

Л.Ф. Добржинецкая

Деформации магматических пород

в условиях
глубинного
тектогенеза



·Наука·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
Институт литосферы

Л.Ф. Добржинецкая

Деформации
магматических
пород
в условиях
глубинного
тектогенеза

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
В.М. МОРАЛЕВ



МОСКВА "НАУКА" 1989

Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза / Л.Ф. Добржинская. — М.: Наука, 1989. — 288 с. — ISBN 5-02-003186-0

Книга посвящена генетическим аспектам структурообразования магматических пород, слагающих глубинные горизонты земной коры и верхней мантии. Рассматривается стиль деформаций широкого спектра пород от плагиогранитов, тоналитов до ультрабазитов, которые являются источником информации о тектонических движениях, происходящих в глубинных зонах литосферы на протяжении разных геологических эпох. Исследования базируются на экспериментальных данных, проведенных геологами разных стран, по деформациям силикатов, достижениях металлофизики и металловедения, рассматривающих процессы твердопластического течения материалов с позиций теории дислокаций. Обсуждаются вопросы структурных парагенезисов в зонах глубинного надвигообразования, механизмы твердопластического течения мантийных и коровых пород, даются оценки параметров деформации. Отмечается роль магматических пород как маркеров тектонических процессов, происходящих в глубинных горизонтах литосферы.

Книга предназначена для геологов, специалистов в области тектоники, структурной геологии, петрологии.

Табл. 8. Ил. 84. Библиогр.: 270 назв.

Рецензенты:

доктора геолого-минералогических наук
М.С. Марков, М.З. Глуховский

Редактор издательства *В.И. Бондаренко*

Научное издание

Добржинская Лариса Феликсовна

ДЕФОРМАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В УСЛОВИЯХ ГЛУБИННОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Утверждено к печати Институтом литосферы АН СССР

Художник *М.Э. Зельцер*. Художественный редактор *В.В. Алексеев*
Технический редактор *О.В. Аредова*. Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 37409

Подписано к печати 22.05.89. Т — 10328. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Усл.печл. 18,0 + 0,7 вкл. Усл.кр.-отт. 19,1
Уч.-издл. 22,4. Тираж 600 экз. Тип зак. 1436. Цена 3р. 60к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

Д 1804020000-253
055 (02)-89 260-89, кн. 2

© Издательство "Наука", 1989

ISBN 5-02-003186-0

ВВЕДЕНИЕ

Магматические породы — наиболее распространенные образования, слагающие глубинные зоны земной коры и мантии. Обширные области современных океанов заняты породами ультрабазит-базитового состава. Аналоги этих образований установлены также в пределах континентов, где они рассматриваются в качестве палеоокеанических структур. Щиты и фундамент древних платформ на континентах сложены преимущественно диоритами, тоналит-гранодиоритами и различными гранитами. Несомненно, что именно эти образования являются источником информации о тектонических движениях, которые осуществляются в глубинных зонах литосферы на протяжении всех геологических эпох. Благодаря своей относительно изотропной первичной структуре магматические породы оказываются хорошим маркером пластических деформаций, являющихся одной из причин структурной анизотропии мощных масс этих пород, слагающих глубинные зоны литосферных плит. Магматические породы являются относительно малокомпонентными системами (в них присутствуют два или три главных породообразующих минерала), вследствие чего они представляют собой очень удобный объект для понимания механизма твердопластического течения глубинных коровых и мантийных масс. Этот механизм может быть понят и описан с помощью пластических свойств того минерала, который преобладает в породах и, следовательно, вносит основной вклад в процессы тектонического течения, происходящего в глубинных зонах литосферных плит.

Структурный анализ магматических пород начал проводиться в 20-е годы нашего столетия почти одновременно в Германии Е. Клоосом и в СССР А.А. Полкановым. Более чем за 60 лет это направление оформилось в хорошо разработанный метод исследования генетических аспектов структурообразования магматических пород разного состава и генезиса. Результаты этих исследований тесным образом связаны с проблемами петрологии, тектоники и геофизики.

В первые 30 лет исследование структуры магматических пород сводилось к изучению формы отдельных плутонов и определению характера движения магм с помощью ориентированных флюидальных текстур. Природа таких текстур рассматривалась с позиций гидродинамики вязких расплавов. Как стало известно позже, такие линейные и плоскостные текстуры не имеют ничего общего с предпочтительными ориентировками минералов, формирующихся в ходе твердопластического течения застывших магматических пород, вовлеченных в процессы корового и мантийного тектогенеза.

Второй этап исследования деформаций в магматических породах обязан появлению тектонической концепции движения литосферных плит, пришедшей на смену фиксистскому учению о геосинклиналиях.

