определенное значение 70 ± 15 МПа приведено в [210]. Для оценки действующих в области очага напряжений воспользуемся результатами расчетов равновесия плит под действием тектонических напряжений [108]. Согласно этим расчетам, основную роль в равновесии плит играет баланс сил затягивания в желоб отрицательной плавучестью и трения плиты о мантию. Величины развивающихся в глубинных частях зоны Бенюфа напряжений получаются при этом не более 100–300 МПа. К меньшим значениям приводят оценки сжимающих напряжений, действующих между погружающейся плитой и островодужным блоком. Согласно [183], расчет механического равновесия островодужных блоков зон Бенюфа Марианской и Тонга приводит к оценке действующих в верхней части зоны субдукции напряжений 16 ± 7 и 22 ± 10 МПа соответственно.

Еще одной важной характеристикой происходящих в очаге процессов является скорость подвижки. Для глубоких землетрясений эти скорости достаточно велики и достигают 10^2 см/с [66, 109]. Примерно с такими же скоростями происходят подвижки и в очагах мелких землетрясений.

Завершая обзор основных эмпирических данных о глубокофокусной сейсмичности, заметим, что любая модель этого явления должна объяснить следующие его характерные особенности: расположение очагов в теле погружающейся плиты, сдвиговый характер фокальных механизмов, малость сбрасываемых при землетрясении напряжений и сравнительно высокую скорость подвижки в очаге, существенно немонотонную зависимость сейсмичности от глубины.

5.2. АНАЛИЗ МОДЕЛЕЙ ГЛУБОКОФОКУСНОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Приведенные характеристики глубоких землетрясений в целом значительно отличаются от характеристик приповерхностных очагов, реализующихся в процессе образования разломов и сдвигов по ним. Однако применение аналогичного механизма для объяснения глубокофокусных землетрясений встречается с серьезными трудностями. Полученные оценки напряжений, действующих в очагах глубоких землетрясений, слишком малы для возникновения разломов и сдвигов по ним в условиях высоких давлений. Согласно экспериментальным данным [63, 110], напряжения, необходимые для образования в породе трещин, даже при нормальных условиях имеют порядок 10^2 МПа, а с повышением давления быстро возрастают. Кроме того, для преодоления сухого трения при проскальзывании даже по готовому разлому в случае глубоких землетрясений потребовались бы огромные сдвиговые напряжения порядка 10 ГПа [141]. Указанные трудности устраняются в случае существования между бортами разлома слоя смазки с малой эффективной вязкостью. Предложено несколько вариантов такой смазки.

Вода и другие летучие, по-видимому, тесно связанные с генезисом промежуточной сейсмичности, вряд ли играют существенную роль в очагах

4071

глубоких землетрясений. Как было показано в разд. 5.1, дегидратация наиболее распространенных водосодержащих компонентов погружающейся литосферы происходит в верхних 150–200 км при температурах 400–800 °С, а высвобождающаяся вода легко покидает плиту и внедряется в вышележащую мантию островодужного блока. С прогрессирующей дегидратацией хорошо коррелирует падение сейсмической активности с глубиной в интервале 100–300 км (см. рис. 5.2 и 5.3) и уменьшение числа активных вулканических построек, соответствующих этому интервалу глубин зон Беньофа (см. рис. 5.1). Основным неводным источником флюида является CaCO_3 , разлагающийся на CaO и CO_2 при температурах 1000 °С [169]. Однако кальциты входят преимущественно в состав осадочного чехла, породы которого, по-видимому, не проникают на значительные глубины [161].

Из сказанного следует, что нет оснований предполагать сколь-либо заметного содержания свободных флюидов в погружающихся плитах на глубинах более 300–350 км. Во всяком случае, влиянием летучих трудно объяснить максимумы сейсмичности в интервалах 350–400 и 500–600 км (см. рис. 5.2). Более того, влияние свободных флюидов на уровень сейсмичности далеко не ясен. Например, можно ожидать довольно высокое давление флюида в значительной части верхней мантии островодужного блока. Однако вся эта область, включая границу плита–мантия, начиная с глубин 50–70 км, асейсмична. Отсюда следует, что само по себе наличие флюидного компонента не является достаточным условием генезиса землетрясений. Более детально вопрос связи промежуточной сейсмичности и флюидного режима рассматривается ниже.

В работе [221] развита идея о подплавлении вещества в плоскости разлома. С энергетической точки зрения такой процесс возможен, но для его реализации, т.е. для превращения энергии упругих деформаций в тепло, необходимы перемещения, сопровождающиеся диссипацией упругой энергии. Следовательно, в условиях больших глубин, когда сдвиг по сухому разлому невозможен, этот механизм может действовать лишь после того, как в плоскости разлома возникает пластическое течение, обусловленное иными причинами. Согласно [266], легкость подвижки в очагах глубоких землетрясений обуславливается развитием неустойчивой ползучести. Суть этого предположения заключается в том, что в обычных условиях неупругие деформации твердого тела приводят к его упрочнению из-за образования в нем различного рода нарушений кристаллической структуры и их взаимодействия. В условиях высоких температур земных недр вследствие отжига таких нарушений не образуется, вещество не упрочняется, а рост температуры, обусловленный диссипацией энергии деформирования, создает условия, способствующие ускорению деформации.

Описанные модели достаточно правдоподобны. К тому же они могут действовать последовательно: вначале развивается неустойчивая ползучесть, затем происходит подплавление в плоскости скольжения. Однако, позволяя в принципе объяснить генезис сдвиговой подвижки в условиях высоких давлений, обсуждаемые модели плохо согласуются с геофизическими данными. Реализация описанного механизма представляется наиболее вероятной в областях максимальных сдвиговых деформаций и температур. К таковым в первую очередь относится верхняя граница погружающейся

плиты. Однако, начиная с глубин 50–70 км, эта граница, по-видимому, асейсмична. Развитие лавинообразного подплавления в холодных, существенно менее деформированных внутренних областях плиты представляется еще менее вероятным. Кроме того, обсуждаемые модели не объясняют концентрации землетрясений на определенных глубинах.

Модель глубинной сейсмичности, предложенная Андерсоном [171], основана на предположении о химической природе сейсмических границ раздела в мантии. Из-за разности плотностей вещества выше и ниже границы раздела она превращается в барьер, затрудняющий проникновение погружающейся плиты в нижние горизонты мантии. В области границы плита интенсивно деформируется и разрушается, что и является причиной повышенной сейсмичности на соответствующих глубинах. Согласно обсуждаемой модели, роль основных барьеров играют границы 230 и 670 км. Верхнюю границу пересекают только старые, холодные и вследствие этого содержащие тяжелый эколгит плиты. Граница 670 км предполагается непроницаемой для всех плит. Данная модель объясняет существование двух максимумов сейсмичности и согласуется с выводом [227] о преобладании в очагах глубоких землетрясений сжимающих напряжений, ориентированных примерно по падению плиты. Однако исходные положения модели не подтверждаются дальнейшими исследованиями. В работах [248, 283] было показано, что эта модель не согласуется с петрологическими данными. Не подтвердилось также предположение о непроницаемости границы 670 км для погружающихся плит. Данные [198] свидетельствуют о проникновении литосферных плит до глубин по крайней мере 1000 км.

Перейдем теперь к обсуждению моделей, связывающих генезис глубоководных землетрясений с процессами фазовых превращений. Важным обстоятельством, способствующим развитию этих моделей, является связь положения максимумов сейсмичности с глубинами основных фазовых превращений вещества мантии. В самом деле, максимумы глубоководной сейсмичности приурочены к глубинам 350–400 и 500–650 км. На этих же глубинах расположены границы основных фазовых превращений вещества погружающейся плиты: оливин \rightarrow β -фаза и β -фаза \rightarrow шпинель \rightarrow постшпинель соответственно. Такое сопоставление с современной точки зрения является лишь первым приближением, не учитывающим более детальные данные о распределении глубоководной сейсмичности, о характере и последовательности превращений. Учитывая важность вопроса, рассмотрим его подробнее.

При описании вероятного характера и последовательности фазовых превращений вещества погружающейся плиты будем основываться на обобщающей работе [283] с учетом последующих уточнений, внесенных рядом авторов [76, 78, 249, 251, 252]. Согласно [283], погружающаяся плита состоит из тонкого слоя базальта мощностью 5–6 км, подстигаемого слоями гарцбургита 20–30 км, лерцолита около 10 км и обедненного пиролита до 50 км. Нижние три слоя представлены в основном оливинами, пироксенами и гранатами и отличаются их относительным содержанием. Основным компонентом (более 60%) является оливин, превращающийся на глубине 350–410 км в β -фазу, которая в интервале 480–550 км переходит в шпинель и затем, на глубине около 650 км, превращается в постшпинелевую

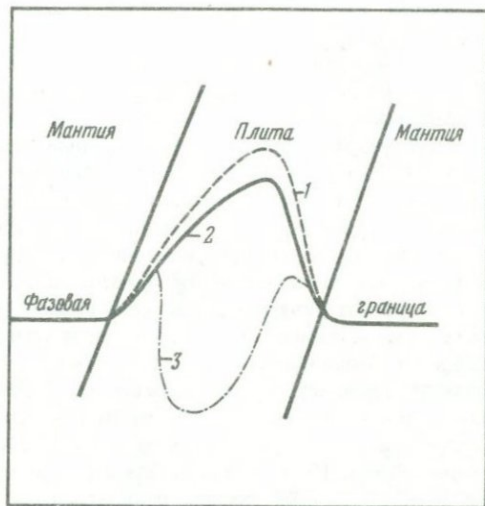


Рис. 5.4. Форма фазовой границы в погружающейся плите при $(dP/dT)_\phi > 0$

1 — равновесное положение фазовой границы; 2 — предполагаемое реальное положение границы раздела фаз; 3 — граница раздела фаз в случае сильнонеравновесного характера превращения

фазу. Предполагается, что превращения оливин \rightarrow β -фаза и β -фаза \rightarrow γ -шпинель занимают значительный интервал глубин вследствие крутого наклона фазовой кривой $(\partial P/\partial T)_\phi$. В этом случае при больших различиях температуры в центре плиты и на ее границах равновесное давление фазового перехода существенно изменяется. Так как наклон фазовой кривой для этих превращений положительный, равновесная фазовая граница в плите имеет форму вала, наиболее приподнятая часть которого соответствует холодным внутренним областям плиты (рис. 5.4). Значительно хуже известны параметры фазового перехода γ -шпинель \rightarrow постшпинель. В работе [283] как наиболее вероятный рассматривается случай нулевого наклона фазовой кривой. Другими авторами иногда рассматриваются два альтернативных варианта — с положительным и отрицательным наклоном фазовой кривой [77].

Согласно [283 и др.], к наиболее важным превращениям в группе пироксенов и гранатов следует отнести образование граната в широком интервале глубин от 200 до 550 км, а также ильменита и перовскита на глубинах около 600 км. При этом размытый по глубине переход пироксен \rightarrow гранат в зависимости от содержания Al_2O_3 будет смещаться к глубине 200 км при высокой концентрации Al_2O_3 или к глубине 550 км при низкой концентрации.

Существенно иная последовательность превращения свойственна базальтовой океанической коре. В интервале глубин до 100 км происходит эклогитизация базальтовых и амфиболитовых комплексов. Несколько ниже 100 км кварц переходит в коэзит, а затем на глубине 300 км в стишовит.

На больших глубинах вещество океанической коры превращается в перовскит, ильменит и ряд других фаз.

Приведенное описание происходящих в плите твердотельных превращений является упрощенным, отвечающим идеализированным условиям превращений и обедненному модельному составу плиты. Учет более сложного характера химического состава плиты, например анализ системы $MgO-FeO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$, приводит к появлению значительного числа новых фазовых границ [76–78]. Традиционные границы разделов превращаются при этом в достаточно протяженные по глубине области со многими границами твердотельных превращений (рис. 5.5). Из-за недостаточной экспериментальной обоснованности приведенные в [78] фазовые диаграммы следует рассматривать как качественные, указывающие на сложный характер и многовариантность микроструктурных превращений вещества земных недр. В частности, из этих диаграмм следует более сложная, чем предполагали ранее, внутренняя структура зон Беньофа.

Большинством авторов в значительной степени бездоказательно принимается, что форма фазовых границ в зонах субдукции незначительно отличается от равновесной. Иную позицию занимают авторы [250, 305], предполагающие резкое различие формы равновесной и реальной фазовых границ. Согласно этим авторам, фазовые превращения в плите сильно заторможены и в холодных внутренних частях плиты граница раздела фаз располагается значительно ниже своего равновесного положения. В частности, предполагается, что фазовая граница оливин \rightarrow β -фаза, слегка поднимаясь вверх вблизи более разогретых верхней и нижней границ плиты, в ее холодной средней части значительно опускается (см. рис. 5.4). Глубина опускания границы тем больше, чем толще плита и чем ниже температура внутри плиты. Существующие данные о характере кинетики твердотельных превращений не позволяют решить вопрос о степени отклонения реального положения границы от равновесного. В связи с этим попытаемся решить вопрос о форме границы раздела фаз из анализа имеющихся геофизических данных.

В работах [108, 208] показано, что одна из основных сил, действующих на плиты, обусловлена их отрицательной плавучестью в зонах Беньофа. Согласно [293], избыточная плотность плиты в основном связана с различием уровня фазовых границ в погружающейся плите и в мантии. Таким образом, фазовые границы в плите, в частности одна из основных границ раздела оливин \rightarrow β -фаза, должны быть выгнуты вверх, т.е. их форма не должна сильно отличаться от равновесной.

Еще один аргумент в пользу валообразной формы границы раздела фаз дает следующее рассуждение. Считается, что старые плиты более толстые и холодные. В этом случае, согласно модели [250, 305], менее плотная в центральной части плиты метастабильная фаза должна опуститься значительно ниже равновесной границы раздела фаз. При этом возрастает плавучесть плиты и соответственно уменьшается скорость субдукции. Эмпирически выявленная закономерность имеет противоположный характер [229].

На существование валообразной формы границы раздела фаз указывают также сейсмические данные [298, 246, 285]. В этих работах на глубинах 300–400 км в погружающихся плитах выявлены области аномально высо-

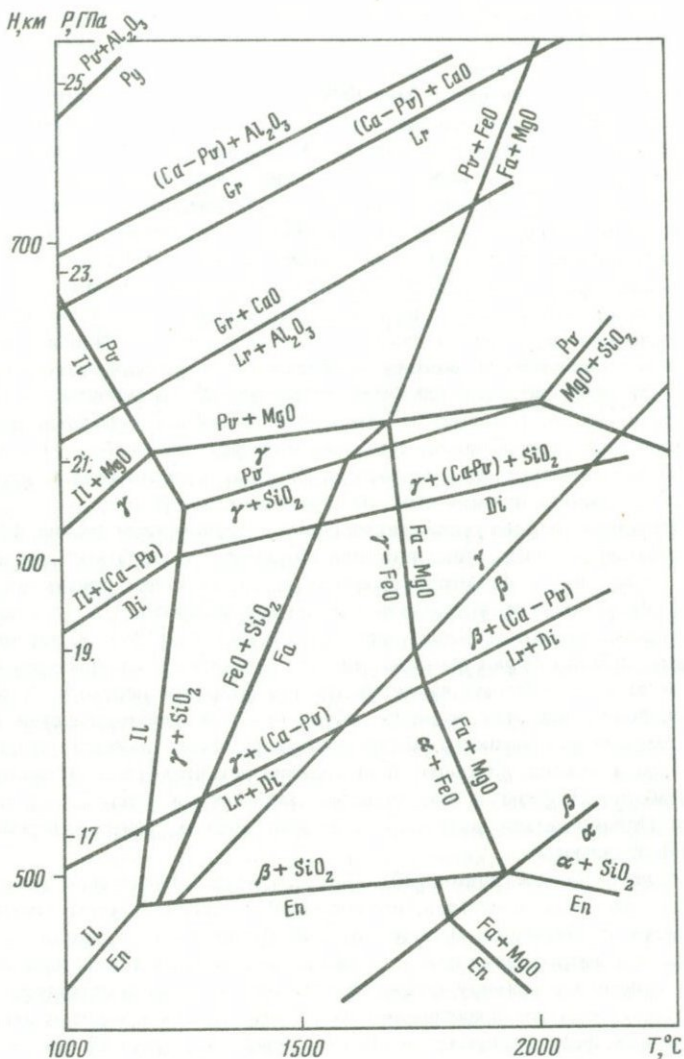


Рис. 5.5. Схема минеральных равновесий в системе $MgO-FeO-CaO-Al_2O_3-SiO_2$ в переходной зоне мантии [78]

Fa — фаялитовая шпинель; $(Ca-Pv)-CaSiO_2$ — перовскит; Di — диопсид; Lr — ларнит; Pv — пироп; Gr — гроссуляр; Il — ильменит; Pv — перовскит; En — энстатит; α, β, γ — полиморфные модификации Mg_2SiO_4 .

ких скоростей сейсмических волн, а также обнаружены сейсмические границы, располагающиеся в плитах выше, чем в окружающей мантии.

Интересные данные получены в [246], согласно которым граница, расположенная в мантии на глубине 650 км, поднимается в плите до глубин примерно 600 км. Это означает, что соответствующее твердотельное превращение имеет крутой положительный наклон фазовой кривой. Обычно эту границу связывают с переходом γ -шпинель \rightarrow постшпинель.

Проведенные данные свидетельствуют о сравнительно небольших отклонениях реальных границ раздела фаз в плите от их равновесных положений. При дальнейшем рассмотрении в качестве первого приближения для границ раздела фаз в плите будем исходить из их равновесного положения.

Из изложенного следует, что и более детальный анализ положения фазовых переходов в погружающихся плитах подтверждает наличие корреляции между основными зонами превращений и максимумами сейсмичности. Так, учет сложного химического состава плиты выявляет ее тонкую структуру, но не приводит к заметному смещению основных областей твердотельных превращений. Кинетический фактор, вообще говоря способный значительно сместить границы фазовых превращений от их равновесных положений, по-видимому, не играет заметной роли.

Корреляция максимумов сейсмичности с положением границ фазовых превращений, а также расположение гипоцентров глубоких землетрясений в теле плиты, естественно, объясняется наличием причинной связи между фазовыми превращениями и землетрясениями. На возможность такой связи указывал Бриджмен еще в 1945 г. [186]. К настоящему времени предложен ряд моделей генезиса глубоких землетрясений, основным элементом которых является процесс фазового перехода. Характерной особенностью этих моделей, обусловленной необходимостью объяснять прерывистый характер сейсмического процесса, является предположение о затягивании фазового превращения во времени, с образованием метастабильной фазы и последующей мгновенной реализацией превращения. Однако детали такого процесса в понимании разных авторов существенно отличаются.

В моделях первой группы [207, 250, 305] используются свойства диффузионных фазовых переходов, протекающих со значительным изменением плотности и энтальпии. В этих моделях предполагается, что в процессе погружения литосферной плиты ее вещество в исходной фазе низкого давления пересекает границу фазового равновесия. Если температура плиты достаточно мала, то превращение на границе не происходит и вещество в исходной фазе проникает в область термодинамической устойчивости новой фазы. Проникновение продолжается до тех пор, пока P, T -условия данного участка плиты не достигнут границы критической области, где реализуется процесс превращения. Преобразование исходной метастабильной фазы в новую фазу высокого давления происходит достаточно быстро. При этом значительная часть выделяющейся в процессе превращения энергии излучается в виде сейсмических колебаний. Например, согласно оценкам [250], энергии, выделяемой при превращении $0,01 \text{ км}^3$ базальта в эклогит, достаточно для генерации землетрясения с магнитудой 7,5. Описанный вариант модели не объясняет сдвигового характера смещений в очагах глубоких землетрясений, так как представляется очевидным, что первые

4071

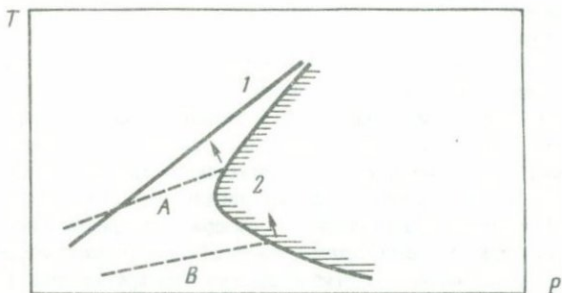


Рис. 5.6. Схема термодинамических условий генезиса глубокофокусного землетрясения [305]

1 — линия фазового равновесия; 2 — критическая область быстрой кинетики фазового превращения; A, B — высокотемпературная и низкотемпературная геотермы соответственно. Стрелки — направления эволюции P, T -условий в процессе фазового перехода

вступления от очага, испытавшего мгновенное изменение объема, должны быть одного знака.

Более разработанный вариант той же модели предложен в работе [305]. Предполагается, что фазовое превращение, начавшееся на границе критической P, T -области, не вызывает лавинообразного превращения, если обусловленные начавшимся переходом изменения P, T -условий выводят рассматриваемый материальный объем за пределы критической области. Геотерма A на рис. 5.6 отражает этот случай. Лавинообразное превращение возможно тогда, когда возникающие изменения P, T -условий способствуют более глубокому проникновению системы в критическую область. Геотерма B (см. рис. 5.6) соответствует этому случаю. Авторы предполагают, что область фазового превращения вследствие увеличения плотности и выделения тепла фазового перехода локально сильно разогрета и находится при меньшем давлении, чем окружающая мантия. Последние два фактора и обуславливают возможность развития сдвиговой подвижки в этой области. Во многом аналогичные соображения изложены в работе [312].