Прежде всего внимание геологов было сконцентрировано на породах ультрабазит-базитового ряда, дающих информацию о строении океанической коры и верхней мантии. В начале 70-х годов Х.Х. Хесс [187] впервые высказал предположение о том, что предпочтительные ориентировки оливинов в мантийных перидотитах отражают процессы твердопластического течения, происходящего в подкоровой литосфере, посредством которого и осуществляется движение литосферных плит, и что эти предпочтительные ориентировки оливинов, слагающих глубинные горизонты коры и верхней мантии, являются одной из причин сейсмической анизотропии глубинных недр Земли.

После этой пионерской работы Х.Х. Хесса в различных лабораториях мира развернулись экспериментальные исследования пластического течения оливинов и пироксенов. Были накоплены многочисленные данные, позволившие описать общие закономерности процессов течения мантийных пород в широком диапазоне температур, давлений и скоростей деформации. Это расширило перспективы для дальнейшего более углубленного развития представлений о динамике движения литосферных плит, а также открыло новые возможности для интерпретации азимутальной сейсмической анизотропии глубинных зон литосферы.

Исследование фанерозойских перидотитов в офиолитовых поясах и образцов перидотитов, драгированных со дна океанов, показали, что эти породы несут следы деформаций, которым они подвергались на верхнемантийном уровне. Сравнительный анализ остаточных деформаций этих образований с таковыми в ультраосновных мантийных ксенолитах, вынесенных на дневную поверхность базальтовыми потоками, обнаружил много общих аспектов, касающихся механизмов твердопластического течения мантийных масс в зонах аномальной мантии под континентальными рифтовыми структурами и в подкоровой литосфере настоящих океанических и фанерозойских палеоокеанических структур. В то же время история развития тектонических процессов в мантийных горизонтах докембрийской литосферы с этой точки зрения оставалась неизученной. Начатые нами исследования альпинотипных перидотитов докембрия показали, что история мантийных деформаций в них во многом сопоставима с главными закономерностями, выявленными для мантийных перидотитов фанерозойского времени.

В последнее время расширились структурные исследования магматических пород среднего и кислого состава — диоритов, тоналитов, трондjemитов и гранитов, слагающих более верхние горизонты континентальной литосферы. Особый интерес представляют тектонические процессы перемещения коровых масс на ранних стадиях развития протоконтинентальной земной коры. Диориты и гранитоиды, метаморфизованные в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, составляют около 70—80% всего объема гранитного слоя. Очевидно, что пластические свойства главных породообразующих минералов гранитоидных пород — кварца и плагиоклаза — вносят основной вклад в процессы тектонического течения, которое контролирует

перемещение и перераспределение глубинных коровых масс. В связи с этим в последние 10—15 лет были возобновлены экспериментальные исследования кварца и плагиоклаза с позиций их пластичности в разных диапазонах температур, давлений и скорости деформаций. На базе этих экспериментов были выявлены основные механизмы деформации коровых пород, которые расширили возможности для исследования главных проблем архейского тектогенеза — его характера и связи с метаморфизмом и гранитизацией.

Все это показывает, что магматические породы, слагающие глубинные горизонты литосферы, могут быть использованы в качестве маркеров процессов глубинной тектоники, позволяющей оценить главные этапы эволюции коровых и подкоровых горизонтов Земли. История деформаций магматических пород может быть изучена различными методами структурного анализа. Специализируясь много лет в области эволюции процессов складкообразования древнейших метаморфических комплексов, автор пришла к необходимости комплексного исследования процессов твердопластического течения горных пород, связывающего крупномасштабные структуры с элементами их микростроения, которые отражают тектоническое течение поликристаллических масс. Переход к этому направлению был в значительной мере стимулирован экспериментальными работами, вскрывающими физическую сущность пластической деформации минералов с позиций теории дислокаций, которые последнее двадцатилетие буквально наводнили страницы ведущей мировой периодики. Благодаря этому подходу оказалось возможным связать между собой данные по пластическим деформациям пород, характеризующих тектоническое течение материала не только в древней протоконтинентальной коре, но и в подкоровых горизонтах.

В монографии приведены результаты 15-летних работ автора в трех регионах страны — на Кольском полуострове, в Восточной Сибири и на Северо-Востоке СССР. Используются результаты лабораторных исследований мантийных ксенолитов из Центральной Европы. Результаты исследований, изложенные в монографии, являются частью научной программы "Космогеологические и геолого-геофизические исследования процессов формирования основных структурных элементов литосферы", разрабатываемой в лаборатории космогеологических и структурных исследований Института литосферы АН СССР под руководством В.М. Моралева. Включены также исследования автора, проведенные в рамках национального проекта "Ксенолит".