Рассмотренная модель, по нашему мнению, встречается с рядом серьезных трудностей. Нет оснований полагать, что фазовые переходы диффузионного типа, сопряженные со значительной перестройкой кристаллической решетки, могут протекать с субзвуковыми скоростями, как это предполагается в обсуждаемых работах. Известно, что максимальные зарегистрированные скорости смещения фазовых границ при таких переходах составляют не более 10^2 см/с [73]. При таких скоростях смещения фазовых границ доля энергии, выделяемой в виде сейсмических колебаний, должна быть существенно меньше, чем предполагается в работах [77, 250]. Наиболее сильное возражение вызывает предположение об образовании в результате превращения локальной области низких давлений. Изменения плотности в процессе перехода, по-видимому, достаточно быстро компенсируются сопровождающими превращение интенсивными пластическими деформациями. Кроме того, как видно из рис. 5.6, значительное понижение давления, необходимое для образования сдвиговой подвижки при

высоких давлениях, выводит систему из критической области и превращение прекращается.

Вторая группа моделей базируется на специфических свойствах мартенситных бездиффузионных, сдвиговых фазовых переходов [284]. Переходы этого типа характеризуются изменением формы кристаллов при сравнительно малом изменении объема и большой, сравнимой со звуковой, скоростью движения фазовой границы [73]. Эти черты качественно совпадают с рассмотренными характеристиками очагов глубоких землетрясений. Но этим, по-видимому, и исчерпываются аргументы в пользу данной модели. Более детальный анализ ее применимости для объяснения глубоких землетрясений сталкивается с рядом трудностей. Как упоминалось ранее, максимумы сейсмичности в верхней мантии приурочены к границам превращений, протекающих с большими (около 10%) изменениями плотности. Такие изменения заметно превышают значения, характерные для переходов мартенситного типа. Кроме того, согласно полученным в последние годы экспериментальным данным, кинетика основных фазовых переходов в условиях мантии Земли должна носить существенно диффузионный характер [219]. Во всяком случае, трудно ожидать возникновения мгновенной, единообразной сдвиговой деформации в сколь-либо значительном объеме сложного по составу поликристаллического вещества.

Завершая рассмотрение основных существующих моделей очагов глубоких землетрясений, отметим следующее.

Модели со смазкой объясняют сдвиговый характер движений в очаге, но не раскрывают приуроченности максимумов сейсмичности к глубинам фазовых превращений.

Модели, основанные на фазовых переходах, естественным образом связывают очаги землетрясений с этими глубинами и объясняют расположение гипоцентров землетрясений в теле погружающейся плиты, но не раскрывают ни сдвигового характера движений, ни малости сбрасываемых напряжений в очаге землетрясения.

Очевидно, что оптимальная модель, удовлетворяющая всем основным эмпирическим данным об очагах глубокофокусных землетрясений, должна объединять положительные стороны обоих рассмотренных типов моделей. Возможное решение проблемы, по нашему мнению, лежит в учете реологических свойств вещества при фазовых переходах.

5.3. МОДЕЛЬ ОЧАГА ГЛУБОКОФОКУСНОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Рассмотрим однородное по химическому составу твердое макроскопическое тело, находящееся в поле внешних негидростатических напряжений. Пусть внутри тела проходит фазовая граница, отделяющая друг от друга две полиморфные модификации. При достаточно высокой температуре, когда процесс превращения не заторможен, изменение термодинамических условий вызовет квазиравновесное перемещение фазовой границы. Согласно [128], в обезвоженных силикатах такой процесс имеет место при температурах $T \gtrsim 800-900$ °С. Так как вещество в процессе фазового перехода становится более пластичным, то по мере смещения границы раздела фаз действующие на ней скальвающие напряжения будут сниматься посредством пластических деформаций. Очевидно, что происходящее

при этом постепенное перераспределение напряжений не должно приводить к землетрясениям. Этот случай соответствует рассмотренному в работе [100]. Возможность значительных смещений вдоль движущейся границы твердотельного превращения под действием крайне низких, порядка 10 КПа, девиаторных напряжений экспериментально показана в работе [290].

Если же температура тела невысока и твердотельное превращение заторможено, то изменение P, T -условий приводит к образованию метастабильной фазы. Ее превращение в стабильную модификацию может происходить скачкообразно, точнее, в виде быстрых лавинообразных процессов. Примеры развития скачкообразного режима твердотельных превращений и иногда возникающей при этом сдвиговой неустойчивости описаны многими авторами [123, 164, 240, 250 и др.]. При этом внешние условия изменяются медленно и равномерно. Необходимым условием возникновения скачкообразного режима твердотельного превращения при отсутствии быстрых изменений внешних условий является существование положительной обратной связи между скоростью превращения \dot{c} и концентрацией новообразующей фазы c . Такая связь имеет место, если образующаяся новая фаза путем локального изменения термодинамических условий и параметров превращения оказывает каталитическое воздействие на скорость реакции. Наиболее простое уравнение, описывающее лавинообразный процесс, имеет вид

$$\dot{c} = a + bc, \quad (5.1)$$

где положительные коэффициенты a и b зависят от термодинамических условий и параметров превращения. Выражения для коэффициентов a и b можно получить из более общего кинетического уравнения для скорости превращения (1.3). При этом следует учесть изложенные в предыдущем разделе геофизические данные, согласно которым отклонение действительного положения фазовой границы от равновесного невелико. Полагая на этом основании термодинамическую силу реакции, т.е. разность химических потенциалов взаимопревращающихся фаз ΔG , малой величиной, упростим соответствующий член в (1.3):

$$1 - \exp[-\Delta G/(RT)] \approx \Delta G/(RT).$$

После этого (1.3) примет вид

$$\dot{c} = \frac{R_0}{hN_0} \Delta G \exp\left[-\frac{\Delta E - T\Delta S + P\Delta V}{RT}\right] (1 - c), \quad (5.2)$$

где Δ обозначает разность соответствующих физических величин в активированном и метастабильном состояниях при заданных P и T . Так как физические параметры, характеризующие систему, зависят от ее состояния, в частности от концентрации в ней новой фазы, то можно ограничиться рассмотрением лишь начального этапа превращения метастабильной фазы.

Для этого, воспользовавшись малостью концентрации c , следует положить правую часть (5.2) в ряд по степеням c и ограничиться членами первого порядка. Из сравнения полученного соотношения \dot{c} (5.1) можно найти выражения для коэффициентов a и b . Однако числовые значения

входящих в эти выражения физических величин, особенно производных по концентрации, известны очень плохо или вообще неизвестны. Поэтому рассчитать условия возникновения автокаталитического лавинообразного превращения в минералах при P, T -условиях мантии Земли в настоящее время не представляется возможным.

Приведенные рассуждения исходили из представления об отсутствии быстрых изменений внешних термодинамических условий в зонах Беньофа. Действительно, такие внешние факторы, как давление и температура, изменяются в зонах Беньофа достаточно медленно. Поэтому их изменения без автокаталитического эффекта самого твердотельного превращения не могут приводить к внезапному росту скорости превращения. Иное дело — возможные вариации напряженного состояния. Так, в работах [178, 85] отмечались признаки сравнительно высокочастотных вариаций скорости субдукции, которым должны соответствовать одно-временные изменения напряженного состояния. Быстрые изменения напряженного состояния могут приводить систему в область быстрой кинетики (см. разд. 1.7) и тем самым инициировать импульсы твердотельных превращений. Кроме того, изменение негидростатической компоненты напряжений приводит к изменению численных значений большинства входящих в соотношение (5.2) параметров, что влияет на кинетику процесса. Теоретически этот вопрос исследован слабо, но имеются экспериментальные данные, указывающие на сильное влияние негидростатических напряжений на скорость твердотельных превращений [73].

Из изложенного следует, что фазовые превращения в зонах Беньофа могут происходить дискретно, в виде внезапных скачков. Однако отсюда еще не следует сдвиговый характер возникающих при этом деформаций. Согласно изложенному ранее, в процессе микроструктурных превращений вещество становится более пластичным. При этом охваченная превращением область в реологическом отношении ведет себя аналогично жидкости с эффективной вязкостью (см. гл. 3):

$$\nu = \frac{1}{R} \frac{V}{\Delta V} \frac{I}{\dot{c}}, \quad (5.3)$$

Снова рассмотрим случай тонкой плоской фазовой границы, активизированной переходом, и оценим скорость относительного смещения вдоль границы прилегающих к ней блоков стабильных фаз. Эта скорость определяется выражением (см. гл. 4)

$$v = \sigma \delta h / \nu. \quad (5.4)$$

Подставляя (5.3) в (5.4), имеем

$$v = R (\sigma / I) (\Delta V / V) \dot{c} \delta h. \quad (5.5)$$

Пусть фазовый переход происходит за время τ . Тогда $\dot{c} \approx 1/\tau$ и $\delta h \approx v_{\phi} \tau$, где v_{ϕ} — характерная скорость смещения фазовой границы в процессе превращения. Как и в предыдущей главе, положим $\sigma \approx I$, $\Delta V / V \approx 0,1$ и $R \approx 10$. При этих предположениях из (5.5) получим

$$v \approx v_{\phi}. \quad (5.6)$$

Таким образом, скорость смещения вдоль фазовой границы сравнима со скоростью перемещения границы раздела фаз в процессе превращения. Скорости смещения фазовых границ варьируют в широких пределах: для переходов со значительными изменениями объема они достигают 10^2 см/с [73, 119 и др.]; для переходов с малыми изменениями плотности могут приближаться к скорости звука. Эти значения достаточно хорошо согласуются со скоростями подвижки в очагах глубоких землетрясений, определенными по сейсмическим данным и составляющими $\leq 10^2$ см/с [66, 109, 324].

В рамках обсуждаемой модели представляется возможным оценить относительный вклад сдвиговых и объемных деформаций при глубоких землетрясениях. Скорость смещения материальных частиц, обусловленная изменением плотности при фазовом переходе и направленная по нормали к границе, примерно равна $(\Delta V/V)v_{\text{ф}}$. Сравнивая эту величину со скоростью тангенциальных смещений вдоль границы (5.6), получаем при принятых ранее предположениях, что объемный компонент деформации при глубоких землетрясениях составляет около 10% от сдвигового.

Завершая обсуждение модели глубоких землетрясений, отметим, что эта модель естественным образом связывает глубокофокусную сейсмичность с зонами субдукции, объясняет концентрацию очагов на определенных глубинах, соответствующих глубинам микроструктурных превращений вещества мантии, вскрывает физический механизм сдвигового характера движений в очаге и сравнительную малость сейсмогенных напряжений. Таким образом, эта модель удовлетворяет всем отмеченным ранее характерным особенностям глубокофокусной сейсмичности.

Описанную модель представляется возможным с незначительными изменениями распространить также и на область промежуточных землетрясений. Однако прежде чем перейти к обсуждению генезиса промежуточной сейсмичности, дадим обобщенную картину этого процесса.

Наиболее характерной чертой промежуточной сейсмичности является наличие двойной сейсмофокальной зоны, расположенной в интервале глубин примерно от 50 до 200 км¹ [205, 209, 224 и др.]. Согласно работе [62], положение двойной сейсмофокальной зоны соответствует геотерме 500–600 °С. Образование зоны связывается с охрупчиванием вещества погружающейся океанической плиты в процессе десерпентинизации, протекающей при температурах около 500 °С и несколько выше. Интенсивность сейсмического процесса наиболее велика у верхнего окончания двойной сейсмофокальной зоны. Ниже из мощной сейсмогенной области вытягиваются две субпараллельные, сравнительно тонкие, сейсмогенные плоскости, интенсивность сейсмического процесса на которых в среднем падает по мере их погружения. На глубинах около 200 км или несколько более сейсмоактивные плоскости, по-видимому, сливаются. Ниже тянется слабо-сейсмичная область, расположение которой примерно соответствует про-

¹ Приведенное описание основывается на данных по сравнительно немногочисленным детально исследованным зонам Беньофа. Вопрос, являются ли двойные сейсмофокальные зоны принадлежностью всех зон Беньофа, в настоящее время окончательно не решен.

должению осевой линии двойной сейсмофокальной зоны. Еще ниже, примерно в интервале 260–320 см, располагается выделенная Н.В. Шебалиным [162] область преимущественного молчания, маркирующая границу между промежуточными и глубокими землетрясениями. Для полноты описания промежуточной сейсмичности необходимо отметить, что анализ их фокальных механизмов указывает на тенденцию к преобладанию в них компоненты растяжения [211, 212 и др.].

Приведенные данные интересно сопоставить с результатами экспериментальных исследований процесса десерпентинизации при высоких давлениях [136]. В этой работе выявлено изменение наклона кривой десерпентинизации при давлениях чуть более 2 ГПа. Отсюда следует, что до глубин 70 км процесс десерпентинизации в зонах Беньофа протекает с поглощением скрытого тепла дегидратации и с уменьшением объема. Однако ниже этой глубины процесс должен протекать с увеличением объема. Обращают на себя внимание два обстоятельства. Во-первых, давление, при котором происходит изменение наклона кривой десерпентинизации, достаточно хорошо соответствует нижней границе высокосейсмичной области и началу двойной сейсмофокальной зоны. Во-вторых, увеличение объема в процессе десерпентинизации ниже 70 км ассоциируется с доминированием в очагах промежуточных землетрясений компоненты растяжения. Отметим, что связь промежуточной сейсмичности с процессом дегидратации, а не просто с наличием свободного флюида подкрепляется анализом геодинамики границы плита–мантия и мантии островодужного блока. Эти области также должны быть насыщены выделяющимся из зоны субдукции флюидом; однако процессов твердотельных превращений в них после достижения стационарного режима субдукции уже не происходит. Не регистрируются здесь и землетрясения.

Обсудим возможный механизм генезиса промежуточных землетрясений. Предположение о тепловой неустойчивости в данном случае не обосновано. В самом деле, в процессе дегидратации происходит не выделение, а поглощение тепла. Кроме того, начиная с глубины около 70 км, дегидратация протекает с увеличением объема. Следовательно, энергия PdV также не может способствовать развитию неустойчивости. Наоборот, оба перечисленных фактора препятствуют реализации лавинообразной стадии превращения. Причем стабилизирующее воздействие PdV начинает проявляться с глубины около 70 км и растет по мере увеличения давления. С ростом этого стабилизирующего фактора можно связать падение сейсмической активности в верхней части двойной сейсмофокальной зоны на глубинах 60–70 км и дальнейшее постепенное уменьшение сейсмичности зоны с глубиной. Дестабилизирующее влияние может оказывать только уменьшение эффективной энергии активации превращения при выделении летучего компонента. На возможность автокаталитического характера процесса дегидратации указывается рядом авторов [101, 136 и др.].

Изложенная модель описывает основные характерные черты промежуточной сейсмичности. Однако некоторые особенности этого процесса остаются вне рамок данной модели. К этим особенностям относятся: некоторая активизация сейсмичности на глубинах около 100 км и несколько более 200 км; сильноразмытые очертания облака гипоцентров у верхней границы двойной сейсмофокальной зоны; большой уровень сейсмичности

верхней части двойной сейсмофокальной зоны; выявление в ряде зон Беньофа различия в характере ориентации фокальных механизмов в верхней и нижней частях двойной сейсмофокальной зоны.

Некоторые из перечисленных особенностей находят довольно естественную интерпретацию в рамках обсуждаемой модели глубоких землетрясений. Так, активизация сейсмичности на указанных глубинах может быть обусловлена происходящими там твердотельными превращениями. Согласно [248, 283], на глубинах около 100 и 200 км происходят превращения кварц \rightarrow козсит и пироксен \rightarrow гранат соответственно. Расширение сейсмогенной области выше 50–60 км может быть связано с образованием эклогита. Однако все эти явления, по-видимому, накладываются на доминирующий процесс дегидратации. В связи с этим их более детальное рассмотрение затруднено. Другие упомянутые особенности промежуточной сейсмичности могут быть связаны не с характером генезиса механически ослабленных сейсмогенных структур, а с ориентацией поля напряжений [209]. Их интерпретация здесь не рассматривается.

В целом необходимо отметить существенное разнообразие процессов, приводящих к генезису промежуточных землетрясений по сравнению с глубокими. Последнее согласуется со значительно большей дисперсией таких параметров фокальных механизмов промежуточных землетрясений, как величина сброшенных напряжений, доля и знак объемной составляющей деформации и др. [210, 212, 213]. Большое разнообразие предполагаемых механизмов генезиса промежуточных землетрясений затрудняет и их более детальное рассмотрение. В дальнейшем ограничимся анализом глубокофокусной сейсмичности.

5.4. ПРИРОДА РАЗЛИЧИЯ СЕЙСМОГЕННЫХ И НЕСЕЙСМОГЕННЫХ ЗОН СУБДУКЦИИ

Важным критерием правдоподобия модели глубокофокусных землетрясений является ее способность объяснить существование сейсмогенных и несейсмогенных зон субдукции. В рамках обсуждаемой модели необходимым условием генезиса глубоких землетрясений является заторможенность процесса твердотельного превращения, приводящая к образованию метастабильной фазы. Заторможенность или равновесный характер превращений в погружающихся плитах в первую очередь обуславливается их температурой. Расчет температурного режима плиты, погружающейся в мантию под углом 45° со скоростью 8 см/год, показал, что в плите на глубине 350 км может сохраняться температура около 600°C , а на глубине 600 км — около 900°C . Эти оценки подтверждаются результатами интерпретации наблюдаемого поля скоростей сейсмических волн в зонах Беньофа. Таким образом, предполагаемые значения температуры в сейсмогенных частях зон Беньофа варьируют вблизи критического значения ($800\text{--}900^\circ\text{C}$), выше которого, согласно упомянутым ранее экспериментальным данным, фазовые превращения в силикатах не заторможены. Отсюда следует, что наличие или отсутствие землетрясений в данной погружающейся плите может обуславливаться ее температурой. Проверим это предположение.

Температура плиты в основном определяется скоростью ее погружения и толщиной. Отсюда следует, что должна существовать критическая ско-

рость субдукции, начиная с которой в плитах могут происходить глубоко-фокусные землетрясения. При меньших скоростях субдукции плиты успевают прогреться до температур, при которых метастабильной фазы не образуется, а следовательно, не должны происходить и землетрясения.

Для проверки этого предположения в табл. 5.1 сопоставлены скорости субдукции различных плит [87] и наличие землетрясений в них на разных глубинах [107]. Знак плюс в таблице означает, что в соответствующем интервале глубин землетрясения были зарегистрированы. Данные табл. 5.1 убедительно свидетельствуют о существовании критической скорости субдукции ~ 7 см/год для глубоких землетрясений. По данным той же табли-

Таблица 5.1

Зависимость сейсмичности зон Бенъофа от скорости субдукции и глубины

Район	Скорость субдукции, см/год [87]	Интервал глубин H , км			
		До 60	60–300	300–450	Ниже 450
Азорские острова	1,0	+			
Юго-Западная Атлантика	1,1	+			
Южный Сандвичев желоб	1,3	+	+		
Гибралтар	1,6	+			
Сицилия	2,3	+			
Острова Макуори	2,6	+			
Крит	2,6	+	+		
Мыс Горн	3,1	+			
Южная часть Новой Зеландии	3,5	+	+		
Малые Антильские острова	4,0	+	+		
Турция	4,3	+	+		
Тибет	4,5	+	+		
Иран	4,9	+	+		
Восточный Алеутский желоб	5,6	+	+		
Южная часть желоба Кермадек	5,8	+	+	+	
Северная часть Центрально-американского желоба	6,4	+	+		
Западный Яванский желоб	6,9	+	+		
Западный Алеутский желоб	7,0	+	+	+	
Восточный Яванский желоб	7,1	+	+	+	+
Курильский желоб	7,2	+	+	+	+
Центральноамериканский желоб	7,4	+	+		
Курильский желоб	7,5	+	+	+	+
Японский желоб	8,6	+	+	+	+
Панамский залив	8,3	+	+		
Японский желоб	8,6	+	+	+	+
Чилийский желоб	8,7	+	+		+
Северо-Перуанский желоб	8,8	+	+		+
Филиппинский желоб	9,5	+	+	+	+
Северная часть желоба Тонга	9,9	+	+	+	+

цы, для промежуточных землетрясений вероятно существование критической скорости субдукции около 3 см/год.

Использование более полных данных о распределении глубоких землетрясений (Мировой каталог, 1928—1984 гг.) позволяет провести детализацию данных в некоторых районах глубокофокусной сейсмичности. Особый интерес представляют результаты по Южной Америке и Испании. Рассмотрим сейсмичность этих районов подробнее.