В разные годы автор участвовала в совместных полевых исследованиях и неоднократно обсуждала результаты работы с К.Х. Авакяном, Н.А. Богдановым, А.А. Бухаровым, Д.Е. Гафт, В.А. Глебовицким, М.З. Глуховским, М.А. Гончаровым, П.М. Горяиновым, М.М. Ефимовым, Г.А. Ефимовой, В.А. Жариковым, Г.С. Закариадзе, А.Х. Зильберштейном, Л.П. Зоненшайном, В.А. Калининим, И.К. Кацура, Г.А. Кейльманом, А.Л. Книппером, В.Н. Кожевниковым, С.П. Кориковским, Л.Н. Куклеем, В.Н. Лариным, А.М. Лейтесом, С.Б. Лобач-Жученко, М.Б. Лоркипанидзе, Б.Г. Лутцем, А.А. Меляховецким, В.С. Милеевым, Н.А. Мироновой, Ф.П. Митрофановым,

Д.И. Мусатовым, Л.В. Никитиным, А.С. Новиковой, С.А. Паланджаном, О.М. Розеном, А.А. Савельевым, Г.Н. Савельевой, А.И. Смутьской, Н.В. Соболевым, Ю.Ф. Соколовой, М.Л. Соминим, В.Е. Сонюшкиным, С.М. Тильманом, М.С. Фельдманом, Е.В. Шарковым, Н.А. Штрейсом, В.И. Шульдинером, В.Е. Хаиним, А.Л. Харининым. Всем перечисленным исследователям и коллегам автор искренне признательна.

Пользуясь случаем, автор выражает глубокое уважение светлой памяти Б.П. Бархатова, К.О. Кратца и А.Н. Неелова, способствовавших ее первым самостоятельным исследованиям. Особую благодарность автор приносит сотрудникам ИГГД АН СССР А.Н. Казакову, Ю.В. Миллеру и В.Л. Дуку, которые были ее первыми учителями в области структурных исследований.

На различных стадиях обработки материалов и написания монографии автор получила большую пользу от дискуссий с А.Ф. Грачевым, М.С. Марковым, В.С. Федоровским, общение и беседы с которыми позволили рассмотреть многие детали структурных исследований в более широких геологических и тектонических аспектах. Автор признательна В.М. Моралеву за постоянное внимание, доброжелательность и поддержку в работе над монографией, благодарна также сотрудникам ИЛСАН И.В. Бебериной и Т.В. Молчановой за оказанную помощь.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПЛАСТИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ ГОРНЫХ ПОРОД

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД: ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Главным свойством любых кристаллических тел является способность сохранять свою форму благодаря кристаллической решетке, определяющей внутреннее строение слагающих индивидов. Изменение формы твердых кристаллических тел осуществляется путем изменения конфигурации кристаллической решетки в каждом кристалле или за счет изменения расстояния между атомами, закрепленными на определенных расстояниях. Если искаженные в ходе деформации участки кристаллической решетки не восстанавливаются до своего додеформационного положения, то твердое тело несет в себе следы остаточной деформации.

Большие объемы мантийных и коровых метаморфических пород содержат следы остаточных деформаций, свидетельствующих о связанном пластическом течении в твердом состоянии. Макроскопически различимые остаточные деформации выражены складками различной морфологии, кристаллизационной сланцеватостью, минеральной линейностью, удлинненными гальками метаконгломератов и другими искаженными в ходе деформации геологическими телами. Остаточные деформации запечатлены также и в структуре минералов, слагающих горные породы. Это предпочтительные ориентировки кристаллической решетки минералов, структуры деформированной решетки, выраженные полосами излома (структуры кинк-банд), деформационные ламели, механические двойники. Кроме того, сведения о пластических деформациях заключены в размерах зерен и в характере их межзеренных границ. Все эти элементы остаточной деформации отражают характер твердопластического течения горных пород, которое сопутствует крупным тектоническим перемещениям вещества в коре и в верхней мантии.

Геологические свойства горных пород определяются тремя типами их поведения в процессе деформации: упругостью, пластичностью и вязкостью.

Упругость — состояние горной породы, характеризующее способность тела восстанавливать свою форму после снятия нагрузки. Упругая деформация происходит без трения. Это полностью обратимая деформация. В результате упругой деформации в породах происходит накопление упругой энергии. Некоторая способность к обратимой упругой деформации сохраняется также и в породах, находящихся в условиях связанного течения и ползучести.

Состояние упругости в породах обычно описывается с помощью закона Гука: $\sigma = \mu E$, где σ — напряжение; μ — модуль Юнга, характеризующий упругие свойства материала; E — деформация. Главная особенность упругой деформации состоит в том, что она осуществляется при небольших напряжениях, действующих в течение незначительного времени.