Глубокофокусная сейсмичность в Южной Америке крайне неравномерно распределена вдоль желоба. При этом скорость-субдукции на всем протяжении зоны практически постоянна. Как показано в [322], пододвигающаяся плита разбита здесь рядом крупных разломных нарушений, вдоль которых произошли значительные смещения. Вследствие этого возникли резкие вариации возраста погружающейся плиты. Области развития глубокофокусной сейсмичности соответствуют участкам погружения наиболее старых блоков литосферы. В данном случае, при постоянной скорости субдукции, фактором, определяющим температуру плиты, является ее мощность. Толщина плиты H только в отдельных случаях может быть определена по фактическим данным. Обычно при ее оценке исходят из решения задачи о перемещении поверхности солидуса в процессе остывания плиты. Это решение имеет вид [146]:

$$H = a\sqrt{t} + b, \quad (5.7)$$

где t — геологический возраст данного участка литосферы; a , b — параметры, определяемые по реперным точкам.

Согласно [146], зависимость (5.7) хорошо отражает основную тенденцию изменения толщины океанических плит. Отсюда следует, что более старые и более толстые участки океанической литосферы будут прогреваться медленнее. При этом в них будут дольше сохраняться условия образования метастабильной фазы и могут происходить глубокие землетрясения, как это и имеет место в Южной Америке. Приведенное рассуждение подтверждается результатами [260, 322]. В этих работах было показано, что максимальная глубина землетрясений возрастает с геологическим возрастом погружающейся плиты.

Второе уточнение связано с глубокофокусными землетрясениями юга Испании, где в 1954 и в 1973 гг. были зафиксированы два толчка, прошедшие на глубинах 640 и 634 км. Других глубоких землетрясений в этом районе зарегистрировано не было, хотя по сейсмическим данным и выявлена высокоскоростная плита, наклоненная в северном направлении [299]. В настоящее время скорость субдукции в Средиземноморском бассейне составляет всего 1—3 см/год, что значительно меньше критической скорости субдукции ≈ 7 см/год. Таким образом, указанные два землетрясения являются исключением и не согласуются с выявленной эмпирической зависимостью. В качестве рабочей гипотезы можно предположить, что ранее (на первых этапах столкновения Африканской и Европейской плит) скорость субдукции была больше, в связи с чем в глубинных частях зоны Беньофа сохранилась сравнительно низкая температура.

В заключение отметим, что аналогичный вывод о зависимости процесса генезиса глубоких землетрясений от температуры приводится в [260], где на основании иных представлений получено, что землетрясения в плите

прекращаются, когда ее температура достигает 800 ± 100 °С. Указанные температуры хорошо согласуются с приведенным ранее значением пороговой температуры ($800\text{--}900$ °С), выше которого полиморфные превращения в обезвоженных силикатах не заторможены.

Полученный вывод требует определенного уточнения. В самом деле, известно, что ряд зон Беньофа на глубинах 300–400 км асейсмичны, хотя выше и ниже этого уровня регистрируется значительное число землетрясений. К таким зонам относятся Перуанская, Чилийская, а также, по-видимому, Иберийская, Новобританская, Соломоновых островов и северная оконечность Новозеландской зоны [128, 216].

Перерыв в сейсмичности может обуславливаться либо расчленением погружающейся плиты на отдельные сегменты, либо неразвитостью в соответствующих зонах Беньофа превращения оливин \rightarrow β -шпинель. Первое предположение не подтверждается фактическим материалом. Обсудим второй вариант объяснения.

Как отмечалось в разд. 5.1, превращение оливин \rightarrow β -фаза в присутствии более 4% воды не реализуется, так как оливин в этих условиях при меньших давлениях перерабатывается в энстатит и плотный гидросиликат. Таким образом, отсутствие землетрясений в интервале глубин, соответствующем переходу оливин \rightarrow β -фаза, может объясняться повышенным содержанием воды. Повышенная обводненность плиты до глубины 250–300 км создает условия для интенсивного выделения флюида из зоны субдукции на больших, чем обычно, глубинах. Возникающие при этом вулканические постройки также должны соответствовать более глубоким частям зон Беньофа. Данные о глубинах зон Беньофа под вулканами активных окраин [215] хорошо согласуются с высказанным предположением, что свидетельствует о правдоподобности предложенного механизма прерывания сейсмической активности на глубинах 300–400 км.

5.5. ГЛУБИННЫЕ КВАЗИРАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ И ЗАКОН ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Рассмотренная в предыдущем разделе модель глубокофокусных землетрясений органически связана с существованием в погружающихся литосферных плитах зон фазовых переходов. В силу специфических свойств вещества в процессе фазового перехода эти зоны являются механически ослабленными и в них концентрируются очаги глубокофокусных землетрясений. По аналогии с приповерхностными разломными зонами, характеризующимися повышенной сейсмичностью, глубинные зоны повышенной сейсмичности мы называем квазиразломными, хотя существование в них каких-либо реальных разломов и трещин мы не предполагаем. Известный интерес представляет определение более детального распределения квазиразломных зон по глубине. С этой целью мы воспользовались некоторыми характерными признаками квазиразломных зон и применили ряд методов, ранее не использовавшихся для решения этой задачи. Обсуждению методов, полученных результатов и вытекающих из них следствий посвящены данный и последующие разделы.

Описание сейсмичности общим числом землетрясений, зарегистрированных на соответствующей глубине, недостаточно точно отражает сейсмичес-

кий режим из-за трудностей регистрации более слабых событий. Выделяемая сейсмическая энергия определяется в основном сильнейшими землетрясениями, что может давать искаженную картину вследствие редкой повторяемости наиболее сильных событий и погрешностей в определении их магнитуды. По этой причине оптимальными для описания сейсмического режима являются характеристики, определяемые средними по силе событиями, надежно регистрируемыми и достаточно часто повторяющимися. В качестве таковых были выбраны параметры закона повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера. Как показали многочисленные исследования, это простое эмпирическое соотношение позволяет достаточно полно выделять вариации сейсмического режима в пространстве и во времени.

В работе [53] верхняя мантия была разделена по глубине на слои толщиной по 40 км и для каждого слоя были вычислены параметры графика повторяемости. Для уменьшения случайного разброса результатов вычисления производились для слоев, наполовину перекрывающих друг друга. При расчетах использовался Мировой каталог землетрясений Мирового центра данных Б2 за 1928—1980 гг., содержащий сведения о 33 тыс. глубоких и промежуточных землетрясений. Для большинства описанных в этом каталоге событий приводится только магнитуда, определяемая по объемным волнам. Известно, что эта шкала магнитуд характеризуется насыщением и вследствие этого неадекватно описывает наиболее сильные события [206]. Для коррекции насыщения известно несколько формул пересчета магнитуды [206, 232 и др.]. Нами расчеты проводились как без коррекции, так и с коррекцией по формуле, предложенной в работе [232].

Как показали результаты вычислений, введение коррекции не приводит к сколь-либо принципиальным изменениям. В то же время представляется, что расчет без применения коррекции обладает рядом преимуществ. Во-первых, устраняется доля субъективизма, неизбежного при выборе одной из формул коррекции. Во-вторых, коррекция магнитуд глубоких землетрясений по формуле, полученной в основном по данным о приповерхностных очагах, не представляется безупречной в логическом отношении. Наконец, в-третьих, что наиболее важно, применение коррекции приводит к возрастанию в конечном результате вклада от редких событий с максимальными магнитудами. Статистическая значимость соответствующих точек мала, что приводит к росту случайного компонента. Учитывая сказанное, ограничимся в дальнейшем обсуждении результатов расчета без применения коррекции.

Закон повторяемости землетрясений может быть записан в двух равносильных формах:

$$\lg N = a - bM, \quad (5.8)$$

где N — число землетрясений с магнитудами, превышающими M , и

$$\lg n = a' - b'M, \quad (5.9)$$

где n — число землетрясений с магнитудами, лежащими в интервале $M \pm \delta M$. В расчетах принималось $\delta M = 0,1$. Числовые параметры a , b и a' , b' определялись методом наименьших квадратов независимо для обеих форм записи закона повторяемости в каждом слое мантии толщиной

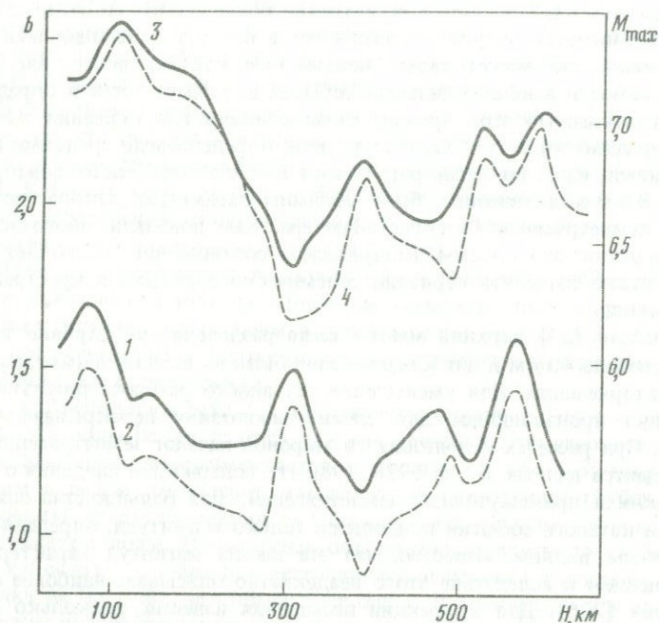


Рис. 5.7. Зависимость параметров графика повторяемости землетрясений от глубины H ; 1, 2 — расчет b и b' по формулам (5.8) и (5.9) соответственно; 3, 4 — расчет M_{\max} и M'_{\max} соответственно

40 км. Полученные зависимости параметров b и b' от глубины H показаны на рис. 5.7. Характерные среднеквадратичные погрешности определения параметров b и b' при достоверности 0,9 составляют 0,10 и 0,17 соответственно. Из рис. 5.7 следует, что вид зависимостей b и b' от глубины практически одинаков. Как и следовало ожидать из способа определения параметров, значения b несколько превышают значения b' . Характерной особенностью зависимостей $b(H)$ и $b'(H)$ является их немонотонность и наличие статистически значимых максимумов на глубинах 50–70, 300–320, 460–520 и 560–580 км. Первые три максимума хорошо согласуются с зонами пониженной сейсмичности, разделяющими области мелких, промежуточных и глубоких очагов [162]. Связь с сейсмическим режимом самого глубокого, четвертого, максимума будет рассмотрена несколько позже.

Согласно интерпретации параметра b , описанной в [170, 240] и успешно используемой в настоящее время [311], величина b численно близка к половине фрактальной размерности области, охваченной сейсмическим процессом. В рамках этой интерпретации предполагается, что характерное для форшоковой активности уменьшение значений b [258, 257] соответствует концентрации разрушений в окрестности плоскости подготавливаемого основного толчка. Рост значения b после землетрясения связывается с развитием нарушений, заполняющих весь сейсмогенный объем. Из рис. 5.7 следует, что для глубоких землетрясений максимумы в среднем соответ-

ствують значению $b \approx 1,5$, а минимумы — $b \approx 1$. При этом, согласно [46], выявленная закономерность не связана с изменением объема выборок с глубиной. Связывая по аналогии со сказанным значения параметра b с фрактальной размерностью сейсмического процесса, получаем, что в интервалах глубин, соответствующих максимумам числа землетрясений и выделенной сейсмической энергии, сейсмичность связана с существованием двумерных сейсмогенных неоднородностей. Между этими максимумами сейсмичность имеет менее регулярный, более равномерно распределенный по объему характер.

Наиболее естественным способом получения зависимости максимально возможной магнитуды землетрясений от глубины является использование данных о наиболее сильных событиях. Такой подход реализован в работе [145]. На примере Курило-Камчатского региона и Тихоокеанского сейсмоактивного пояса выявлена существенно немонотонная зависимость максимальной зарегистрированной магнитуды землетрясений от глубины. Однако такой подход, несмотря на осреднение использованных данных, довольно чувствителен к неточностям определения магнитуды и глубины отдельных сильнейших событий. Учитывая это обстоятельство, в работе [53] был использован иной подход, основанный на использовании закона повторяемости землетрясений.

Определим M_{\max} из соотношения

$$M_{\max} = a/b, \quad (5.10)$$

которое следует из (5.8) при формальном условии $N = 1$ при $M = M_{\max}$. Такое же соотношение для M'_{\max} получаем из (5.9). Поскольку закономерности (5.8) и (5.9) характеризуют сейсмический режим в среднем и не учитывают особенности повторяемости наиболее сильных землетрясений, полученные значения M_{\max} и M'_{\max} могут несколько отличаться от наибольшей магнитуды реально зарегистрированных землетрясений. Для рассматриваемой задачи такие различия не существенны.

На рис. 5.7 показаны вычисленные зависимости $M_{\max}(H)$ и $M'_{\max}(H)$ от глубины. Среднеквадратичные погрешности составляют 0,12 для M_{\max} и 0,19 для M'_{\max} . Из рисунка видно, что эти зависимости по характеру весьма близки друг к другу. Учитывая это, в дальнейшем будем говорить только о зависимостях $M_{\max}(H)$ и $b(H)$, подразумевая при этом также $M'_{\max}(H)$ и $b'(H)$. Полученная зависимость $M_{\max}(H)$, основанная на мировых данных, в основных чертах согласуется с региональными данными [145]. В обоих случаях наблюдается резко немонотонный характер зависимости от глубины, некоторое уменьшение максимально возможных магнитуд с глубиной и приуроченность максимумов зависимостей к интервалам глубин приблизительно 300–420 и 500–650 км. Сравнивая приведенные на рис. 5.7 зависимости $M_{\max}(H)$ и $b(H)$, видим, что области наибольших $M_{\max}(H)$ совпадают с горизонтами повышенной сейсмичности и с минимумами зависимости $b(H)$. Иными словами, наиболее сильные глубоководные землетрясения происходят на глубинах, характеризующихся повышенной плотностью очагов землетрясений в двумерных квазиразломных зонах. Полученная закономерность находится в полном соответствии с рассмотренной моделью глубоководных землетрясений и является эмпирическим ее подтверждением.

Учитывая важность полученной закономерности, остановимся на случае, который может показаться исключением из общего правила. Как видно из рис. 5.7, в слое на глубинах 500—650 км с повышенной сейсмичностью присутствует на глубине 560—580 км резкий максимум $b(H)$. В соответствии с использованной интерпретацией максимум $b(H)$ связан с понижением сейсмической активности. В этом же интервале глубин на графике $M_{\max}(H)$ отмечается появление слабого минимума, что также должно свидетельствовать об уменьшении сейсмической активности. По нашему мнению, данная особенность зависимостей $M_{\max}(H)$ и $b(H)$ объясняется повышенной разрешающей способностью использованного метода по сравнению с традиционным подходом, основанным на построении зависимостей от глубины выделенной сейсмической энергии и числа землетрясений. Причина появления асейсмичного слоя может быть обусловлена пространственным разрывом между переходами β -шпинель \rightarrow шпинель и шпинель \rightarrow постшпинель. Как отмечалось ранее, такие превращения происходят в минералах состава $(\text{Fe}, \text{Mg})_2 \cdot \text{SiO}_4$ именно на этих глубинах [283].

5.6. МОДЕЛЬ СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

Пространственное распределение гипоцентров землетрясений в зонах Беньофа указывает на причудливость геометрических форм погружающихся литосферных плит. Расчет формы погружающейся плиты требует учета многих факторов и является сложной задачей. Далее ограничимся рассмотрением лишь одного элемента этих форм, присущего различным зонам Беньофа. Речь идет о резких изменениях угла наклона плиты к горизонту по мере ее погружения.

Изломы глубинных сейсмофокальных зон были впервые выделены Беньофом в 1954 г. Однако большая погрешность использованного им материала давала все основания сомневаться в правильности подобного заключения. На значительно более богатом фактическом материале существование изломов зон Беньофа было подтверждено Айзексом и Молнар [227]. Впоследствии аналогичные результаты были получены и другими авторами [191, 213, 267 и др.]. На рис. 5.8 показаны вертикальные разрезы различных зон Беньофа. Из рисунка видно, что на некоторых глубинах плиты как бы ломаются, изменяя скачком свой угол наклона. Из простых геометрических оценок следует, что плита в месте изгиба испытывает значительные деформации, достигающие десятков процентов. Это означает, что вещество в пределах довольно узкого деформируемого участка плиты должно обладать аномально высокой пластичностью. Наиболее естественной причиной пространственно локализованного и столь значительного изменения реологических свойств материала плиты может оказаться фазовый переход в ее веществе.

Рассмотрим более детально процесс изгибания плиты на примере фазового перехода с положительным наклоном фазовой кривой. В этом случае граница раздела фаз внутри плиты имеет форму вала (см. рис. 5.4). При погружении плиты граница раздела фаз, вообще говоря, остается неподвижной относительно мантии, а вещество плиты, пересекая эту границу, превращается из одной фазы в другую. Так как во время превращения вещество

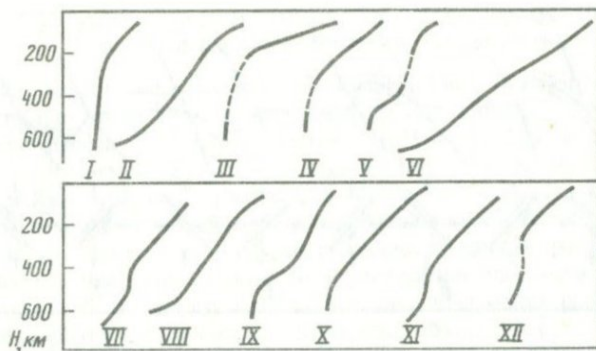


Рис. 5.8: Морфология ряда зон Беньофа

I – Марианская; II – Идзу-Бонинская; III – Перуанская; IV – Новозеландская; V – Соломонова; VI – море Банда; VII–XI – Тонга-Кермадек; XII – Новобританская

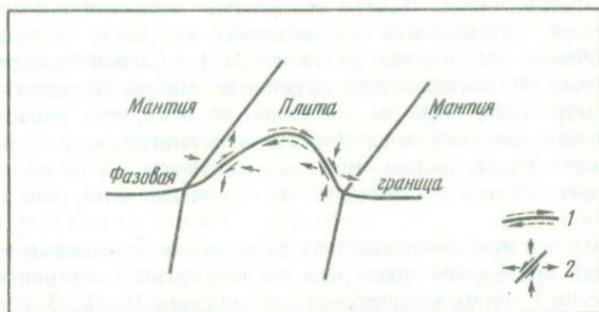


Рис. 5.9. Схема движений вблизи границы раздела фаз в погружающейся литосферной плите

1 – направления проскальзывания; 2 – фокальные механизмы

становится anomalously пластичным, фазовая граница внутри плиты является поверхностью, вдоль которой наиболее легко осуществляются подвижки. Под действием изгибающего момента сегменты плиты, примыкающие снизу и сверху к границе раздела фаз, проскальзывают друг относительно друга, что и приводит к излому плиты. На рис. 5.9 показана схема этого процесса. Пунктирными стрелками отмечены относительные перемещения берегов.

Поскольку рассмотренная ранее модель очага глубокофокусного землетрясения также основана на изменении пластичности вещества плиты в процессе фазового перехода и подвижки вдоль границы раздела фаз, то естественно объединить эти две модели в одну комплексную модель сейсмотектонических процессов в глубинных частях зон субдукции [54]. В рамках такой комплексной модели как излом плиты, так и землетрясения происходят в результате подвижек по одной и той же поверхности раздела фаз. А это означает, что элементарные акты поворота плиты должны сопровож-

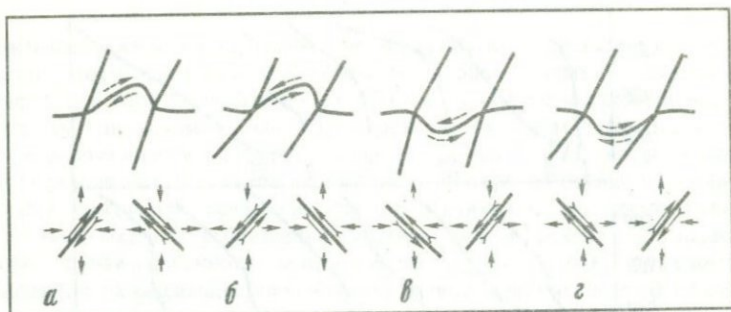


Рис. 5.10. Возможные схемы сейсмодформационного процесса в погружающейся плите

Обозначения те же, что и на рис. 5.9

даться землетрясениями. Причем направления подвижек в очагах таких землетрясений определяются направлением изгиба погружающейся плиты и знаком угла наклона соответствующей кривой фазового равновесия. На рис. 5.9 показаны теоретические направления подвижек в очагах двух землетрясений. Одно из них отнесено к крутому океаническому склону поверхности раздела фаз (правая часть плиты), другое — к пологому континентальному склону этой же поверхности (левая часть плиты). Для каждого из землетрясений показаны направления осей сжатия и растяжения.

Очевидно, что при изменении угла наклона плиты в противоположную сторону или при другом знаке угла наклона фазовой кривой направления подвижек в очагах землетрясений изменяются. На рис. 5.10 показаны четыре возможных случая: рис. 5.10, а, б соответствует положительному, а рис. 5.10, в, г отрицательному наклону фазовой кривой. При отрицательном наклоне поверхность раздела фаз внутри плиты смещается вниз и имеет форму рва, схематично изображенную на рис. 5.10, в, г. Левые схемы на рис. 5.10, а—г показывают направления подвижек и соответствующие направления осей сжатия и растяжения в очагах землетрясений, расположенных на континентальных склонах поверхностей раздела фаз. Правые схемы этих рисунков относятся к очагам, расположенным на океанических склонах этих же поверхностей. Отметим, что при изгибании плиты вдоль желоба картина пространственной ориентации подвижек в очагах станет более сложной. В частности, подвижки будут иметь компоненты, нормальные к плоскости рис. 5.9 и 5.10.

Из комплексной модели сейсмотектонических процессов вытекает возможность определения глубинных квазиразломных зон по пространственному расположению резких изменений формы зон субдукции. Модель подразумевает пространственную корреляцию высокой сейсмичности и резких изломов плиты, а также согласованность фокальных механизмов глубоких землетрясений и направления поворота плиты. В последующих разделах данной главы эти следствия модели анализируются на основании сейсмических данных.

5.7. ВЫДЕЛЕНИЕ ГЛУБИННЫХ (КВАЗИРАЗЛОМНЫХ) ЗОН ПО ДАННЫМ О МОРФОЛОГИИ ЗОН БЕНЬОФА

Форма зон Беньофа изучалась по распределению гипоцентров землетрясений на плоскости вертикального разреза этих зон. Построено несколько десятков профилей поперек простирания Новозеландской, Южно-Американской, Японской, Курило-Камчатской, Марианской, Тонго-Кермадек, Рюкю и Яванской зон Беньофа. При построениях использовался Мировой каталог землетрясений, причем учитывались только очаги с глубиной не менее 60 км. Разрезы зон Беньофа строились по единой программе в координатах глубина — расстояние от вертикальной плоскости, проходящей через ось глубоководного желоба. Методика построения разрезов и полученные результаты излагаются на основании работы [130].

Прежде чем переходить к описанию результатов, рассмотрим причины возможных искажений формы зон Беньофа и методику построения профилей, минимизирующую эти искажения.

Для погружающихся литосферных плит характерны значительные изменения формы плиты не только поперек, но и вдоль простирания глубоководных желобов [144, 174 и др.]. Особенно значительны эти изменения в областях пересечения и изменения простирания соответствующих желобов и островных дуг. При проецировании на один профиль землетрясений, соответствующих различно изогнутым по простиранию участкам плиты, получается некое осредненное распределение. Такое распределение, вообще говоря, не соответствует ни одному из реально существующих разрезов зоны Беньофа и может приводить к неверным выводам относительно формы погружающейся плиты и ее мощности.

Для уменьшения искажений, вызванных неоднородностью зоны Беньофа по простиранию, следует использовать возможно более узкие профили вкрест зоны. При этом лучше использовать участки зон Беньофа, прилегающие к прямолинейным и протяженным отрезкам глубоководных желобов. В этом случае однородность по простиранию в верхней части погружающейся плиты дает основание предполагать и большую однородность в ее нижней части. Однако полная однородность по простиранию, по-видимому, недостижима. Сферичность Земли приводит к нарушению однородности глубоких частей плиты даже при полной однородности вдоль желоба ее верхней части. Вследствие уменьшения элемента длины по простиранию плита с погружением стремится как бы съежиться, собраться в гармошку.

Следующая возможная причина искажения формы зон Беньофа обусловлена неполнотой сейсмических данных. Сейсмичность рассматриваемого участка зоны Беньофа должна быть достаточно высокой и простираться до больших глубин. Только в этом случае возможно определение формы плиты. Данное требование ограничивает возможность использования узких профилей. Выбор оптимальной ширины для каждой рассматриваемой зоны Беньофа индивидуален и является компромиссным решением с учетом обоих приведенных ограничений.

Искажения формы зоны Беньофа возникают также при недостаточной точности определения координат гипоцентров. Для повышения точности построений зона Беньофа должна иметь хорошее окружение сейсмическими станциями.

Последняя рассматриваемая причина искажений формы зон Беньофа носит чисто геометрический характер. Это искажение возникает при неточной ориентации простиранья профиля вкрест зоны Беньофа.

Перечисленные ограничения достаточно жестки, и большинство зон Беньофа отвечают им не в полной мере. Соответственно и полученные для этих зон профили менее точно отражают специфические особенности формы погружающихся литосферных плит. Наиболее полно удовлетворяют приведенным ограничениям участки зон Беньофа, прилегающие к прямолинейным отрезкам глубоководных желобов Курильского, Тонга и Кермадек. Разрезы этих зон, как наиболее представительные, обсуждаются ниже.

Морфология Курильской зоны Беньофа исследовалась многими авторами. В работах [147, 227] представлены широкие профили, ориентированные вкрест Курильской зоны. Профили не содержат изломов, а только указывают на увеличение наклона зоны с глубиной. Отметим, что, согласно данным [270], рассмотренные участки зоны Беньофа неоднородны по простиранью. Отсутствие изломов может таким образом объясняться искажениями, возникающими при проецировании на один профиль различающихся по морфологии участков зоны Беньофа. Приведенные в [144] многочисленные узкие (шириной около 100 км) профили вкрест Курильского желоба также не дают оснований для выделения изломов зоны Беньофа. В этом случае это объясняется низкой наполненностью каждого отдельного профиля.

Учитывая приведенные ограничения, мы исследовали участки зоны Беньофа, прилегающие к прямолинейным отрезкам глубоководного желоба. Центральная часть Курильского желоба содержит два таких прямолинейных отрезка, заключенных между $43,5$ и $45,0^{\circ}N$ и $46,0$ и $50,5^{\circ}N$. Длина северного отрезка составляет около 700 км, южного — около 350 км. Вначале рассматривались узкие (шириной 110 км) профили вкрест зоны Беньофа. На некоторых узких профилях намечается излом плиты в нижней части зоны Беньофа, но малое количество очагов на каждом отдельном профиле не дает возможности утверждать это с определенностью. Для получения адекватного представления о морфологии Курильской зоны Беньофа необходимо использование более широких профилей. Такое расширение профилей возможно вследствие относительной однородности упомянутых двух участков Курильской зоны. Естественно, что пределы расширения ограничены размерами однородных участков. На рис. 5.11, *а*, *б* представлены разрезы однородных участков зоны Беньофа, примыкающих к северному и южному прямолинейным отрезкам центральной части Курильского желоба. Как видно из этих рисунков, зона Беньофа состоит из отдельных скоплений очагов глубоких землетрясений, разделенных сравнительно асейсмичными промежутками. Согласно используемой модели очага, такие скопления соответствуют областям фазовых превращений. На рис. 5.11, *а* отчетливо виден излом плиты, совпадающей с областью сейсмической активизации. Менее резкий излом, также совпадающий с областью сейсмической активизации, намечается на рис. 5.11, *б*. Отметим, что описанные результаты полностью согласуются с выводами о форме глубинной части Курильской зоны Беньофа, полученными в [197, 198] по уточненным координатам гипоцентров отдельных землетрясений и путем исследования формы погружающейся высокоскоростной зоны.

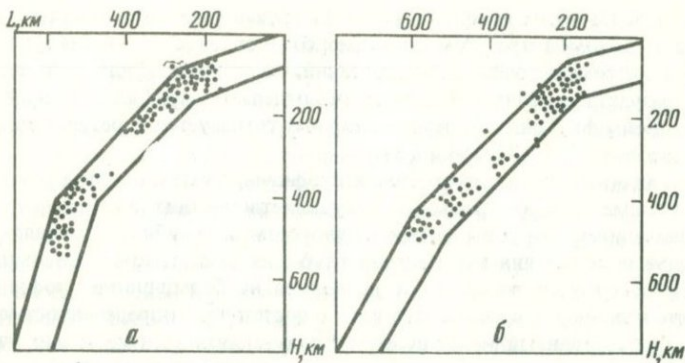


Рис. 5.11. Морфология северного (а) и южного (б) участков Курильской зоны Беньофа

Точки — проекция положений гипоцентров [130]; сплошные линии — примерное положение высокоскоростной зоны [198]

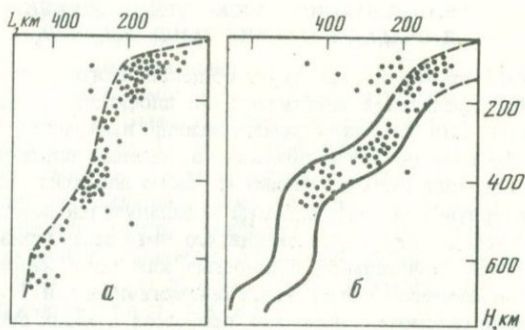


Рис. 5.12. Морфология зоны Беньофа Тонга

а — центральный участок; б — северный [130]. Сплошная линия — примерное положение высокоскоростной зоны [184]; пунктир — примерное положение верхней границы плиты

Зона Беньофа Тонга—Кермадек отличается от Курильской как значительно более высоким уровнем сейсмичности, так и существенной неоднородностью вдоль по простиранию желоба [270]. Относительно однородные участки зоны Беньофа прилегают к прямолинейным отрезкам глубоководного желоба, заключенным между $23,5$ и $26,8$ и $30,5$ и $36,0^\circ$. На рис. 5.12, а, б представлены профили сейсмичности, ориентированные вкрест зоны Беньофа и проходящие через середины этих участков.

Вследствие значительно большей сейсмичности и неоднородности глубоководной зоны Тонга—Кермадек оптимальная ширина профилей для этой зоны должна быть существенно меньшей, чем для Курильской. Учитывая это, ширина приведенных на рис. 5.12, а, б профилей выбрана равной 120 км. Из рисунка видно, что рассматриваемая зона Беньофа, так же как и Курильская, состоит из отдельных скоплений очагов глубоких земле-

трясений. На обоих профилях рис. 5.12 выделяются изломы зоны Беньофа. Область изломов при этом совпадает со скоплениями гипоцентров глубоких или промежуточных землетрясений. Соседние профили дают аналогичные результаты. Полученная по сумме отдельных профилей конфигурация зоны Беньофа Тонга—Кермадек хорошо согласуется с результатами других авторов [223, 227, 184 и др.].

Заканчивая анализ построенных профилей, кратко опишем результаты, полученные для зон Беньофа, не удовлетворяющих приведенным ранее ограничениям. Эти зоны также неоднородны по глубине и распадаются на отдельные скопления гипоцентров глубоких землетрясений. Меньшая точность построения разрезов не позволила на большинстве профилей выделить изломы погружающихся плит с достаточной определенностью. В целом использованный метод позволил подтвердить наличие резких изломов зон Беньофа и приуроченность изломов к областям повышенной сейсмической активности. Однако ограничения, налагаемые методом, достаточно жестки, что не позволяет провести статистическую обработку результатов.

5.8. ОРИЕНТАЦИЯ ПЛОСКОСТЕЙ ПОДВИЖЕК В ОЧАГАХ ГЛУБОКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В настоящее время не существует общепринятого и достаточно надежного способа определения действительной плоскости подвижки в очагах землетрясений. Для глубоких землетрясений наилучший результат дает метод, основанный на статистическом выделении плоскости подвижки по данным о группе очагов. Обычно за такую плоскость принимают наиболее характерную для ряда событий нодальную плоскость [6, 8]. При этом неявно исходят из предположения, что очаги рассматриваемой области характеризуются значительной общностью как поля напряжений, так и ориентации механически ослабленных сейсмогенных зон. В рамках обсуждаемой модели сеймотектонических процессов в зонах субдукции такое предположение является логически оправданным.

В ряде работ [213, 323 и др.] приводятся результаты комплексного анализа данных по ориентации фокальных механизмов и расположению гипоцентров. При этом за плоскость подвижки принимают ту нодальную плоскость, которая лучше согласуется с пространственным расположением ближайших землетрясений. В работах [9, 66] для определения вероятных плоскостей подвижки привлекались данные о динамических параметрах глубокофокусных землетрясений. Однако и в этом случае заключения носят в значительной степени статистический характер.

Альтернативный подход, наиболее полно использующий имеющуюся информацию и позволяющий выделить вероятную плоскость подвижки для отдельно взятого события, основывается на сопоставлении реальных и синтетических сейсмограмм [210 и др.].

В сумме результаты проведенных исследований позволяют достаточно определенно выявить характерные особенности ориентации плоскостей подвижек в очагах глубоких землетрясений. Рассмотрим эти результаты и сравним их с предполагаемой формой границы раздела в погружающихся плитах. Сначала обратимся к данным, полученным на основе статисти-

ческого подхода по группе очагов. Наиболее подробно этим методом исследованы зоны Беньофа Курило-Камчатская и Тонго-Кермадек.

Согласно выводам [5, 9], в Курило-Камчатской зоне Беньофа выделяются характерные вероятные плоскости подвижки, падающие как под континент, так и под океан. При этом отмечается пространственная группировка очагов с различной ориентацией нодальных механизмов. Глубокие землетрясения с характерной общей нодальной плоскостью, падающей в сторону континента, расположены преимущественно в южной части зоны, у о-вов Хоккайдо и Сахалин. События с общей нодальной плоскостью, круто падающей под океан, явно доминируют в центральной и северной частях зоны. В целом последние более многочисленны. Вероятная характерная плоскость подвижки у этих землетрясений крутая и хорошо согласуется с простираемим глубоководного желоба. Для землетрясений с общей нодальной плоскостью, более полого опускающейся в сторону континента, разброс азимутов простираения вероятных плоскостей подвижки между собой и с ориентацией глубоководного желоба заметно больше. Подчеркивается, что для более глубокофокусной сейсмичности Курильского региона не характерны нодальные плоскости, близкие по ориентации к границе плита-мантия.

Более дифференцированный по пространству анализ сейсмичности Курило-Камчатского региона выполнен в работе [55], где использовались данные каталога механизмов очагов Тихоокеанского кольца Мирового центра данных [203]. Было показано существование пространственных областей активизации глубокофокусной сейсмичности, группирующихся в квазигоризонтальные сейсмоактивные горизонты. Для большинства таких областей активизации можно выделить характерную, общую для всех землетрясений группы нодальную плоскость. Выделенные таким образом характерные нодальные плоскости распадаются на два класса: параллельные простираению желоба, круто падающие под океан, и менее крутые, погружающиеся в сторону континента.

Пространственное распределение гипоцентров землетрясений данной области активизации, как правило согласуется с ориентацией общей нодальной плоскости. Гипоцентрия очагов группы описывает обычно либо узкую параллельную желобу сейсмогенную структуру при крутом падении общей нодальной плоскости под океан, либо при "континентальной" ориентации общей плоскости достаточно изометричную в плане область с ощутимой тенденцией погружения в сторону континента. В целом полученные результаты позволяют рассматривать выделенные характерные нодальные плоскости как вероятные, специфичные для данной области активизации плоскости подвижки. Представляется также естественным связать два выявленных типа ориентации плоскостей подвижки с активизацией сейсмичности на континентальном и на океаническом склонах вала фазовой границы соответственно. При этом отмеченные закономерные и сравнительно небольшие (менее 50 км) вариации глубины зачегания выделенных областей активизации вдоль желоба свидетельствуют в пользу предложенной трактовки этих горизонтов как границ основных твердотельных превращений вещества плиты.

Зона Беньофа Тонга-Кермадек наиболее детально исследована в работах [211, 213]. Авторы этих работ уточнили параметры гипоцентров



Рис. 5.13. Пространственное расположение гипоцентров землетрясений в зоне Тонга [213]
 Стороны квадратов равны 300 км; центры квадратов соответствуют глубинам 550–650 км

2200 глубоких землетрясений региона и определили механизмы очагов сильных землетрясений, происшедших после 1977 г. В результате анализа уточненных данных авторы пришли к заключению, что глубокофокусная сейсмичность обусловлена существованием квазиразломных сейсмогенных зон, к которым тяготеют гипоцентры и вдоль которых происходят подвижки в очагах глубоких землетрясений. На рис. 5.13, взятом из [213], показано распределение гипоцентров землетрясений, спроектированных на субвертикальную плоскость, приблизительно перпендикулярную простиранию плиты. Изображенная на рис. 5.13 эмпирически полученная схема сеймотектонического процесса хорошо согласуется с предложенной теоретической моделью (см. рис. 5.9). Как видно из рис. 5.13, *а, б*, пространственное расположение гипоцентров достаточно определенно описывает валообразную поверхность, близкую по форме к теоретическому профилю фазовой границе, изображенному на рис. 5.9. Высота вала сейсмогенной структуры на рис. 5.13 достигает 100 км, а возможно, и несколько больше. Эта величина согласуется с приводимыми ранее теоретическими оценками различия глубины фазовой границы в плите и в окружающей мантии. Кроме того, эмпирически установленная форма вала является дополнительным свидетельством в пользу относительно слабого развития гистерезиса твердотельных превращений в зонах Бенюфа. На рис. 5.13, *в* расположение гипоцентров значительно менее определенно описывает валообразную структуру фазовой границы, однако и не противоречит такой модели. Возможно, расположение очагов на рис. 5.13, *в* соответствует выявленной в [55] и обсуждавшейся выше закономерности об активизации лишь одного склона валообразной поверхности раздела фаз.

Обратимся теперь к рис. 5.13, *г*, также построенному по данным [213]. На этом рисунке форма сейсмогенных областей существенно сложнее. По-прежнему достаточно определенно прослеживаются сейсмогенные сдвиговые структуры, однако теперь эти структуры в некоторых областях как

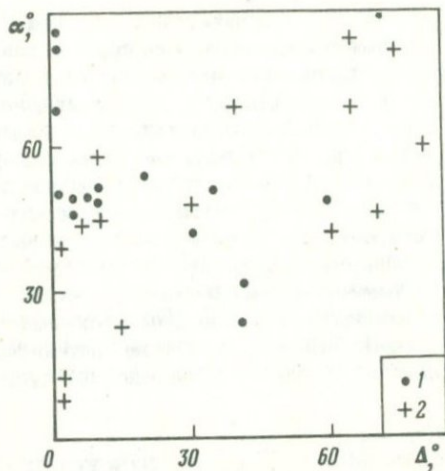


Рис. 5.14. Соотношение между наклоном нодальной плоскости к горизонту α и угловым расхождением простирания нодальной плоскости и глубоководного желоба Δ . 1 — истинная плоскость подвижки; 2 — сопряженная нодальная плоскость (по: [210])

бы расщепляются. В рамках обсуждаемой модели такое поведение глубинных квазиразломных сейсмогенных структур может быть объяснено расщеплением одной фазовой границы на несколько или слиянием нескольких границ в одну. Согласно теоретическим разработкам О.Л. Кускова [77], подобное поведение может наблюдаться в зонах Беньофа вследствие сильных изменений температуры в теле плиты.

Довольно подробное исследование очагов тринадцати глубоких землетрясений региона Тонга—Кермадек проведено в работах С.Я. Коган с соавторами [65, 66]. Согласно полученным в них результатам, наиболее вероятной моделью исследованных очагов является однонаправленный разрыв в близвертикальной плоскости. Простирание плоскостей разрыва согласуется с простиранием фокальной зоны и островной дуги Тонга. Плоскости подвижки круто падают под океан. Эти результаты также хорошо согласуются с предполагаемой ориентацией крутого океанического склона вала фазовой границы.

Результаты определения вероятных плоскостей подвижек отдельно взятых глубоких землетрясений [210] также находятся в согласии с обсуждаемой моделью. В упомянутой работе приводятся данные об очагах одиннадцати глубоких ($H > 300$ км) землетрясений различных зон Беньофа. На рис. 5.14 приведены данные об отклонениях простирания плоскости подвижки и второй нодальной плоскости от ориентации соответствующих участков глубоководных желобов для плоскостей подвижек с различными углами наклона к горизонту². Из рисунка видно, что простирание плос-

² Два из 11 землетрясений расположены в областях резкого изменения ориентации островных дуг. Указать для них простирание зоны субдукции затруднительно, и данные по этим очагам не используются.

кости подвижки, как правило, хорошо согласуется с ориентацией глубоководного желоба. Исключения составляют несколько очагов, характеризующихся меньшими, чем обычно, углами наклона плоскости подвижки к горизонту. Такая особенность находит простое геометрическое объяснение в рамках обсуждаемой модели. В самом деле, ранее отмечалось, что глубокие части зон субдукции не могут быть полностью однородными вдоль зоны. Отсюда следует, что закономерное (параллельное желобу) простирание плоскостей подвижек должно искажаться. Из геометрических соображений очевидно, что искажения должны возрастать с уменьшением угла наклона плоскости подвижки к горизонту. Последнее объясняет как данные рис. 5.14, так и отмеченный ранее большой разброс простираций плоскостей подвижек, отнесенных к более пологому континентальному склону вала фазовой границы. Приведенные на том же рисунке данные по сопряжению второй нодальной плоскости распределены существенно менее регулярно.

5.9. НАПРАВЛЕНИЕ ПОДВИЖЕК В ОЧАГАХ ГЛУБОКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Как было показано в разд. 5.8, имеющиеся данные о пространственной ориентации вероятных плоскостей подвижек в очагах глубоких землетрясений согласуются с предположением о том, что эти плоскости лежат на валообразных поверхностях границ раздела фаз. Следующая более жесткая проверка предложенной модели сеймотектонических процессов в зонах субдукции предполагает анализ не только ориентации плоскостей подвижек в пространстве, но и направлений смещений вдоль них. Для такой проверки необходима дополнительная информация о форме соответствующего участка зоны Беньофа. Естественно, что модель предпочтительно проверять на наиболее простых по своей форме зонах Беньофа.