Пластичность в отличие от упругости характеризует такое состояние породы, когда при снятии нагрузки форма, измененная в ходе деформации, не восстанавливается. Остаточные деформации, широко

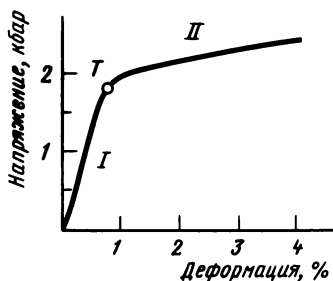


Рис. 1. График кривой напряжение—деформация по данным М. Патерсона [223]

проявленные в метаморфических породах, являются следствием пластической деформации. Для того чтобы в твердом теле осуществился переход от упругого состояния к пластическому, необходимы более высокие напряжения, чем при упругой деформации. Переход от упругого состояния к пластическому проиллюстрируем, используя хорошо известный график напряжение—деформация (рис. 1), построенный по результатам экспериментальной деформации мрамора М.Е. Патерсоном [223]. Отрезок кривой I отражает стадию упругой деформации. Точка T соответствует порогу текучести, выше которого деформированный образец находится в состоянии пластической деформации. Как видно из графика, необходимым условием для пластической деформации (кривая II) является дальнейший рост напряжения. Нетрудно заметить, что величина напряжения за пределами порога текучести не имеет такого градиента, как в области упругой деформации.

Вязкость. Одной из разновидностей пластического течения горных пород является ползучесть (или крип). Состояние ползучести определяется очень длительным действием на породу напряжений, величина которых при кратко выраженном действии способна вызвать только упругие деформации. Ползучесть относят к виду псевдовязкого течения, так как собственно вязкое течение свойственно только жидкостям. Поэтому медленное течение горных пород часто рассматривается как явление, характеризующееся вязкостью, которая является мерой зависимости между скоростью деформации и напряжением. Вязкость выражается зависимостью $\eta = \sigma/\dot{\epsilon}$, где η — вязкость; σ — напряжение; $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации. Если состояние ползучести достигнуто и стабилизировано, то такая фаза опре-

деляется как установившееся течение, обычно описываемое уравнением Аррениуса: $\dot{\epsilon} = A \exp(-Q/RT)$, где $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации; $A = \text{const}$, зависящая от свойств материала; Q — энергия активации; R — газовая постоянная; T — температура, К.

ПЛАСТИЧНОСТЬ КРИСТАЛЛОВ

Большая часть горных пород представляет собой поликристаллические тела. Их способность к пластическому течению определяется пластическими свойствами главных породообразующих минералов. Изучение пластического течения горных пород с позиций пластичности отдельных кристаллов и ее вклада в общий процесс деформации имеет надежную теоретическую базу. Этой базой является теория дислокаций, которая уже почти столетия широко используется для объяснения пластических деформаций в металлах, керамике и других композитных материалах.

Впервые представление о дислокациях в металлах были выведены М. Поляни, Е. Орованом и Ж. Тейлором независимо друг от друга в 1934 г. Они рассматривали только статические дислокации, которые выполняли роль элементарных дефектов решеток и источников внутренних напряжений в кристалле. Позднее были выдвинуты основные положения теории дислокаций, которая объясняла пластическую деформацию в кристаллах металлов движением дислокаций. Теория дислокаций была подвержена многочисленным экспериментальным проверкам, а сами дислокации и путь их перемещения оказалось возможным наблюдать с помощью различных физических методов. В настоящее время теория дислокаций представляет собой самостоятельную дисциплину. Она стала неотъемлемой частью физики твердого тела и нашла успешное применение в металлургии и во многих других областях, связанных с изучением химических и физических свойств кристаллов. В последние годы теория дислокаций широко используется в геологии. После того как было исследовано поведение дислокаций в таких соединениях, как оксиды и щелочи, стало ясно, что пластическое течение в этих соединениях подчиняется тем же законам, которые были установлены ранее в металлах. Многочисленные эксперименты, проведенные в последние 20 лет на силикатах, обнаружили в них те же закономерности, которые были выявлены при исследованиях пластического течения в металлах.

Уже в 60—70-х годах появились первые работы, обсуждавшие вопросы о том, как знания по физической металлургии могут быть применены к анализу микростроения силикатных горных пород [212, 259]. Подробнее эти аспекты будут рассмотрены позже. Здесь же ограничимся лишь рассмотрением главных положений теории дислокаций, которые используются для объяснения природных деформаций кристаллических горных пород.

Понятие о дислокациях

Дислокация — это линейный дефект, или нарушение непрерывности между двумя любыми частями кристалла путем смещения. При этом дислокация разделяет сдвинутую по плоскости скольжения часть кристалла от несдвинутой. Дислокации присутствуют практически во всех природных кристаллах. Они могут образовываться различными путями:

а) во время роста кристалла из раствора и расплава за счет ошибок упаковки кристаллической решетки, а также за счет микровключений;

б) под влиянием напряжений в местах их повышенной концентрации: в микротрещинках, включениях и других дефектах кристаллической решетки;

в) в ходе пластической деформации за счет уже ранее существующих дислокаций путем их многократного воспроизводства.

Дислокация представляет собой линейное нарушение. Линия дислокации (t) может заканчиваться на границах кристалла или может описывать замкнутую кривую, лежащую в плоскости скольжения. Элементарное смещение дислокации определяется вектором Бюргера (b). Вектор Бюргера равен кратчайшему расстоянию трансляции элементарной ячейки в плоскости скольжения (рис. 2). Если линия дислокации и вектор Бюргера не находятся в плоскости скольжения, то такие дислокации в кристалле относятся к типу неподвижных (сидячие дислокации).

Если линия дислокации и вектор Бюргера лежат в плоскости скольжения, то в зависимости от их взаимной ориентировки выделяются три типа подвижных дислокаций: краевые, винтовые и смешанные (см. рис. 2). Краевыми являются те дислокации, у которых линия дислокации ориентирована перпендикулярно вектору Бюргера ($t \perp b$). Краевые дислокации, как правило, соответствуют обрыву кристаллографической плоскости.

Винтовые дислокации связывают между собой параллельные слои атомов путем образования изогнутой в виде винта поверхности.

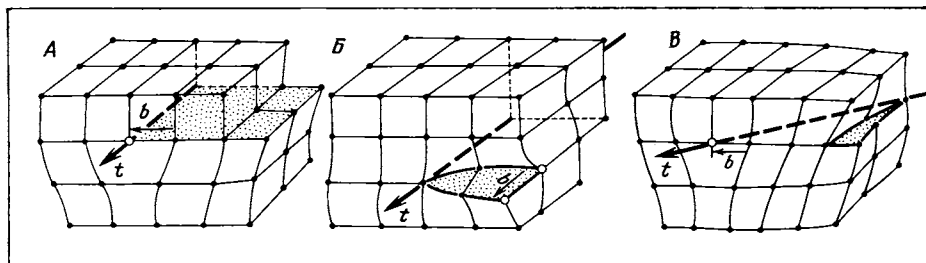


Рис. 2. Типы дислокаций

А — краевые дислокации ($t \perp b$); Б — винтовые дислокации ($t \parallel b$); В — смешанные дислокации ($t \wedge b$); t — линия дислокации; b — вектор Бюргера

При этом осью винта является линия дислокации. Линия дислокации и вектор Бюргерса взаимно параллельны ($t \parallel b$).

Смешанные дислокации представляют собой сочетание краевых и винтовых дислокаций. Линия дислокации при этом располагается под углом ($\neq 90^\circ$) к вектору Бюргерса ($t \wedge b$).

Роль дислокаций в пластическом течении кристаллов и поликристаллических агрегатов

Согласно теории дислокаций, все типы пластической деформации кристаллов осуществляются благодаря движению дислокаций, находящихся в поле действия приложенных к кристаллу внешних сил [56, 115, 118, 167].

Рассмотрим движение дислокаций на примере простейшего типа пластической деформации — трансляционного скольжения. На рис. 3, А изображен конечный вид деформированной в ходе трансляционного скольжения кристаллической решетки. Верхний блок (a) сдвинут относительно нижнего (b) на один параметр решетки, а сама граница сдвига образует линию дислокаций. Сдвигание одной части решетки относительно другой происходит без нарушения сплошности кристалла. После перемещения дислокации атомная структура вдоль плоскости сдвига восстанавливается и происходит только изменение зерна по форме без нарушения сплошности решетки. Удлинение кристалла совпадает с направлением линии σ_2 (см. рис. 3, А).

Постепенное движение краевой дислокации, которая перемещается через кристалл вдоль плоскости скольжения, изображено на рис. 3, Б, Г—Ж. При таком движении дислокации образуется вертикально расположенная "лишняя" плоскость атомов, которая не находит себе продолжения в несдвинутом нижнем блоке кристалла и утыкается в плоскость трансляции. Движение винтовой дислокации изображено на рис. 3, В. При движении как винтовой дислокации, так и краевой смещение блоков кристалла вдоль плоскости трансляции происходит лишь на целую величину вектора Бюргерса (т.е. на целую ячейку) или на несколько величин в случае больших деформаций. Рис. 3, Г—Ж, отражающий схему движения краевой дислокации через кристалл, иллюстрирует один из основных законов теории дислокации, состоящий в том, что пластическая деформация кристалла осуществляется последовательным прохождением дислокаций по плоскости скольжения, а не путем одновременного и однородного сдвига по всему кристаллу. Такие особенности перемещения дислокаций и обеспечивают пластичность кристаллическим телам.