Вновь рассмотрим Курильскую зону субдукции, для которой достаточно надежно установлено увеличение угла наклона зоны Беньофа с глубиной. В этом случае, согласно обсуждаемой модели, направления подвижек в глубоких очагах должны соответствовать схеме, изображенной на рис. 5.9. На континентальном склоне вала фазовой границы должны происходить взбросы, а на океаническом — сбросы. Такая схема достаточно хорошо согласуется с результатами работ [5, 6, 55], где было показано, что землетрясения с крутыми, параллельными желобу и падающими в сторону океана плоскостями подвижки характеризуются сбросовым характером смещений. Ориентация смещений вдоль плоскости подвижек, наклоненных в сторону континента, более разнообразна. В частности, отмечается наличие сдвигового компонента подвижки, ориентированного вдоль желоба. Однако и в этих простых случаях перпендикулярный желобу компонент подвижки имеет взбросовый характер, что согласуется с теоретической схемой.

Остановимся на интерпретации генезиса сдвиговой составляющей. Согласно упомянутым работам, землетрясения с "континентальной" ориентацией вероятной плоскости подвижки концентрируются в основном в южной части Курильской зоны Беньофа. Согласно [239, 270], для этой области характерна значительная, касательная к желобу, составляющая вектора субдукции, смещающая океаническую плиту вдоль Курильской

дуги в сторону Японии. Сдвиговый характер деформаций в окрестности зоны субдукции достаточно уверенно прослеживается и по приповерхностным геологическим структурам. В свете этих данных выявление значительной сдвиговой (параллельной желобу) составляющей в очагах глубоких землетрясений представляется довольно естественным.

Приведенные данные свидетельствуют, что характер ориентации плоскостей подвижек и направлений смещений вдоль них для Курильской зоны субдукции в целом достаточно хорошо согласуется с предложенной моделью. Более детальная проверка модели для всей зоны затруднена из-за ее значительной гетерогенности. Такая проверка возможна только для наиболее однородных по простиранию и соответственно простых по форме участков зоны субдукции. С этой целью детально рассмотрим характер глубокофокусной сейсмичности в области, прилегающей к прямолинейному отрезку Курильского желоба, заключенному между 44,5 и 51,8°.

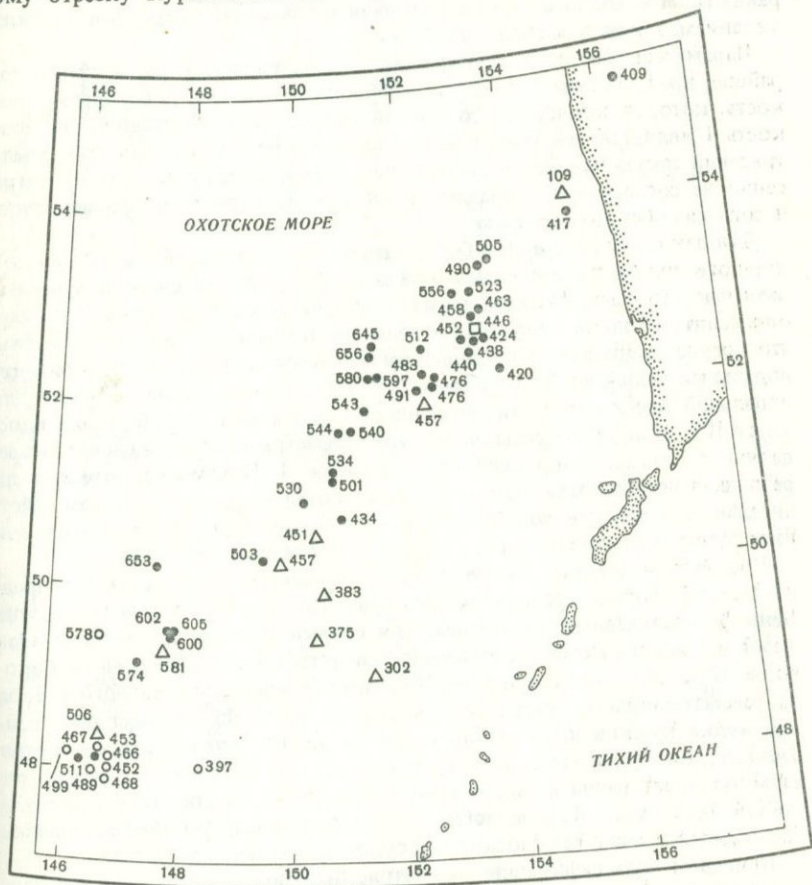


Рис. 5.15. Карта эпицентров глубокофокусных землетрясений с вычисленными механизмами очагов [54]. Использованы землетрясения, происшедшие после 1963 г.

Пояснения см. в тексте

Длина этого участка довольно велика (около 700 км), что позволяет предположить, что изменения ориентации желоба на границах участка сравнительно мало влияют на форму глубинной части зоны субдукции. Форма зоны субдукции на этом участке обсуждалась ранее и изображена на рис. 5.11, а. Наиболее полная сводка фокальных механизмов землетрясений рассматриваемой области приведена в каталоге Мирового центра данных [203]. В дальнейшем будем исходить из этого каталога. На рис. 5.15 показано расположение эпицентров глубоких ($H > 300$ км) очагов, согласно данным [203]. Цифры обозначают глубину очагов. Отметим, что на рассматриваемом участке Курильского глубоководного желоба ось желоба и ось цепи вулканов не строго параллельны, что свидетельствует о неполной однородности рассматриваемого участка зоны Беньофа вдоль желоба. Из этого следует, что глубокие землетрясения рассматриваемого района могут иметь компоненты подвижки не только поперек, но и вдоль простирания глубоководного желоба. Учитывая это замечание, перейдем к анализу механизмов очагов реальных землетрясений.

Параметры очагов землетрясений, происшедших в рассматриваемом районе, представлены в табл. 5.2. Цифрой I обозначена та нодальная плоскость, которая согласуется со схемой рис. 5.9. Предполагается, что плоскость I является действительной плоскостью подвижки. Для трех землетрясений такую плоскость выбрать не удалось. Механизмы этих землетрясений не согласуются с предложенной схемой. Вероятные причины этого несогласия обсуждаются ниже.

Для некоторых в среднем более сильных землетрясений в используемом каталоге приведены несколько определений механизма очага, полученных разными авторами. Наличие таких дублирующих определений позволяет определить точность приводимых решений. По данным табл. 5.2, находим, что среднеквадратичные погрешности азимутов и наклонов к горизонту нодальных плоскостей составляют 24 и 8° соответственно. Причем для нодальной плоскости I эти погрешности составляют 10 и 6°, а для плоскости II — 47 и 14°. Отсюда видно, что параметры плоскости сдвига I определяются точнее, чем нодальной плоскости II. Неизвестно, отражает ли различная погрешность разницу в ориентации плоскостей I и II, или действительные плоскости подвижки I характеризуются более четко выраженным полем смещений и поэтому точнее определяются.

Рассмотрим степень согласованности нодальных плоскостей I и предполагаемой формы границы раздела фаз. Так как рассматриваемая зона Беньофа сравнительно однородна, для оценки азимута простирания вала фазовой границы можно использовать азимуты простирания осей глубоководного желоба и цепи вулканов. Простирание оси глубоководного желоба на рассматриваемом участке изменяется от 35 до 45°. Азимут простирания вулканической цепи варьирует от 30 до 40°. Следовательно, можно ожидать, что примерно в этих же пределах — от 30 до 45° — варьируют азимуты простирания фазовых границ и лежащих на этих границах плоскостей подвижек. Данные табл. 5.2 подтверждают это предположение. Распределение азимутов плоскости II существенно менее регулярно.

Приведем классификацию землетрясений по характеру фокальных механизмов. По этому признаку все землетрясения были разделены на четыре группы. Первую группу составляют 40 очагов, плоскости подвижек

Таблица 5.2

Механизмы очагов глубоких землетрясений Курильского региона

Номер механизма очага	Дата	Координаты		Глубина, км	Магнитуда	Нодальная плоскость I		Нодальная плоскость II	
		φ° с.ш.	λ° в.д.			Азимут	Наклон	Азимут	Наклон
1	2	3	4	5	6	7			

События, отнесенные к океаническому склону фазовой границы

1	16.07.54	48,4	146,4	500	5,8	62	66	136	58
2	22.07.59	52,6	153,2	650	6,5	34	90	124	28
3	07.03.60	51,6	153,3	450	5,0	32	70	176	25
4	18.03.64	52,56	153,7	424	5,6	50	90	50	0
5	18.03.64	52,5	153,6	438	5,6	50	85	50	5
6	18.03.64	52,5	153,6	440	5,6	48	84	158	16
7	18.03.64	52,2	153,9	420	6,0	57	85	142	36
8	27.04.65	48,2	146,6	467	4,5	50	90	50	0
9	01.08.65	52,8	153,4	458	5,0	30	65	30	25
10	01.09.65	51,3	150,7	534	5,1	46	78	148	34
11	01.09.65	51,3	150,7	501	5,1	23	61	124	71
12	12.11.65	53,3	153,7	490	4,9	30	55	30	35
13	12.12.65	50,2	149,6	503	4,8	40	70	40	25
14	22.08.66	50,3	147,7	653	5,0	20	90	20	00
15	12.10.67	52,2	152,5	483	5,5	44	77	154	31
16	12.10.67	52,2	152,6	476	5,5	30	75	139	40
17	12.10.67	52,0	152,5	476	5,5	40	70	155	40
18	16.01.68	53,1	153,4	523	4,7	35	90	35	0
19	16.02.68	53,8	155,3	417	4,2	25	90	25	0
20	16.02.68	49,6	147,9	602	4,7	45	90	45	0
21	06.03.68	48,2	146,4	511	4,7	40	60	40	30
22	21.07.68	49,6	147,9	600	4,8	40	85	40	5
23	10.02.69	52,0	152,3	491	4,2	35	85	35	5
24	15.03.69	50,8	150,2	530	4,3	40	70	50	20
25	20.10.69	52,6	153,4	452	4,5	40	90	40	0
26	23.12.69	52,5	152,5	512	4,4	30	85	30	5
27	07.03.70	50,4	150,8	434	4,6	15	90	15	5
28	07.04.70	49,2	147,2	574	4,4	60	90	150	50
29	07.06.70	52,9	153,5	463	4,8	30	75	30	15
30	30.08.70	52,4	151,6	645	6,6	40	50	40	40
31	30.08.70	52,4	151,6	656	6,5	30	50	30	40
32	05.09.70	52,2	151,5	597	5,7	45	75	155	30
33	05.09.70	52,2	151,4	580	5,7	30	62	170	35
34	29.01.71	51,7	150,9	544	6,1	40	77	108	32
35	29.01.71	51,7	151,0	540	6,0	35	70	35	20
36	29.01.71	51,8	151,2	543	4,8	35	70	35	20
37	08.07.71	53,1	153,1	556	4,3	30	75	30	15
38	16.11.71	49,6	147,9	605	5,1	45	90	45	0
39	14.12.71	53,3	153,8	505	—	30	90	30	0
40	27.05.72	55,0	156,3	409	5,7	25	80	70	14

Таблица 5.2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
События, отнесенные к континентальной стороне вала фазовой границы									
41	01.09.55	52,7	154,9	500	6,0	37	80	100	20
42	21.07.56	49,8	148,3	650	6,0	34	80	115	50
43	25.05.58	53,8	153,4	400	5,2	25	60	97	54
44	10.05.59	48,44	149,1	450	5,5	30	80	155	18
45	22.11.66	48,2	146,7	453	5,6	15	56	40	36
46	22.11.66	48,0	146,8	452	5,7	12	60	12	30
47	05.01.69	48,3	146,2	499	4,6	50	20	50	70
48	09.03.69	48,0	148,4	397	4,9	30	70	30	20
49	05.05.69	48,0	146,8	468	5,7	25	60	25	30
50	17.02.70	48,2	146,6	489	4,7	15	65	15	25
51	08.10.70	48,1	146,8	466	4,5	55	70	55	20
52	21.08.72	49,5	147,0	578	5,9	65	80	18	14
События, отнесенные к континентальной стороне вала фазовой границы, со значительным компонентом смещения вдоль желоба									
53	29.04.65	51,9	152,4	457	4,7	5	22	95	90
54	16.09.65	50,4	150,6	451	4,7	5	20	95	90
55	09.10.67	54,0	155,1	409	5,1	10	55	100	90
56	01.01.69	49,0	151,4	302	4,1	5	22	95	90
57	17.07.69	50,2	149,8	457	4,1	5	22	95	90
58	16.03.70	49,4	147,4	581	4,1	5	22	95	90
59	03.07.70	49,8	150,6	383	5,1	45	20	135	90
60	16.09.70	49,4	150,4	375	—	5	20	95	90
61	03.10.70	48,3	146,6	506	4,8	20	20	110	90
62	29.05.55	49,7	151,5	400	5,1	34	58	147	57
63	17.10.57	48,0	148,8	360	6,0	10	60	158	34
64	01.08.65	52,7	153,5	446	5,0	86	89	177	56

Примечание. События 62–64 не согласуются с предложенной моделью.

которых лежат на крутом океаническом склоне поверхности фазового раздела. Эпицентры этих землетрясений отмечены на рис. 5.15 темными кружками. Средний азимут простирания плоскостей подвижек этих землетрясений составляет 38° при среднеквадратичном отклонении $\delta = 10^\circ$. Средний угол плоскостей подвижек к горизонту равен 77° при $\delta = 14^\circ$.

Из 21 землетрясения, плоскости подвижек которых лежат на континентальном склоне фазового раздела, у 12 основная компонента подвижки направлена поперек склона. Эти 12 очагов составляют вторую группу, они отмечены на рисунке светлыми кружками. Средний азимут простирания: плоскости сдвига землетрясений второй группы составляет 31° при $\delta = 17^\circ$. Средний наклон плоскостей подвижки к горизонту равен 60° при $\delta = 20^\circ$.

Оставшиеся 9 землетрясений континентального склона, отмеченные на рис. 5.15 треугольниками, составляют третью группу очагов. Для землетрясений этой группы характерны малый наклон нодальной плоскости

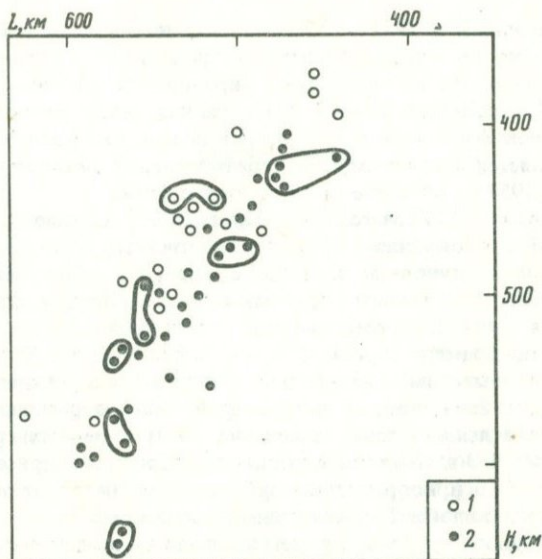


Рис. 5.16. Пространственное расположение землетрясений с различным характером фокальных механизмов

1 — землетрясения континентального склона; 2 — океанического

К горизонту и большая составляющая подвижки по этой плоскости вдоль простирания глубоководного желоба. Направление этой составляющей, общее для всех событий группы, соответствует смещению срезы над поверхностью фазового раздела в сторону Японии, а под этой поверхностью — в сторону Камчатки. Средний наклон к горизонту плоскостей сдвига третьей группы землетрясений составляет 25° , $\delta = 11^\circ$. Средний азимут простирания равен 12° при $\delta = 3^\circ$. Полученное значение азимута существенно отличается от простирания глубоководного желоба. Но в данном случае при малых наклонах плоскостей подвижек к горизонту азимуты их простираний неустойчивы и сильно варьируют при незначительных изменениях ориентации плоскостей подвижек. В частности, из геометрических соображений получаем, что к наблюдаемым значениям азимутов плоскостей подвижек этой группы землетрясений может привести небольшое (приблизительно на 50 км) постепенное увеличение глубины залегания фазовой границы в направлении с юга на север.

Три землетрясения, не соответствующие схеме рис. 5.9, составляют четвертую группу. Возможно, что механизмы этих очагов определены недостаточно точно. Поводом для такого предположения служат следующие обстоятельства. Механизм одного из трех несогласующихся землетрясений (64 из табл. 5.2) был определен также другим автором (механизм 9 из той же таблицы). Одно из этих двух, сильно различающихся между собой, определений неверно. Мы предполагаем, что верно решение, согласующееся со схемой рис. 5.9. Неверное решение обозначено на рис. 5.15 квадратиком. Два других несогласующихся механизма соответствуют землетрясе-

ниями, происшедшим в 1955 и 1957 гг., когда имели место только единичные определения. Рост числа определений приходится на начало 60-х годов и связан с развертыванием в то время мировой сети сейсмических станций. Определения параметров очагов более ранних землетрясений основаны на более бедном фактическом материале и поэтому менее надежны. Поэтому представляется вероятным, что несогласующиеся механизмы землетрясений 1955 и 1957 гг. определены недостаточно точно.

Таким образом, 81% очагов из каталога [203] хорошо согласуются с предложенной схемой. Еще 14% очагов, соответствующие третьей группе механизмов, не противоречат этой схеме. Только 5% (три механизма четвертой группы) не согласуются со схемой рис. 5.9. Причем есть основания сомневаться в точности определения этих механизмов.

Наконец, на примере глубокофокусной сейсмичности Курило-Камчатского региона выясним соответствие классификации землетрясений по характеру механизма очага и их пространственного расположения. Для этой цели были использованы землетрясения трех первых групп, происшедшие после 1963 г. Положение этих гипоцентров землетрясений изображены на рис. 5.16 в координатах глубина — расстояние от эпицентра до глубоководного желоба. Неправильными овалами на рис. 5.16 обведены гипоцентры одного и того же землетрясения, вычисленные разными авторами. Это, в частности, позволяет оценить точность определения координат гипоцентра, которая в отдельных случаях сравнима с шириной сейсмофокальной зоны. Несмотря на низкую точность определения координат гипоцентров, на рис. 5.16 прослеживается тенденция к пространственному разделению очагов, отнесенных ранее по характеру фокальных механизмов к континентальному или океаническому склону фазовой границы, что указывает на правомерность использованной классификации.

Завершая обсуждение модели сеймотектонических процессов в глубинных частях зон субдукции, отметим, что имеющиеся лабораторные и геофизические данные в общем и целом подтверждают рассматриваемую модель. Нам неизвестны данные, противоречащие ей. Но ни лабораторные, ни геофизические данные не являются достаточно полными для установления степени достоверности модели. Ограниченность эмпирических данных вынуждала нас использовать экстраполяции и гипотезы. Это, очевидно, не укрощает модель. Но ее внутренняя самосогласованность и соответствие различным, хотя и ограниченным по числу, эмпирическим данным вселяет в нас уверенность в справедливости модели.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Завершая написание книги, авторы сочли целесообразным сделать несколько заключительных замечаний по рассмотренным в ней вопросам.

В рамках развитых представлений крупномасштабные сейсмо-тектонические процессы тесно связаны с микроструктурными превращениями вещества коры и мантии Земли. Многие характерные особенности таких процессов являются следствием аномального изменения физических свойств геоматериалов при превращениях. Очевидно, что для более полного и самосогласованного решения обсуждаемой проблемы необходим анализ обратной связи между этими микро- и макропроцессами, когда тектоническое движение вызывает изменение термодинамических условий в среде и тем самым инициирует развитие микроструктурных превращений. Эта часть проблемы представляет самостоятельный интерес, но в настоящее время она остается практически не затронутой исследованиями.

Однако и без решения второй части проблемы рассмотренный в книге комплекс моделей и задач формирует достаточно целостную систему теоретических представлений, имеющих прямое отношение к ряду важных проблем современной геодинамики. В связи с этим возникает вопрос о степени обоснованности развитых представлений и о путях их верификации в ближайшем будущем.

Здесь следует отметить, что имеющиеся в настоящее время данные не обеспечивают надежное обоснование ряда важных положений обсуждаемой концепции. Это прежде всего относится к слабой изученности изменения физических свойств геоматериалов в процессе микроструктурных превращений. Так, практически отсутствуют данные о влиянии внешних условий на параметры превращений, на величину и характер изменения физических свойств веществ. Слабо представлены данные о зависимости этих свойств от типа превращения и его скорости.

Недостаток экспериментального материала сдерживает развитие теоретических исследований, так что на сегодняшний день мы не имеем количественной теории физических свойств веществ в процессе превращения. Большинство используемых моделей являются феноменологическими. Например, опираясь лишь на качественные модели и косвенные данные, мы считаем, что физические свойства геоматериалов в процессе метаморфических реакций изменяются примерно так же, как при фазовых переходах и дегидратации. В свете сказанного очевидна настоятельная необходимость широкого развития лабораторных исследований физических свойств веществ в процессе микроструктурных превращений и зависимости этих свойств от внешних условий, присутствия флюида, характера превращения и скорости его протекания.