Как хорошо известно, сила, действующая на дислокацию внутри кристалла при приложении к кристаллу внешних напряжений, рассматривается как произведение напряжения сдвига на вектор Бюргерса: $F = \tau b$, где F — сила, действующая на дислокацию; τ — напряжение сдвига; b — вектор Бюргерса. Эта сила действует вдоль плоскости скольжения перпендикулярно к дислокации и заставляет ее постепенно смещаться.

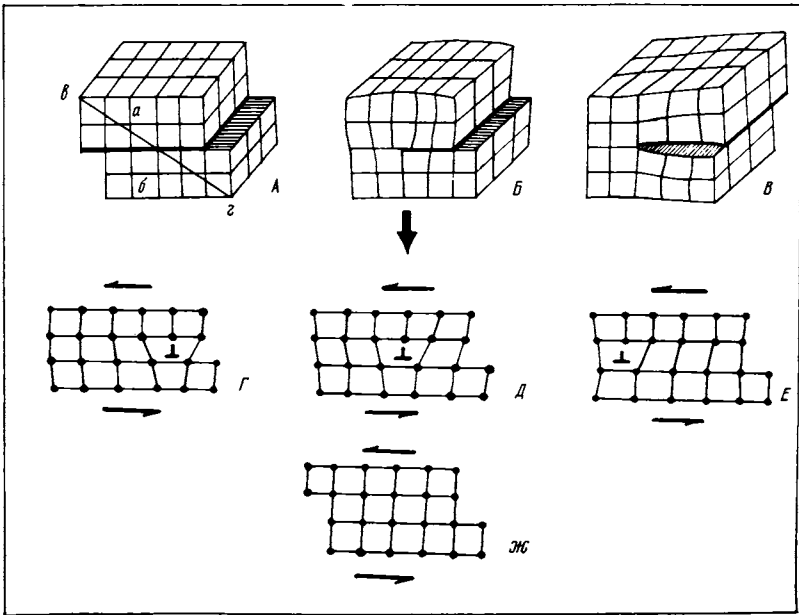


Рис. 3. Трансляционное скольжение как результат движения дислокаций

A—B — объемная модель деформированной решетки минерала (атомы изображены в виде кубиков); конечный результат сдвига одной части кристалла относительно другой вдоль плоскости скольжения (*A*); сдвиг, происшедший за счет движения краевой (*B*) и винтовой (*B'*) дислокаций. Плоскость скольжения обозначена утолщенной линией. *Г—Ж* — картина сдвига на один параметр решетки в результате движения краевой дислокации

Для оценки величины сдвигового напряжения можно использовать уравнения Пайерлса—Набарро [217, 225]:

$$\tau = (2\mu/1-\nu) \cdot l \cdot \sin(2\pi x/b(1-\nu)), \quad (1)$$

где τ — напряжение сдвига, необходимое для движения дислокаций (силы Пайерлса—Набарро); μ — модуль сдвига; ν — коэффициент Пуассона; a — межплоскостное расстояние решетки; b — вектор Бюргерса. Величина сдвигового напряжения τ может быть также рассчитана по модели Френкеля—Конторовой [66]:

$$\tau = l \sin(2\pi x/b),$$

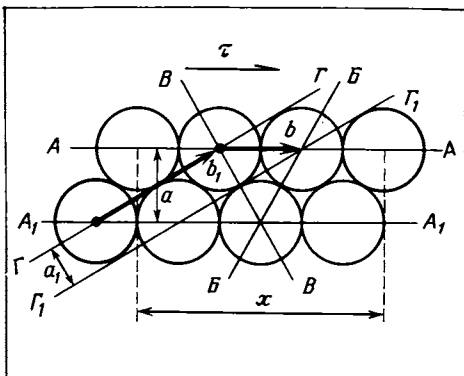
где l — константа, отображающая свойства материала, зависящая от μ — модуля сдвига; x — расстояние, на которое происходит смещение слоя атомов решетки; b — вектор Бюргерса.