Развитые в книге теоретические представления были бы менее убедительными, если бы они не допускали широкого сопоставления с геологическими и геофизическими данными. Путем такого сопоставления достиг-

нута определенная уверенность в адекватности развитых представлений геолого-геофизической реальности. Однако процесс сопоставления также встречается с трудностями, обусловленными неполнотой и недостаточной точностью геолого-геофизических данных. Современные геолого-геофизические данные не являются комплексными, и это их главный недостаток. Орывочность и региональная разобщенность этих данных затрудняют получение однозначного ответа на вопрос о взаимосвязи различных геолого-геофизических структур и явлений. Отсюда вытекает необходимость проведения в тектонически активных регионах детальных и комплексных геолого-геофизических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аки К. Механизм землетрясений // Верхняя мантия. М.: Мир, 1975. С. 194–213.
2. Александрова И.П., Шабанов В.Ф., Москалев А.К. и др. Структурные фазовые переходы в кристаллах под воздействием высокого давления. Новосибирск: Наука, 1982. 144 с.
3. Аптекер И.Л., Иванов В.И., Шехтман В.Ш. и др. Трансформация реальной структуры β -NiS при фазовом переходе // ФТТ. 1982. Т. 24, № 3. С. 707–713.
4. Архипенко Д.К., Солотчина Э.П., Ковалева Л.Т. и др. Новые данные о структурной трансформации хлоритов при термической обработке // Рентгенография и молекулярная спектроскопия минералов. Новосибирск: Наука, 1985. С. 46–58.
5. Балакина Л.М. Сейсмогенная характеристика фокальных зон северо-западной части Тихого океана // Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1982. С. 35–54.
6. Балакина Л.М. Сейсмогенные движения в фокальных зонах на примере Курило-Камчатской дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 198–209.
7. Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 192 с.
8. Балакина Л.М., Голубева Н.В. Особенности механизма очагов глубоких землетрясений Японского и Охотского морей // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 9. С. 3–21.
9. Балакина Л.М., Коган С.Я., Поликарпова Л.А. Сейсмические моменты очагов глубокофокусных землетрясений района Фиджи–Тонга // Там же. 1980. № 7. С. 23–38.
10. Баюк Е.И. Изменения упругих модулей при полиморфных превращениях в некоторых минералах // Исследования физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наук. думка, 1977. С. 95–97.
11. Баюк Е.И., Акулова Р.С. Изучение полиморфизма в галогенидах калия при высоких давлениях ультразвуковым методом // ДАН СССР. 1976. Т. 227, № 6. С. 1342–1344.
12. Белов В.В., Сердобольская О.Ю. Аномалии нелинейных акустических свойств германата свинца вблизи фазового перехода // Кристаллография. 1987. Т. 32, № 2. С. 503–504.
13. Бланк В.Д. Влияние пластической деформации на полиморфные превращения под давлением: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 1982. 20 с.
14. Бланк В.Д., Веллер М.В., Коняев Ю.С. и др. Влияние пластической деформации на полиморфные превращения под давлением в Zn, KCl, RbCl, CdSe // Влияние высоких давлений на свойства материалов: Материалы IV и V респ. семинаров. Киев: Наук. думка, 1983. С. 44–47.
15. Бланк В.Д., Коняев Ю.С., Осипова В.Т. и др. Влияние фазового наклепа и пластической деформации на гистерезис полиморфных превращений под давлением в щелочно-галлоидных кристаллах // ФТТ. 1981. Т. 23, № 6. С. 1890–1892.
16. Бочвар А.А., Свицерская З.А. Явление сверхпластичности в сплавах цинка с алюминием // Изв. АН СССР. ОТН. 1945. № 9. С. 821–825.
17. Браун Д., Мессет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984. 262 с.
18. Бриджмен П. Исследования больших пластических деформаций и разрыва. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 336 с.
19. Брус А., Каули Р. Структурные фазовые переходы. М.: Мир, 1984. 408 с.
20. Буллен К.Е. Плотность Земли. М.: Мир, 1978. 437 с.
21. Васильев А.Н. Разработка контактных ультразвуковых методов исследования твердых тел // Вест. МГУ. Сер. 3, Физика, астрономия. 1987. Т. 28, № 4. С. 54–59.
22. Ващилев Ю.Я. Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 240 с.

23. *Велинский В.В., Гора М.П.* К вопросу о динамике процесса серпентинизации // Геология и геофизика. 1987. № 1. С. 54–62.
24. *Винник Л.П., Егоркин А.В.* Низкоскоростной слой в мантии древних платформ по данным сейсмических наблюдений на длинных профилях // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 12. С. 12–18.
25. *Волярович М.П.* Деформационные и прочностные свойства горных пород // Исследования физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наук. думка, 1977. С. 126–131.
26. *Волярович М.П., Акулова Р.С., Баюк Е.И.* Упругость галогенных горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1986. 186 с.
27. *Волярович М.П., Волинец Л.Н.* Распределение скоростей продольных волн при высоких давлениях в образцах изверженных пород различных регионов // Геофиз. журн. 1981. Т. 3, № 2. С. 66–70.
28. *Волярович М.П., Гурвич А.С.* Исследование динамического модуля упругости горных пород в зависимости от температуры // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1957. № 4. С. 417–425.
29. *Воронов Ф.Ф., Григорьев С.Б.* Влияние давления до 100 кбар на скорости звука в хлористом серебре // ДАН СССР. 1968. Т. 82, № 2. С. 304–306.
30. *Гарбер Р.И., Харитонова Ж.Ф.* Исследование фазовых превращений по данным о поглощении упругих колебаний // Аналитические возможности метода внутреннего трения. М.: Наука, 1973. С. 129–136.
31. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Каминский Ф.В.* Опыт построения кайнозойских геотерм по минеральным термометрам // Геотермометры и палеотемпературные градиенты. М.: Наука, 1981. С. 24–30.
32. *Герцикен Д.С., Гуревич М.Е., Коваль Ю.Н.* и др. Влияние мартенситного превращения на диффузионную подвижность атомов в металлах // Мартенситные превращения: Докл. междунар. конф. "ICOMAT-77". Киев: Наук. думка, 1978. С. 274–278.
33. *Гиббс Дж.В.* Термодинамические работы. М.: Гостехиздат, 1950. 492 с.
34. *Глебовицкий В.А., Другова Г.М.* Соотношение между гранит-зеленокаменными и грануло-гнейсовыми сериалами // Проблемы эволюции докембрийской литосферы. Л.: Наука, 1986. С. 71–79.
35. *Гринфельд М.А.* О статике и динамике неоднородных изотропных упругих тел, содержащих поверхности фазовых переходов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 5. С. 12–23.
36. *Гусева Т.В., Певнев А.К., Шевченко В.И.* Современные движения, тектоника и сейсмичность западной части хребта Петра Первого в Таджикистане // Комплексные геодинамические полигоны. М.: Наука, 1984. С. 94–97.
37. *Гуфан Ю.М.* Структурные фазовые переходы. М.: Наука, 1982. 304 с.
38. *Де Гроот С., Мазур П.* Неравновесная термодинамика. М.: Мир, 1964. 456 с.
39. *Дорофеева Р.П., Лысак С.В.* Геотермические разрезы (геотраверсы) литосферы южной части Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1987. № 6. С. 71–80.
40. *Драчинский А.С., Дубок В.А., Лашнева В.В.* и др. Об особенности температурной зависимости разрушающего напряжения диоксида циркония // Пробл. прочности. 1988. № 3. С. 77–79.
41. *Дубровинский Л.С., Пилоян Г.О.* Влияние размера кристаллов на температуру полиморфного (α – β)-перехода в кварце // ДАН СССР. 1986. Т. 286, № 4. С. 958–961.
42. *Дьярмати И.* Неравновесная термодинамика: Теория поля и вариационные принципы. М.: Мир, 1974. 304 с.
43. *Екобори Т.* Физика и механика разрушения и прочности твердых тел. М.: Металлургия, 1971. 264 с.
44. *Елисеев Н.А., Ожинский И.С., Володин Е.Н.* Геологическая карта Хибинских тундр. М.; Л., 1939. (Тр. Ленингр. геол. упр.; Вып. 19).
45. *Ефимова Г.А., Наумова Е.В.* Изучение упругих свойств микроклинов разных месторождений под действием давления до 15 кбар // Процессы и свойства вещества Земли. М.: Наука, 1981. С. 41–50.
46. *Жалковский Н.Д., Мучная В.Н.* О точности определения наклона графика повторыемости // Геология и геофизика. 1987. № 10. С. 121–129.

47. *Жарков В.Н.* Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.
48. *Жарков В.Н., Трубицын В.П.* Физика планетных недр. М.: Наука, 1980. 228 с.
49. *Зак С.И.* Тектоника Хибинского щелочного массива // Магматизм Кольского полуострова. М.: Гостеолтехиздат, 1963.
50. *Зверев С.Н., Литвиненко И.В., Лучинский М.Д.* и др. Строение земной коры Исландии по сейсмическим данным. М.: Наука, 1985. 220 с.
51. *Зубов В.Г., Фирсова М.М.* Об особенностях упругого поведения кварца в области перехода // Кристаллография. 1962. № 3. С. 469–471.
52. *Иевлев И.Ю., Мелехин В.П., Минц Р.И.* и др. Особенности параметров акустического излучения при термоупругой мартенситной реакции // ФТТ. 1973. Т. 15, № 9. С. 2647–2650.
53. *Калинин В.А., Родкин М.В.* Вариации параметров графика повторяемости землетрясений с глубиной // ДАН СССР. 1985. Т. 284, № 1. С. 82–89.
54. *Калинин В.А., Родкин М.В.* О связи ориентации подвижек в очагах глубоководных землетрясений с морфологией зон Бенъофа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 1. С. 3–11.
55. *Калинин В.А., Родкин М.В., Данилова М.А.* Анализ и физическая интерпретация глубинной сейсмичности Курило-Камчатского региона // Там же. 1984. № 7. С. 29–37.
56. *Калинин В.А., Томашевская И.С.* О пластичности минералов при фазовых переходах // ДАН СССР. 1982. Т. 268, № 1. С. 59–61.
57. *Калинин В.А., Томашевская И.С.* Фазовые переходы и землетрясения // Прогноз землетрясений. 1983. № 4. С. 151–158.
58. *Калинин В.А., Томашевская И.С., Греблов М.И., Рассказов А.Д.* Акустическая эмиссия при твердотельных превращениях // A-svanyok es kozetek fizikai tulajdonsagait magos homersekleten es nyomason. Miskolc; Budapest, 1987. Old. 66–68.
59. *Калинин В.А., Томашевская И.С., Морозов В.Н.* и др. Возможная роль полиморфных переходов как инициатора землетрясений // Современное состояние сейсмологических исследований в Европе. М.: Наука, 1988. С. 247–251.
60. *Калинин В.А., Томашевская И.С., Родкин М.В.* и др. Свойства веществ в процессе твердотельных превращений и их связь с тектоническими явлениями // Высокие давления в науке и технике: Тез. докл. XI междунар. конф. МАРИВД. Киев: Наук. думка, 1987. С. 43.
61. *Калитенко В.А., Нерга В.М., Саливанов И.Н.* Определение температур фазовых переходов титанатов бария и строения методом акустической эмиссии // ФТТ. 1980. Т. 22, № 6. С. 1838–1839.
62. *Каракин А.А., Лобковский Л.Н., Николаевский В.Н.* Образование серпентинитового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические явления // ДАН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 572–576.
63. *Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир, 1985. 264 с.
64. *Кидяров Б.И.* Кинетика образования кристаллов из жидкой среды. Новосибирск: Наука, 1979. 134 с.
65. *Коган С.Я., Аптекман Ж.Я., Поликарпова Л.Н.* и др. Землетрясения дуги Тонга: Динамические особенности очагов по данным станции Петропавловск // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 1. С. 21–34.
66. *Коган С.Я., Поликарпова Л.Н.* Определение динамических параметров очагов глубоководных землетрясений Фиджи–Тонга по спектрам продольных волн // Там же. 1983. № 7. С. 34–48.
67. *Кольская сверхглубокая: Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины.* М.: Недра, 1984. 490 с.
68. *Кондорская Н.В., Павлова Л.Н., Пустовитенко А.Н.* и др. Некоторые результаты изучения спектров продольных волн дальневосточных землетрясений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1967. № 1. С. 60–67.
69. *Костов И.* Минералогия. М.: Мир, 1971. 584 с.
70. *Краснопевецова Г.В.* Геолого-геофизические особенности строения слоев с пониженными скоростями в земной коре // Региональное развитие и промышленная геофизика. М.: ВИЭМС, 1978. С. 37–45.
71. *Краснопевецова Г.В.* Низкоскоростные слои (волноводы) в земной коре // Глубинное строение слабосейсмичных районов СССР. М.: Наука, 1987. С. 35–46.
72. *Кривоглаз М.А.* Теория затухания упругих колебаний в двухфазных смесях // Физика металлов и металловедение. 1960. № 4. С. 497–512.

73. *Кристиан Дж.* Теория превращений в металлах и сплавах. М.: Мир, 1978. 807 с.
74. *Кристал М.А.* Ускоренный и недиффузионный массоперенос в твердых телах // Физика прочности и пластичности металлов и сплавов. Куйбышев, 1982. С. 71–80.
75. *Кулемин А.В., Фомин В.В., Урусов В.С.* Акустическая эмиссия при фазовых превращениях в сталях // Акуст. журн. 1982. Т. 28, № 1. С. 137–138.
76. *Кусков О.Л.* Структура переходной зоны мантии // Природа. 1986. № 12. С. 20–29.
77. *Кусков О.Л.* Топология фазовых диаграмм минеральных систем и глубоко-фокусные землетрясения // Геохимия. 1987. № 8. С. 1093–1107.
78. *Кусков О.Л., Хитаров Н.И.* Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли. М.: Наука, 1982. 278 с.
79. *Кучай В.К.* О природе слоя пониженных скоростей и тектонофизических следствиях деформации расчлененности земной коры // Тектоническая расчлененность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. С. 92–99.
80. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Механика сплошных сред. М.: Гостехтеоретиздат, 1954. 795 с.
81. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Статистическая физика. М.: Наука, 1976. 584 с.
82. *Ларионов Л.Н., Фальченко В.М., Мазанко В.Ф.* и др. Аномальное ускорение диффузии при импульсном нагружении металлов // ДАН СССР. 1975. Т. 221, № 5. С. 1073–1075.
83. *Лебедев Н.И., Леванюк Г.М., Сигов А.С.* Центры дилатации и аномалии физических свойств кристаллов вблизи точек фазовых переходов // ФТТ. 1984. Т. 26, № 1. С. 249–252.
84. *Лебедев Т.С., Оровецкий Ю.П., Корчин В.А.* Динамика полиморфных превращений и изменения скорости ультразвука в карбонатных породах и минералах состава CaCO_3 при различных термодинамических условиях // Исследования физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наук. думка, 1977. С. 97–119.
85. *Левченко О.В., Мерлин Л.Р., Шрейдер А.А.* Структурно-геодинамические особенности Зондского желоба // Геотектоника. 1986. № 3. С. 91–99.
86. *Леманов В.В., Ким В.С.* Анизотропия упругих свойств кристаллов кварца // Кристаллография. 1987. Т. 32, № 3. С. 713–717.
87. *Ле Пишон К., Франшио Ж., Бонин Ж.* Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 188 с.
88. *Лившиц Л.Д., Делицин И.С.* О полиморфном переходе козита в кварц при высоком окружающем давлении // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 7. С. 73–76.
89. *Лившиц Л.Д., Ларионов Л.В., Рябинин Ю.Н.* и др. Кинетические особенности полиморфных переходов от структуры типа NaCl к структуре типа CsCl при высоком давлении // Там же. 1972. № 11. С. 28–37.
90. *Лившиц Л.Д., Рябинин Ю.Н., Зверев А.С.* Упругие импульсы при полиморфных переходах под давлением // Распространение упругих и упругопластичных волн. Алма-Ата: Наука, 1973. С. 236–245.
91. *Литвиненко И.В., Анкудинов С.А., Лизинский М.Д.* Взаимоотношения и природа сейсмических границ Балтийского щита // Геофизика, геология и катастрофические природные явления: Геология континентальных окраин. М.: Наука, 1980. С. 25–31.
92. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектонические течения горных пород литосферы // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146.
93. *Лукьянов А.В.* Релаксационные автоколебательные системы в геологических процессах: Моделирование // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. Ч. 1. С. 8–86.
94. *Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т.* Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М., 1987. Ч. 2. С. 121–127.
95. *Любимова Е.А., Любощий В.М., Парфенюк О.И.* Численные модели тепловых полей Земли. М.: Наука, 1983. 125 с.
96. *Любимова Е.А., Милановский С.Ю., Смирнова Е.В.* Новые результаты изучения теплового потока на Балтийском щите // История развития теплового поля в зонах различного эндогенного режима стран Восточной Европы. М.: Наука, 1985. С. 93–110.

97. Ляхов Н.З. Достижения и перспективы механохимии // Вестн. АН СССР. 1988. № 8. С. 65–74.
98. Ляцкий В.Б. О роли фазовых переходов в движении литосферных плит: Препр. ПГИ № 86-06-48. Апатиты, 1986. 8 с.
99. Ма Ш. Современная теория критических явлений. М.: Мир, 1980. 298 с.
100. Магницкий В.А., Артюшков Е.В. Некоторые общие вопросы динамики Земли // Тектоносфера Земли. М.: Наука, 1978. С. 487–525.
101. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200 с.
102. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. М., 1974. С. 102.
103. Мейсон Р. Петрология метаморфических пород. М.: Мир, 1981. 263 с.
104. Минералогическая энциклопедия. Л.: Недра, 1985. 512 с.
105. Миц Р.И., Мелехин В.П., Иевлев И.Ю. и др. Акустическое излучение при термоупругой мартенситной реакции // ФТТ. 1972. Т. 14, № 5. С. 1582–1583.
106. Мирзоахмедов Х.М., Хромова Н.Н., Шутилов В.А. и др. Температурная зависимость скорости и поглощения ультразвука в области фазового перехода в кристаллах ТГС, легированных переходными металлами // Там же. 1981. Т. 23, № 3. С. 685–689.
107. Миямура С. Сейсмичность Земли // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 93–103.
108. Миясиро А., Аки К., Шенгер А. Орогенез. М.: Мир, 1985. 286 с.
109. Москвина А.Г. Р-волны и параметры очагов глубокофокусных землетрясений Фиджи–Тонга // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. № 7. С. 38–54.
110. Мого К. Разрывы и течения в горных породах // Верхняя мантия. М.: Мир, 1975. С. 234–256.
111. Николаевский В.Н. Граница Мохоровичича как предельная глубина хрупкодилатационного состояния горных пород // ДАН СССР. 1979. Т. 249, № 4. С. 817–821.
112. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и геологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С. 16–28.
113. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах: От диссипативных структур к самоорганизации. М.: Мир, 1979. 512 с.
114. Омеляненко И.Ф., Ушаков В.И., Иенатов В.М. Акустическая эмиссия при различных механизмах деформации // Тез. III Всесоюз. семинара "Структура дислокаций и механические свойства металлов и сплавов". Свердловск, 1985. С. 31.
115. Орлов А.Н., Перверзенцев В.Н., Рыбин В.В. Границы зерен в металлах. М.: Металлургия, 1980. 154 с.
116. Остапенко Г.Т. Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории метаморфизма. Киев: Наук. думка, 1977. 239 с.
117. Павлов А.А., Шамина О.Г. Изучение упругих волн от сдвигового разрыва в трехмерных моделях // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1981. № 3. С. 34–46.
118. Пархоменко Э.И. Электрические свойства минералов и горных пород // Исследования физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наук. думка, 1977. С. 135–147.
119. Патис А., Мак-Коннел Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983. 304 с.
120. Пейве А.В. Глубинные разломы // Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 95–122.
121. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8–24.
122. Петровский М.А., Панасьян Л.Л., Хромова В.Б. Эмиссионные эффекты памяти в горных породах при нагревании // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 10. С. 105–108.
123. Петропавлов Н.Н., Улюх Ю.В. Исследование процесса полиморфного перехода в гексахлорэтане // Кристаллизация и фазовые превращения. Минск: Наука и техника, 1971. С. 46–53.
124. Пластичность и прочность твердых тел при высоких давлениях / Б.И. Береснев, Е.Д. Мартынов, К.П. Родионов и др. М.: Наука, 1970. 162 с.

125. *Пригожин И.* От существующего к возникающему. М.: Наука, 1985. 327 с.
126. *Пуарье Ж.П.* Высокотемпературная пластичность кристаллических тел. М.: Металлургия, 1982. 272 с.
127. *Резанов И.А.* Сверхглубокое бурение. М.: Наука, 1981. 160 с.
128. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
129. *Родкин М.В.* Оценка параметров фазовых границ в литосфере. М., 1985. 24 с. Деп. в ВИНТИ 25.11.85, № 6541.
130. *Родкин М.В.* О морфологии зон Беньофа // Актуальные проблемы геофизики. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С. 115–125.
131. *Руженцев С.В.* Сорванные покровы и структурная расслоенность литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 6–14.
132. *Садовский М.А.* Автомодельность геодинамических процессов // Вестн. АН СССР. 1986. № 8. С. 3–11.
133. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.
134. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 184 с.
135. *Сирота Н.Н.* Термодинамические превращения при изменении внешних параметров равновесия // Кристаллизация и фазовые превращения. Минск: Наука и техника, 1971. С. 333–351.
136. *Слуцкий А.Б., Хитаров Н.И., Ходырев О.Ю.* Устойчивость серпентинита и талька в системе $MgO-SiO_2$ при высоких давлениях (по данным термографического анализа) // Геохимия. 1984. № 3. С. 314–323.
137. *Соловьев И.А.* К проблеме неоднородности коры и верхней мантии Земли // Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981. С. 71–103.
138. *Соллогуб В.Б.* Литосфера Украины. Киев: Наук. думка, 1986. 184 с.
139. *Сомов В.И., Рахимова И.Ш.* Современные движения земной коры Карпато-Балканского региона и сопредельных структур. Киев: Наук. думка, 1983. 144 с.
140. Справочник физических констант горных пород/ Под ред. С. Кларка. М.: Мир, 1969. 543 с.
141. *Стейси Ф.* Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.
142. *Струков Б.А., Спиридонов Т.П., Минаева К.А.* и др. О характере аномалий тепловых и упругих свойств кристаллов триглицисульфата с примесями // Кристаллография. 1982. Т. 27, № 2. С. 313–319.
143. *Сухаревский Б.Я., Лысак С.В.* Влияние дислокаций на температурные характеристики превращения кристобалита // ДАН СССР. 1964. Т. 155, № 3. С. 615–618.
144. *Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.П.* Закономерности пространственного распределения гипоцентров Курило-Камчатского и Японского регионов и их связь с особенностями геофизических полей // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1977. С. 67–77.
145. *Тараканов Р.З.* О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 11–29.
146. *Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. 732 с.
147. *Токарев П.И.* Сейсмическая активность фокального слоя Камчатки и ее связь с вулканизмом // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. Новосибирск: Наука, 1974. С. 166–176.
148. *Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
149. *Трифонов В.Г.* Признаки тектонической расслоенности литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы новейших подвижных поясов. М.: Наука, 1982. С. 66–75.
150. *Успенская А.Б.* Изменение коэффициента линейного расширения жильных кварцев оловорудных месторождений в зависимости от температуры нагревания // Изв. вузов. Геология и разведка. 1970. № 7. С. 26–30.
151. *Уббелодэ А.* Плавление и кристаллическая структура. М.: Мир, 1969. 420 с.
152. *Файф У., Прайс Н., Томпсон А.* Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 437 с.
153. *Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В.* и др. Зона Вадати–Заварицко-го–Беньофа на Камчатке // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 5–10.

154. Физические свойства минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах: Справочник / Е.И. Баюк, И.С. Томашевская, В.М. Добрынин и др.; Под ред. М.П. Воляровича. 2-е изд. М.: Наука, 1988. 255 с.
155. *Хакен Г.* Синергетика. М.: Мир, 1980. 403 с.
156. *Харт Э.* Фазовые переходы на границах зерен // Атомная структура межзеренных границ. М.: Мир, 1978. С. 243–258.
157. *Хейзен Р.М., Фигнер Л.В.* Кристаллы при высоком давлении // В мире науки. 1985. № 7. С. 54–61.
158. *Ходырев О.Ю., Агошков В.М.* Фазовые превращения серпентина в системе $MgO-SiO_2-H_2O$ в интервале давлений 40–80 кбар // Геохимия. 1986. № 2. С. 264–269.
159. *Хокао Д., Омуро С.* Некоторые свойства горных пород при высокой температуре: Измерение коэффициента линейного расширения и модуля Юнга // Нихон когэ майон. 1969. Т. 85, № 977. С. 771–776.
160. *Шаров В.И., Грецишников Г.А.* О поведении тектонических разрывов на различных глубинных уровнях земной коры по данным метода отраженных волн (МОВ) // ДАН СССР. 1982. Т. 263, № 2. С. 412–415.
161. *Шараськин А.Я., Карпенко С.Ф.* Субдукция в свете геохимических данных // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 110–122.
162. *Шебалин Н.В.* К вопросу о природе глубоких землетрясений // ДАН СССР. 1968. Т. 181, № 5. С. 1119–1122.
163. *Широкова Е.И.* Землетрясения "несдвигового типа" // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 3. С. 29–40.
164. *Шкловский В.А.* Тепловая неустойчивость фронта фазового превращения при распаде замороженных метастабильных состояний // ДАН СССР. 1981. Т. 261, № 6. С. 1343–1346.
165. *Шукин В.К.* Волноводы, расслоенность литосферы и горизонтальные сейсмофокальные зоны // Тектоническая расслоенность литосферы подвижных поясов. М.: Наука, 1982. С. 79–92.
166. *Юдахин Ф.Н., Беленович Т.Я.* Тектоническая расслоенность литосферы по сейсмологическим данным // Литосфера Тянь-Шаня. М.: Наука, 1986. С. 97–102.
167. *Abe K., Kanamori H.* Temporal variation of activity of intermediate and deep earthquakes // J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84, N 7. P. 3589–3595.
168. *Abe K.* Magnitude, seismic moment and apparent stress drops for major deep earthquakes // J. Phys. Earth. 1982. Vol. 30, N 4. P. 321–330.
169. *Abbott D., Lyle M.* Age of oceanic plates at subduction and volatile recycling // Geophys. Res. Lett. 1984. Vol. 11, N 10. P. 951–954.
170. *Aki K.* The use of a physical model of fault mechanics for earthquake prediction // A collection of papers of International symposium "On continental seismicity and earthquake prediction". Beijing: China seismol. press, 1984. P. 653–659.
171. *Anderson D.L.* Chemical stratification of the mantle // J. Geophys. Res. B. 1979. Vol. 84, N 11. P. 6297–6298.
172. *Anderson D.L.* Thermally induced phase changes lateral heterogeneity of the mantle, continental roots, and deep slab anomalies // Ibid. 1987. Vol. 92, N 13. P. 13968–13980.
173. *Austrheim H.* Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones // Earth and Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 81, N 2/3. P. 221–232.
174. *Bäyly B.* Geometry of subducted plates and island arcs viewed as a buckling problem // Geology. 1982. Vol. 10, N 12. P. 629–632.
175. *Barret C.S.* A low temperature transformation in lithium // Phys. Rev. 1947. Vol. 72, N 3. P. 245.
176. *Beattie A.G.* Acoustic emission in InTi alloy // Bull. Amer. Phys. Soc. 1971. Vol. 16. P. 385.
177. *Beattie A.G.* Characteristics of acoustic emission signals generated by a phase transition // IEEE Trans. Sonics and Ultrasonics. 1973. Vol. 20, N 1. P. 52.
178. *Beavan J., Bilham R., Hurst K.* Coherent tilt signals observed in the Shumagin seismic gap: detection of the time-dependent subduction at depth // J. Geophys. Res. B. 1984. Vol. 89, N 6. P. 4478–4492.
179. *Behrmann J.H.* Crystal plasticity and superplasticity in quartzite: A natural example // Tectonophysics. 1985. Vol. 115, N 1. P. 101–129.

180. *Berberian M.* Aftershock tectonics of the 1978 Tabas-e-Golshan (Iran) earthquake sequence: Documented active "thin- and thick-skinned tectonic" case // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1982. Vol. 68, N 2. P. 499-530.
181. *Bhattacharya A.R.* A "ductile thrust" in the Himalaya // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 135, N 1/3. P. 37-45.
182. *Bibring H., Sebillan F.* Etude acoustique de la transformation allotropique du Cobalt // *Mem. sci. Rev. met.* 1959. Vol. 56. P. 609-613.
183. *Bird P.* Stress and temperature in subduction shear zones: Tonga and Mariana // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. Vol. 55. P. 411-434.
184. *Bock G.* P-wave travel times from deep and intermediate depth earthquakes to local seismic stations and the subducted slab of oceanic lithosphere beneath the Tonga island arc // *J. Geophys. Res. B.* 1987. Vol. 92, N 13. P. 13 863-13 877.
185. *Boyer S., Elliott D.* Thrust systems // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982. Vol. 66, N 9. P. 1196-1230.
186. *Bridgman P.W.* Polymorphic transitions and geological phenomena // *Amer. J. Sci. A.* 1945. Vol. 243, N 1. P. 90-96.
187. *Brodie K.H., Rutter E.H.* The role of transiently fine-grained reaction products in syntectonic metamorphism: Natural and experimental examples // *Canad. J. Earth Sci.* 1987. Vol. 24. P. 556-564.
188. *Brodie K.H., Rutter E.H.* On the relationship between deformation and metamorphism, with special reference to the behavior of basic rocks // *Adv. Phys. Geochem.* 1985. Vol. 4. P. 138-179.
189. *Bruce A.D., Cowley R.A.* Structural phase transitions // *Adv. Phys.* 1980. Vol. 29, N 1. P. 1-320.
190. *Buerger M.J.* Phase transformations in solid. N.Y.: Wiley, 1951. 183 p.
191. *Cardwell R.K., Isacks B.L.* Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea from seismicity and fault plane solutions // *J. Geophys. Res. B.* 1978. Vol. 83, N 6. P. 2825-2838.
192. *Chaklader A.C.D.* Deformation of quartz crystals at the transformation temperature // *Nature.* 1963. N 4869. P. 791-792.
193. *Chaklader A.C.D.* Transformation plasticity and hot pressing // *Deformation of ceramic materials.* N.Y.; L.: Plenum press, 1975. P. 425-442.
194. *Coe R.S., Paterson M.S.* The α - β inversion in quartz: A coherent phase transition under nonhydrostatic stress // *J. Geophys. Res.* 1969. Vol. 74. P. 4921-4948.
195. *Collision tectonics* / Ed. M.P. Coward, A.C. Ries. 1986. 415 p. (*Geol. Soc. Spec. Publ.*; N 19).
196. *Cook F.A.* Geometry of the Kapuskasing structure from a lithosphere pilot reflection survey // *Geology.* 1985. Vol. 13, N 5. P. 368-371.
197. *Creager K.S., Jordan T.H.* Slab penetrations into the lower mantle // *J. Geophys. Res. B.* 1984. Vol. 89, N 5. P. 3031-3049.
198. *Creager K.S., Jordan T.H.* Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other islands areas of the northwest Pacific // *Ibid.* 1986. Vol. 91, N 3. P. 3573-3589.
199. *Dandurant J.-L., Gout R., Schott J.* Experiments on the phase transformations and chemical reactions of mechanically activated minerals by grinding: Petrological implications // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 83. P. 356-386.
200. *Davies G.J., Edington J.W., Cutler C.P.* et al. Superplasticity: A review // *J. Mater. Sci.* 1970. Vol. 5, N 12. P. 1091-1102.
201. *Davis G.A., Lister G.S., Reynolds S.* Structural evolution of the Whipple and South mountains shear zones, southwestern United States // *Geology.* 1986. Vol. 14. P. 7-10.
202. *De Long M., Rathenau G.W.* Mechanical properties of iron and some iron alloys while undergoing allotropical transformation // *Acta met.* 1959. Vol. 7, N 5. P. 246-253.
203. *Denham D.* Summary of earthquake focal mechanism for western Pacific-Indonesian region, 1923-1973. World Data Center A for Solid Earth Geophysics, 1977. 110 p.
204. *Dziewonski A.M., Gilbert F.* Observations of normal modes from 84 recording of the Alaskan earthquake of March 1964. Pt 2. Further remarks based on new spheroidal overtone data // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1973. Vol. 35, N 4. P. 401-437.
205. *Engdahl E., Scholz C.* A double Benioff zone beneath the Central Aleutians, an unbending of the lithosphere // *Geophys. Res. Lett.* 1977. Vol. 4, N 10. P. 473-476.
206. *Evernden J.F.* Further studies of seismic discrimination // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 65, N 2. P. 359-392.

207. *Evison F.F.* On the occurrence of volume change at the earthquake source // *Ibid.*, 1967. Vol. 57, N 1. P. 9–17.
208. *Forsyth D., Uyeda S.* On relative importance of the driving forces of plate motion // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1975. Vol. 43, N 1. P. 163–200.
209. *Fujita K., Kanamory H.* Double seismic zones and stresses of intermediate depth earthquakes // *Ibid.* 1981. Vol. 66, N 1. P. 131–156.
210. *Fucao Y., Kikuchi M.* Source retrieval for mantle earthquake by iterative deconvolution of long-period P-waves // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 144, N 1/3. P. 249–269.
211. *Giardini D.* Systematic analysis of deep seismicity: 200 centroid-moment tensor solutions for earthquakes between 1977 and 1980 // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1984. Vol. 77, N 3. P. 883–914.
212. *Giardini D.* Regional deviation of earthquake source mechanisms from the "double-couple" model // *Proceedings of the International school of physics "Enrico Fermi": Earthquakes: observation, theory and interpretation.* 1983. P. 345–353.
213. *Giardini D., Woodhouse J.H.* Deep seismicity and modes of deformation in Tonga subduction zone // *Nature.* 1984. Vol. 307, N 5951. P. 505–509.
214. *Giffkins R.C.* Grain-boundary sliding and its accommodation during creep and superplasticity // *Met. Trans. A.* 1976. Vol. 7, N 8. P. 1225–1232.
215. *Gill J.B.* *Orogenic andesites and plate tectonics.* Springer, Verlag, 1981. 391 p.
216. *Goto K., Hamaguchi H., Suzuki Z.* Earthquake generating stresses in a descending slab // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 112, N 1/4. P. 111–128.
217. *Gough D.I.* Magnetotelluric evidence for subduction of seafloor sediments // *Nature.* 1986. Vol. 321, N 6070. P. 566–568.
218. *Graham C.M., England P.C.* Thermal regimes and regional metamorphism in the vicinity of overthrust faults: An example of sheat heating and inverted metamorphic zonation from Southern California // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31, N 1. P. 142–152.
219. *Green H.W., II.* How and why does olivine transform to spinel // *Geophys. Res. Lett.* 1984. Vol. 1, N 9. P. 817–820.
220. *Greenwood G.W., Johnson R.H.* The deformation of metals under small stresses during phase transition // *Proc. Roy Soc. London A.* 1965. Vol. 283, N 1394. P. 403–422.
221. *Griggs D.T., Baker D.W.* The origin of deep focus earthquakes // *Properties of mater under unusual circumstances.* N.Y., 1968. P. 23–42.
222. *Ham D.* Seismic velocity structure using array data // *Phys. Earth and Planet Inter.* 1981. Vol. 24, N 1. P. 33–52.
223. *Hanus V., Vanek J.* System of subduction in the southwest Pacific // *Geodynamic investigation in the Czechoslovakia.* Bratislava, 1979. P. 35–40.
224. *Hasegawa A., Umino N., Rakaqi A.* Double-planed seismic zone and upper mantle structure in the northeastern Japan arc // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. Vol. 54, N 2. P. 281–296.
225. *Heitzmann P.* Calcite mylonites in the Central Alpine "root zone" // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 135. P. 207–215.
226. *Hurich C.A., Smithson S.B., Fountain D.M.* et al. Seismic evidence of mylonite reflectory and deep structure in the Kettle Dome metamorphic core complex // *Geology.* 1985. Vol. 13, N 8. P. 577–580.
227. *Isacks B., Molnar P.* Distribution of stress in the descending lithosphere from a global survey of focal-mechanism solution of mantle earthquakes // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1971. Vol. 9, N 1. P. 103–174.
228. *Ito M., Harris D.M., Anderson Jr.* Alteration of oceanic crust and geologic cycling of chlorine and water // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1983. Vol. 47. P. 1613–1624.
229. *Jarrard R.D.* Relations among subduction parameters // *Rev. Geophys.* 1986. Vol. 24, N 2. P. 217–284.
230. *Johnson C.A., Smyth J.R., Brandt R.C.* et al. Transformation superplasticity in pure Bi_2O_3 and $\text{Bi}_2\text{O}_3 - \text{Sm}_2\text{O}_3$ eutectoid systems // *Deformation of ceramic materials.* N.Y.; L.: Plenum press, 1975. P. 455–463.
231. *Jolivet L., Miyashita S.* The Hidaka shear zone (Hokkaido, Japan); genesis during a right-lateral strike-slip movement // *Tectonics.* 1985. Vol. 4, N 3. P. 289–302.
232. *Kagan Y.Y., Knopoff L.* Dependence of seismicity on depth // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 70, N 9. P. 1811–1822.

233. *Kalinin V.A., Tomashevskaya I.S.* Stress-strain characteristics of substances under phase transition // Physical properties of the mineral system of the Earth's interior. Prague, 1985. P. 95-98.

234. *Keller I.V., Hess S.* Properties of global constitutive equations of non-equilibrium thermodynamic based on linear local laws // J. Non-Equilibrium Thermodyn. 1981. Vol. 6, N 5. P. 217-228.

235. *Kern H.* The effect of high temperature and high confining pressure on compressional wave velocities in quartz-bearing and quartz-free igneous and metamorphic rocks // Tectonophysics. 1978. Vol. 44, N 1/4. P. 185-203.

236. *Kern H., Fakhimi M.* Effect of fabric anisotropy on compressional wave propagation in various metamorphic rocks for the range 20-700 °C at 2 kbar // Ibid. 1975. Vol. 28, N 4. P. 227-244.

237. *Kern H., Schenk V.* Elastic wave velocities in rocks from a lower crustal section in southern Calabria (Italy) // Phys. Earth and Planet. Inter. 1985. Vol. 40, N 3. P. 147.

238. *Kimura G.* Oblique subduction and collision; fore arc tectonics of Kuril arc // Geology. 1986. Vol. 14, N 5. P. 404-407.

239. *King G.* The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the Earth and other solids by self-similar fault systems; the geometrical origin of b-value // Pure and Appl. Geophys. 1983. Vol. 121. P. 761-815.

240. *Kirby S.H.* Localized polymorphic phase transformations in high-pressure faults and applications to the physical mechanism of deep earthquakes // J. Geophys. Res. B. 1987. Vol. 92, N 13. P. 13 789-13 800.

241. *Klemperer S.L.* A relation between continental heat flow and the seismic reflectivity of the lower crust // J. Geophys. 1987. Vol. 61, N 1. P. 1-11.

242. *Kneller B.C., Lestie A.G.* Amphibolite facies metamorphism in shear zones in the Buchan area of NE Scotland // J. Metamorph. Geol. 1984. Vol. 2, N 2. P. 83-94.

243. *Komatsu M., Miyashita S., Maeda I.* et al. Disclosing of a deepest section of continental-type crust upthrust as the final event of collision of arcs in Hokkaido, North Japan // Accretion tectonics in the Circum-Pacific region. 1983. P. 149-165.

244. *Kot R.A., Weiss V.* Transformation plasticity in iron-nickel alloys // Met. Trans. 1970. Vol. 1, N 10. P. 2685-2693.

245. *Kozak J., Sileny J.* Shallow earthquakes with a possible tensile source component // Pure and Appl. Geophys. 1985. Vol. 123, N 1. P. 1-16.

246. *Krishna V.G., Kaila K.L.* Seismological study of the elevation of phase boundaries within the subducting lithospheric slabs // Tectonophysics. 1987. Vol. 134, N 1/3. P. 201-213.

247. *Kurtz R.D., Delarier I.M., Gupta I.C.* A magnetotelluric sounding across Vancouver Island detected the subducting Juan de Fuca plate // Nature. 1986. Vol. 321, N 6070. P. 596-599.

248. *Liu L.* On the interpretation of mantle discontinuity // Phys. Earth and Planet. Inter. 1980. Vol. 23, N 4. P. 332-336.

249. *Liu L.* Effect of H₂O on phase transformations of mantle silicates at high pressures and temperatures // Geophys. Res. Lett. 1985. Vol. 12. P. 530-533.

250. *Liu L.* Phase transformations, earthquakes and the descending lithosphere // Phys. Earth and Planet. Inter. 1983. Vol. 32, N 3. P. 226-240.

251. *Liu L.* Phase transformations in serpentine at high pressures and temperatures and implications for subducting lithosphere // Ibid. 1986. Vol. 42, N 4. P. 255-262.

252. *Liu L.* Effects of H₂O on the phase behaviour of the forsterite-enstatite system at high pressures and temperatures and implications for the Earth // Ibid. 1987. Vol. 40, N 1/2. P. 142-167.

253. *Martin G.G.* Acoustic emission from the martensitic transformation // Note ARL/Maf Dep. Defence. Austral. Sci. Serv. 1975. N 110. P. 89.

254. *Matsushima S.* High pressure polymorphic transitions of bismuth observed by the ultrasonic velocity measurement // Spec. Contrib. Geophys. Inst. Kyoto Univ. 1965. N 5. P. 117-123.

255. *Matsuzawa T., Umito N., Hasegawa A.* et al. Upper mantle velocity structure estimated from PS-converted wave beneath the north-eastern Japan arc // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1986. Vol. 86, N 3. P. 767-787.