Используя параметр a — межплоскостное расстояние (рис. 4) и выражение упругой сдвиговой деформации $\tau = \mu x/a$, получим $l = \mu b/2\pi a$ и, следовательно, $\tau = (\mu b/2\pi a) \cdot \sin(2\pi x/b)$. Если максимальное напряжение сдвига осуществимо при $\sin(2\pi x/b) = 1$, то

$$\tau_{\max} = \mu b/2\pi a. \quad (2)$$

Рис. 4. Схема наиболее плотной упаковки атомов (для объяснения развития систем скольжения)

$AA+AA_1$, BB , BB — плоскости и направления наиболее плотной упаковки атомов в кристаллической решетке; a — межплоскостное расстояние; a — параметр ячейки (вектор Бюргерса); $ГГ$, $ГГ_1$ — плоскости и направления с "рыхлой" упаковкой атомов; a_1 — расстояние между этими направлениями; b_1 — расстояние между центрами ближайших атомов вдоль линии $ГГ$; x — расстояние, на которое сместится слой атомов при скольжении в плоскости AA в направлении вектора Бюргерса b



Таким образом, из уравнений (1) и (2) максимального сдвигового напряжения следует, что чем больше межплоскостное расстояние (a) в кристаллической решетке и соответственно чем плотнее упаковка атомов, тем меньше напряжение сдвига. В общем виде сдвиговое напряжение прямо пропорционально вектору Бюргерса и обратно пропорционально межплоскостным расстояниям решетки. Это означает, что движение дислокаций будет наиболее предпочтительным в наиболее плотно упакованных плоскостях и направлениях, так как максимальные сдвиговые напряжения будут меньше в решетке с малыми векторами Бюргерса (см. рис. 4).

Если плоскости скольжения расположить ближе друг к другу, то их атомная упаковка будет более "рыхлой", а векторы Бюргерса будут характеризоваться большими значениями. В этом случае атомные связи с соседними плоскостями очень прочные, вследствие чего движение дислокаций вдоль таких плоскостей будет затруднено, так как с увеличением параметра ячейки и уменьшением межплоскостного расстояния значение сдвигового напряжения возрастает (см. рис. 4). Из рис. 4 видно, что в простой структуре типа металлического кристалла наиболее предпочтительны для скольжения дислокаций плоскости AA и A_1A_1 , а также направления BB и BB . Плоскости AA и A_1A_1 плотно упакованы, характеризуются малыми значениями вектора Бюргерса и большими расстояниями (a) между плоскостями решетки.

В той же решетке существуют направления, где упаковка атомов более "рыхлая" (линии $ГГ$ и $Г_1Г_1$), вектор Бюргерса (b_1) очень большой, а межплоскостное расстояние (a_1) очень маленькое. Следовательно, направления $ГГ$ и $Г_1Г_1$ являются неблагоприятными для движения дислокации. Скольжение в этих направлениях потребует более высоких значений сдвиговых напряжений.

Таким образом, мы рассмотрели роль дислокаций в пластическом течении кристаллов всего лишь на одном из его видов — внутрикристаллическом скольжении (трансляции). Само по себе пластиче-

ское течение кристаллов и поликристаллических агрегатов не ограничивается только одной внутрикристаллической трансляцией. Существуют другие типы пластического течения, которые в сочетании с простым или многократным скольжением в огромной мере увеличивают возможность пластической деформации в кристаллах и поликристаллических телах. Аналогично внутрикристаллическому скольжению другие типы пластической деформации также связаны с движением дислокаций.

Методы исследования дислокаций

В последние годы в связи с развитием высокоразрешающей электронной микроскопии расширились возможности изучения дислокаций в природных образцах. Наиболее перспективным является метод исследования дислокаций с помощью трансмиссионного электронного микроскопа, который дает прямую картину распределения дислокаций и их морфологических особенностей. Для этих исследований готовятся специальные препараты природных или искусственных кристаллов, которые утоняются до тонких пленок с помощью ионной бомбардировки. Этим методикам посвящено огромное количество публикаций. Наиболее полно они представлены в работах [110, 124, 125].

Существуют также косвенные методы выявления дислокаций путем декорирования и травления. Способ декорирования заключается в том, что тонкие частички подходящего контрастного вещества при напылении могут осаждаться вдоль линейных дислокаций, которые в виде ступенек могут выходить на поверхность полированного препарата. Существует много методов декорации. Один из них был детально описан [150] для декорации дислокации в ходе экспериментальной деформации образцов оливина, когда в образцы оливина добавляется порошок магния и марганца. Эти частички в ходе деформации осаждались в местах скопления дислокаций, благодаря чему оказалось возможным выявление плоскостей скольжения.

Метод травления [5, 6, 266] заключается в обработке поверхности препарата специальными химическими реагентами. В местах выхода дислокаций вблизи от исследуемой поверхности образуются углубления (ямки травления). Метод травления — один из первых методов исследования дислокаций под микроскопом.