256. *Maxfield B.W., Cochran R.* Electromagnetic detection of acoustic emission from martensitic transformation // Mater. Evaluation. 1973. Vol. 31, N 2. P. 17-20.

257. *Meredith P.G.* Laboratory experiments supporting a reinterpretation of the seismic b-value anomaly using fracture mechanics // Abstracts XIX general assembly UGGI, Vancouver, 1987. Vol. 1. P. 333.
258. *Mogi K.* Tectonic singularities of the epicentral region of the 1985 Japan Sea earthquake // *J. Seismol. Soc. Jap.* 1985. Vol. 38, N 2. P. 262–265.
259. *Mereu R.F., Simpson D.W., King D.W.* Q and its effects on the observation of upper mantle travel-time branches // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 21, N 4. P. 439–447.
260. *Molnar P., Freedman D., Shin I.S.F.* Length of intermediate and deep seismic zones and temperature in downgoing slabs of lithosphere // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1979. Vol. 56, N 1. P. 41–54.
261. *Morris D.G.* An investigation of the shock-induced transformation of graphite to diamond // *J. Appl. Phys.* 1980. Vol. 51, N 4. P. 2059–2065.
262. *Murrell S.A.F.* Aspects of relationships between deformation and prograde metamorphism that causes evolution of water // *Adv. Phys. Geochem.* 1985. Vol. 4. P. 211–241.
263. *Murrell S.A.F., Ismail I.A.H.* The effect of decomposition of hydrous minerals on the mechanical properties of rocks at high pressure and temperatures // *Tectonophysics.* 1976. Vol. 31, N 3/4. P. 207–258.
264. *Niazi M., Shoja-Taheri I.* Source geometry and mechanism of 1978 Tabas, Iran, earthquake from well located aftershocks // *Ibid.* 1985. Vol. 115, N 1/4. P. 61–68.
265. *O'Connell R.I.* The effects of mantle phase changes on postglacial rebound // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 5. P. 971–984.
266. *Orowan E.* Mechanism of seismic faulting // *Rock deformation.* N.Y., 1960. P. 323–345.
267. *Pascal G., Isacks B.L., Barazangi H.* Precise relocation of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides arc // *J. Geophys. Res. B.* 1978. Vol. 83, N 10. P. 4957–4973.
268. *Pavlis T.L.* The role of strain heating in the evolution of magathrusts // *Ibid.* 1986. Vol. 91, N 12. P. 12 407–12 422.
269. *Pennington W.D., Isacks D.J.* Analysis of short-period wave forms of P-phases from deep-focus earthquake beneath the Fiji Islands // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1979. Vol. 56, N 1. P. 19–40.
270. Plate-tectonic map of the Circum-Pacific region / Circum-Pacific Council for Energy and Miner. Resour., Scale 1:10 000 000. Oklahoma, USA, 1981.
271. *Pognante U., Kienast J.-R.* Blueschist and eclogite transformations in Fe–Ti gabbros: A case from the Western Alps ophiolites // *J. Petrol.* 1987. Vol. 28, N 2. P. 271–292.
272. *Poirier J.-P.* Creep of crystals: High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge, 1985. 260 p. (Earth Sci. Ser.).
273. *Post J.R.L.* High temperature creep of Mt. Burnett dunite // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 42, N 1/2. P. 75–110.
274. *Radmanabhan K.A., Davies G.J.* Superplasticity. Springer, Verlag, 1980. 312 p.
275. *Raleigh C.B., Paterson M.S.* Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implication // *J. Geophys. Res.* 1965. Vol. 70, N 16. P. 3965–3985.
276. *Ramana Y.V.* Physical properties of Indian rocks // *Geophys. Res. Bull.* 1982. Vol. 20, N 3. P. 379–403.
277. *Ramana Y.V., Sarma L.P.* A simple and sensitive strain gauge displacement transducer // *Rev. Sci. Instrum.* 1981. Vol. 52, N 9. P. 1417–1419.
278. *Rao C.N.R., Rao K.J.* Phase transition in solid. McGraw-Hill, 1978. 330 p.
279. *Rastori R.P., Sbad R., Upadhyay B.M.* et al. Non-linear fluxes and Onsager's reciprocity relation // *J. Non-Equilibrium Thermodyn.* 1981. Vol. 6, N 5. P. 273–284.
280. *Reynolds S.J., Shafiqullah M., Damon P.E.* et al. Early Miocene mylonitization and detachment faulting, South Mountains, Central Arizona // *Geology.* 1986. Vol. 14, N 4. P. 283–286.
281. *Ridley J.* Arcuate lineation trends in a deep level, ductile thrust belt, Syros, Greece // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 88, N 3/4. P. 347–360.
282. *Ridley J., Dixon J.E.* Reaction pathways during the progressive deformation of a blueschist metabasite: the role of chemical disequilibrium and restricted range equilibrium // *Metamorph. Geol.* 1984. Vol. 2, N 2. P. 115–128.
283. *Ringwood A.E.* Phase transformation and differentiation in subducted lithosphere: Implication for mantle dynamics, basalt petrogenesis and crustal evolution // *J. Geol.* 1982. Vol. 90, N 6. P. 611–642

284. *Robertson W.N., Stephenson W.R.* Note on the possibility of the earthquake generation by sudden phase transition // *N.Z. J. Sci.* 1973. Vol. 16, N 5. P. 853–856.
285. *Roecker S.W.* Velocity structure in the Izu-Bonin seismic zone and the depth of the olivine-spinel phase transition in the slab // *J. Geophys. Res. B.* 1985. Vol. 90, N 9. P. 7771–7794.
286. *Ross J.V., Bauer S.J., Carter N.L.* Effect of the α - β quartz transition on the creep properties of quartzite and granite // *Geophys. Res. Lett.* 1983. Vol. 10, N 12. P. 1129–1132.
287. *Rossiter P.L.* Order-disorder transition and electrical resistivity of FeCo // *J. Phys. F: Met. Phys.* 1981. Vol. 11, N 3. P. 615.
288. *Rubie D.C.* The olivine-spinel transformation and the rheology of subducting lithosphere // *Nature.* 1984. Vol. 308, N 5959. P. 505–508.
289. *Rubie D.C., Thompson A.B.* Kinetic of metamorphic reactions at elevated temperatures and pressures // *Adv. hys. Geochem.* 1985. Vol. 4. P. 27–79.
290. *Sammis C.G., Dein J.L.* On the possibility of transformational superplasticity in the Earth's mantle // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79, N 20. P. 2961–2965.
291. *Schmid S.M.* The Glarus overthrust: Field evidence and mechanical model // *Eclog. geol. helv.* 1975. Vol. 68, N 2. P. 247–280.
292. *Schmid S.M., Paterson M.S., Boland J.N.* High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble // *Tectonophysics.* 1980. Vol. 65. P. 245–280.
293. *Schubert G., Yuen D.A., Turcotte D.L.* Role of phase transitions in a dynamic mantle // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1975. Vol. 42, N 2. P. 705–735.
294. *Sibson R.H.* Transient discontinuities in ductile shear zones // *J. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2, N 1/2. P. 165–171.
295. *Simon P., Rousseau J.J., Buzare J.Y.* Dynamic clusters and disorder in RbCaF_3 , near and above $T_c = 195 \text{ K}$ // *J. Phys. C: Solid State Phys.* 1982. Vol. 15, N 28. P. 5741–6750.
296. *Singh A.K., Kennedy G.C.* Compression of calcite to 40 kbar // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79, N 17. P. 2615–2622.
297. *Sinha A.K., Hewitt D.A., Rimstidt J.D.* Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites // *Geology.* 1986. Vol. 14, N 10. P. 883–886.
298. *Solomon S.C., Kyaw T.P.V.* Elevation of the olivine-spinel transition in subducted lithosphere: Seismic evidence // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1975. Vol. 11, N 1. P. 97–108.
299. *Spakman W., Hilst R.* The structure of the upper mantle beneath Central Europe, the Mediterranean and the NW-Pacific: Results from large scale delay time tomography // *Abstracts XIX general assembly UGGI Vancouver, 1987.* Vol. 1. P. 51.
300. *Speich G.R., Fister R.M.* Acoustic emission during martensite formation // *Acoustic emission. Philadelphia.* 1972. P. 140–151.
301. *Speich G.R., Schwoeble A.J.* Acoustic emission during phase transformation in steel // *Proc. symp. held in Ft. Uanderdall. Philadelphia Jan. 17–18, 1975.* P. 40–58.
302. *Spence W.* The Aleutian arc; tectonic blocks, episodic subduction, strain diffusion and magma generation // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82, N 2. P. 213–230.
303. *Stefani J.P., Geller R.J., Kroeger G.C.* A direct measurement of the distance between a hypocenter in a Benioff–Wadati zone and the slab-asthenosphere contact // *J. Geophys. Res. B.* 1982. Vol. 87, N 1. P. 323–328.
304. *Stiller H., Franck S.* On the change of seismic velocities at temperatures- and pressure-induced phase transitions // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1980. Vol. 22, N 1/2. P. 216–220.
305. *Sung C.M., Burns R.G.* Kinetics of high-pressure phase transformations; implications to the evolution of the olivine-spinel transformation in the downgoing lithosphere and its consequences on the dynamics of the mantle // *Tectonophysics.* 1976. Vol. 31, N 1/2. P. 1–32.
306. *Tatsumi Y.* Formation of the volcanic front in subduction zones // *Geophys. Res. Lett.* 1986. Vol. 13, N 8. P. 717–720.
307. *Toksoz M.N., Sleep N.H., Smith A.T.* Evolution of the downgoing lithosphere and the mechanism of deep focus earthquakes // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1973. Vol. 35, N 1/2. P. 285–310.
308. *Trehn A.M., Wheeler W.H.* Possible evidence for subducted sedimentary materials beneath Central California // *Geology.* 1987. Vol. 15, N 3. P. 254–258.
309. *Tsujiura M.* Spectra of body waves and their dependence on source depth. 1. Japanese arc // *J. Phys. Earth.* 1972. Vol. 20, N 3. P. 251–266.

310. *Turcotte D.L.* The role of an intracrustal asthenosphere on the behavior of major strike-slip faults // *J. Geophys. Res. B.* 1984. Vol. 89, N 7. P. 5801–5816.
311. *Turcotte D.L.* A fractal model for crustal deformation // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 132, N 1/3. P. 261–269.
312. *Vaisnys I.R., Pilbeam C.C.* Deep earthquake generation by phase transition // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81, N 5. P. 985–988.
313. *Van der Molen I.* The shift of the (α - β)-transition temperature of quartz associated with the thermal expansion of granite at high pressure // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 73, N 4. P. 323–342.
314. *Vassilion M.S., Hager B.H., Faetsky A.* The distribution of earthquakes with depth and stress in subducting slabs // *J. Geodyn.* 1984. Vol. 1, N 1. P. 11–28.
315. *Vaughan P.J., Coe R.S.* Creep mechanism in $MgGeO_4$: Effects of a phase transition // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 1. P. 389–404.
316. *Wang C.* Velocity of compressional waves in limestones, marbles, and a single crystal of calcite to 20 kilobars // *J. Geophys. Res.* 1966. Vol. 7, N 14. P. 3543–3548.
317. *Wang C.* Ultrasonic study of phase transition in calcite to 20 kilobars and 180° // *Ibid.* 1968. Vol. 73, N 12. P. 3937–3944.
318. *Weston W.F., Granato A.V.* Cubic and hexagonal single-crystal elastic constants of a cobalt-nickel alloy // *Phys. Rev. B. – Solid State.* 1975. N 12. P. 5355–5362.
319. *Wever T., Trappe H., Meissner R.* Possible relations between crustal reflectivity, crustal age, heat flow, and viscosity of the continents // *Ann. Geophys. B.* 1987. Vol. 5, N 3. P. 255–266.
320. *White S.N., Bretan P.G.* Rheological controls on the geometry of deep faults and the tectonic delimitation of the continental crust // *Tectonics.* 1985. Vol. 4, N 3. P. 303–309.
321. *Willemann R.J., Frohlich C.* Spatial patterns of aftershocks of deep focus earthquakes // *J. Geophys. Res. B.* 1987. Vol. 92, N 13. P. 13 927–13 943.
322. *Wortel M.J.R.* Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone // *J. Geol. Soc.* 1984. Vol. 141, pt 5. P. 783–791.
323. *Wyss M., Shamey L.J.* Source dimension of the two deep earthquakes estimated from aftershocks and spectra // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 65, N 2. P. 403–409.
324. *Wyss M., Molnar P.* Source parameters of intermediate and deep focus earthquakes in the Tonga arc // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1972. Vol. 6, N 4. P. 279–289.
325. *Zeuch D.H.* Ductile faulting dynamic recrystallization and grain-size-sensitive flow of olivine // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 83, N 3/4. P. 293–308.
326. *Zoback M.D.* State of stress in the lithosphere // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1983. Vol. 21, N 6. P. 1503–1511.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3.
<i>Глава 1. Микроструктурные превращения в коре и мантии Земли</i>	<i>5</i>
1.1. Термодинамические условия в Земле	5
1.2. Горные породы	9
1.3. Метаморфизм	13
1.4. Фазовые превращения	14
1.5. Дегидратация	19
1.6. Факторы, влияющие на термодинамические параметры микроструктурных превращений	21
1.7. Кинетика твердотельных превращений	25
<i>Глава 2. Вариации физических свойств веществ в процессе твердотельных превращений (экспериментальные данные)</i>	<i>31</i>
2.1. Упругие свойства	31
2.2. Деформационные свойства	40
2.3. Акустическая эмиссия	44
2.4. Диффузия и электропроводность	48
<i>Глава 3. Физическая природа аномальных свойств веществ в процессе твердотельных превращений</i>	<i>52</i>
3.1. Классификация твердотельных превращений	52
3.2. Качественное рассмотрение аномалий деформационно-прочностных свойств при твердотельных фазовых превращениях	53
3.3. Деформационно-прочностные свойства твердых тел при фазовых переходах II рода и близких к ним переходах I рода	55
3.4. Общее рассмотрение аномалии физических свойств твердых тел при фазовых переходах I рода (второго класса)	57
3.5. Специфика твердотельных превращений в условиях Земли	72
<i>Глава 4. Тектоническая расслоенность литосферы</i>	<i>75</i>
4.1. Геологические данные о зонах текучести	75
4.2. Геофизические данные о зонах текучести	83
4.3. Модели тектонической расслоенности литосферы	86
4.4. Общая модель генезиса глубинных сдвиговых зон	93
<i>Глава 5. Глубокофокусные землетрясения и сейсмотектоника мантийных частей зон субдукции</i>	<i>100</i>
5.1. Основные черты зон глубокофокусной сейсмичности	101
5.2. Анализ моделей глубокофокусной сейсмичности	104
5.3. Модель очага глубокофокусного землетрясения	112
5.4. Природа различия сейсмогенных и несейсмогенных зон субдукции	117
5.5. Глубинные квазиразломные зоны и закон повторяемости землетрясений	120
5.6. Модель сейсмотектонических процессов в зонах субдукции	124
5.7. Выделение глубинных (квазиразломных) зон по данным о морфологии зон Беньофа	127
5.8. Ориентация плоскостей подвижек в очагах глубоких землетрясений	130
5.9. Направление подвижек в очагах глубоких землетрясений	134
Заключение	141
Литература	143

CONTENTS

Preface	3
<i>Chapter 1. Microstructural transformations within crust and mantle</i>	<i>5</i>
1.1. Thermodynamic conditions in the Earth's interior	5
1.2. Rocks	9
1.3. Metamorphism	13
1.4. Phase transitions	14
1.5. Dehydration	19
1.6. Factors affecting phase equilibrium parameters	21
1.7. Kinetics of solid-state transformations	25
<i>Chapter 2. Specific features of physical properties during the solid-state transformations (experimental data)</i>	<i>31</i>
2.1. Elasticity	31
2.2. Deformational properties	40
2.3. Acoustic emission	44
2.4. Diffusion and conductivity	48
<i>Chapter 3. Physical nature of anomalous characteristics of solids taking place during the transformations</i>	<i>52</i>
3.1. Classification of solid-state transitions	52
3.2. Qualitative consideration of anomalous physical properties taking place during solid-state transformations	53
3.3. Deformational and strength properties of solids during the second-order and weak first-order transitions	55
3.4. General examination of physical properties during the strong first-order solid-state transformations	57
3.5. Specificity of solid-state transformations within the Earth's interior	72
<i>Chapter 4. Deep ductile zones tectonics</i>	<i>75</i>
4.1. Geological data on deep ductile shear zones	75
4.2. Geophysical data on ductile zones	83
4.3. Models of deep shear zones development	86
4.4. General model of deep ductile zone generation	93
<i>Chapter 5. Deep-focus earthquakes and subduction zones seismotectonics</i>	<i>100</i>
5.1. General characteristics of deep seismicity	101
5.2. Analysis of deep-focus earthquakes generation models	104
5.3. Model of deep earthquakes generation	112
5.4. Seismically active and inactive subduction zones, nature of difference	117
5.5. Deep fault-like structures and earthquakes frequency-magnitude relation parameters	120
5.6. Model of subduction zone seismotectonics	124
5.7. Detection of deep fault-like structures by Benioff zones morphology analysis	127
5.8. Fault plane orientations at the focus of deep earthquakes	130
5.9. Seismic displacement directions at the focus of deep earthquakes	134
Conclusion	141
References	143

Научное издание

Калинин Владимир Алексеевич
Родкин Михаил Владимирович
Томашевская Ирина Сергеевна

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ
ЭФФЕКТЫ
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ
ПРЕВРАЩЕНИЙ
В ТВЕРДОЙ СРЕДЕ**

*Утверждено к печати
Институтом физики Земли
им. О.Ю. Шмидта*

Художник *Д.В. Сердюков*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *О.В. Аредова*
Корректор *О.А. Разуменко*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 39712

Подписано к печати 09.10.89. Т - 16042
Формат 60X88 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 10,0. Усл.кр.-отт. 10,3. Уч.-изд.л. 12,2
Тираж 600 экз. Тип. зак. 4071
Цена 2р.40к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Типография № 9 НПО "Книжная палата"
109033, Москва, Волочаевская ул., д. 40

готовятся к печати книги;

Кондауров В.И., Никитин Л.В. Основы реологии геофизической среды. 15 л.

В книге с современных позиций изложены теоретические основы реологии геоматериалов. Рассмотрены как классические, так и новейшие модели геофизической среды, учитывающие дискретное и рассеянное разрушение, фазовые превращения, иерархичность структуры в твердых телах. Исследованы общие свойства определяющих уравнений, необходимые для корректной постановки экспериментальных работ по определению характеристик геоматериалов.

Для специалистов, занимающихся вопросами геомеханики.

Юнга С.Л. Методы и результаты изучения сеймотектонических деформаций. 12 л.

В книге рассмотрены вопросы определения механизма очагов землетрясений. Исследуется механизм деформирования сейсмоактивных объемов горных масс и характер действующих в них тектонических и сеймотектонических напряжений. Развивается метод реконструкции действовавших в геологическом прошлом палеонапряжений. Дан обзор расчетов полей деформаций и напряжений в земной коре Средней Азии. Проведены модельные расчеты.

Для сейсмологов, геологов, занимающихся вопросами региональной тектоники и оценки сейсмической опасности тектонически активных областей.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде.

В монографии рассмотрены особенности сейсмического режима, обусловленные дискретной, иерархической структурой геофизической среды, в которой этот режим осуществляется. Изучается характер пространственно-временной неоднородности сейсмического поля, его "пятнистость" по пространству и неоднородность по времени, фрактальные характеристики этого поля. Рассмотрены вопросы, связанные с определением параметров закона повторяемости землетрясений. Предлагается новая концепция сейсмического режима и обсуждаются ее практические аспекты.

Для сейсмологов, геофизиков, тектонистов, геологов.

Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"
с указанием магазинов и отделов "Книга-почтой"

Магазины "Книга-почтой":

252107 Киев, ул. Татарская, 6; 197345 Ленинград, ул. Петрозаводская 7; 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2.

Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 "Книга-почтой"; 370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 "Книга-почтой"; 232600 Вильнюс, ул. Университет, 4 "Книга-почтой"; 690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 "Книга-почтой"; 320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 "Книга-почтой"; 734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 "Книга-почтой"; 375002 Ереван, ул. Туманяна, 31; 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 "Книга-почтой"; 420043 Казань, ул. Достоевского, 53 "Книга-почтой"; 252030 Киев, ул. Ленина, 42; 252142 Киев, пр-т Вернадского, 79; 252025 Киев, ул. Осипенко, 17; 277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 "Книга-почтой"; 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга-почтой"; 660049 Красноярск, пр-т Мира, 84; 443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 "Книга-почтой"; 191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57; 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2; 194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4; 220012 Минск; Ленинский пр-т, 72 "Книга-почтой"; 103009 Москва, ул. Горького, 19-а; 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7; 630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 "Книга-почтой"; 630076 Новосибирск, Красный пр-т., 51; 142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8; 142292 Пушкино Московской обл., ул. МР "В", 1 "Книга-почтой"; 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга-почтой"; 700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1; 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73; 700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43; 700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 "Книга-почтой"; 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18; 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 "Книга-почтой"; 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49; 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 "Книга-почтой"; 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 "Книга-почтой"

5215

2 р. 40 к.