Все эти методы направлены на получение информации о морфологии дислокаций, их пространственном распределении в кристаллической решетке минерала, что в конечном итоге используется для понимания механизмов пластического течения кристаллов и их регенерации.

МЕХАНИЗМ ПЛАСТИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ КРИСТАЛЛОВ И ПОЛИКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

Рассматривая роль дислокаций в пластическом течении кристаллов, мы использовали пример всего лишь одного из наиболее простых механизмов пластического течения — внутрикристаллическое скольжение, широко развитое в природе. Механизмы пластического течения в единичном кристалле и особенно в поликристаллических телах характеризуются большим разнообразием. В единичных кристаллах, кроме внутрикристаллического скольжения, пластическая деформация может реализоваться путем механического двойникования. В поликристаллических породах, где существуют условия механических ограничений зерен, в процессе деформации происходит приспособление искаженных в ходе внутрикристаллического или двойникового скольжения зерен друг к другу. В процессе этих приспособлений кристаллическая решетка минералов может подвергаться изгибу, скручиванию, излому, выражающимся в формировании полос излома (их называют также полосами сброса, изгиба и структурами кинк-банд).

В поликристаллических агрегатах широко развит также эффект пластической деформации на границах зерен, так как сами по себе границы зерен выступают в роли структурных дефектов. Благодаря этому границы зерен выступают в качестве мест дополнительной аккумуляции дислокаций, и в этих зонах осуществляется активная динамическая рекристаллизация, которая иногда приводит к полному преобразованию исходной структуры породы. Кроме того, границы зерен являются дополнительным источником миграции дислокаций, за счет чего происходит проскальзывание этих границ и дополнительное изменение формы зерен исходных породообразующих минералов.

Очень разнообразны способы пластической деформации поликристаллических агрегатов при высоких температурах и медленных темпах деформации, которые объединяются термином "ползучесть". При отсутствии достаточных систем скольжения приспособление поликристаллических пород к напряжениям осуществляется путем перемещения дислокаций, миграции границ зерен и с помощью диффузии в кристаллической решетке.

Таким образом, пластическое течение представляет собой совокупность разнообразных способов пластической деформации, которые способствуют связному течению горных пород в твердом состоянии. Развитие в единичных кристаллах и поликристаллических породах тех или иных механизмов пластического течения зависит от многих факторов. Наиболее главные из них — это особенности строения кристаллической решетки минералов, а также условия деформации, которые определяются температурой, скоростью деформации и в меньшей мере давлением.

Внутрикристаллическое скольжение

Суть внутрикристаллического (трансляционного) скольжения, или трансляции, состоит в смещении одного слоя кристаллической решетки по отношению к другому на расстояния, кратные параметру элементарной ячейки (см. рис. 3, Г—Ж). Смещение одной части кристалла относительно другой происходит в плоскостях с повышенной плотностью упаковки атомов. Эта плоскость называется плоскостью скольжения. Направление скольжения при этом соответствует траектории сдвига в плоскости скольжения и совпадает с направлением наиболее плотно упакованных рядов атомов, лежащих в этой плоскости.

Совокупность плоскости скольжения и направления скольжения называется системой скольжения. Количество систем скольжения в минералах различной симметрии может быть различно. Согласно известному критерию фон Мизеса [115], пластическая деформация поликристаллических агрегатов, если она осуществляется только путем трансляции, может происходить при наличии не менее пяти независимых плоскостей скольжения. Только в этом случае возможно сохранение связности породы. Обычно большим числом систем скольжения обладают минералы с высокой симметрией кристаллической решетки. Хорошо известна высокая текучесть металлов в твердом состоянии, их ковкость даже при относительно низких температурах. Большинство металлических кристаллов характеризуется кубической сингонией. Среди природных минералов большим числом независимых плоскостей скольжения, удовлетворяющих критерию фон Мизеса, обладают кальцит и кварц. Хорошо известно, что при равных условиях деформации в поликристаллической породе при высокой пластичности кварца или кальцита другие ассоциирующие с ними минералы, не удовлетворяющие критерию фон Мизеса, будут испытывать хрупкую деформацию. Так, например, в кварц-полевошпатовых породах, деформированных в природе в условиях зеленосланцевой фации, кварц будет нести следы твердопластического течения, в то время как полевые шпаты, обладающие более низкой симметрией, будут подвергаться хрупкой деформации.

Широкое развитие экспериментальных работ по воспроизведению пластического течения в искусственных и природных кристаллах и поликристаллических телах показало, что во многих минералах высокие температуры активизируют новые системы скольжения, которые при относительно низких температурах не были активными. Так, например, было показано, что в оливине — кинематически пассивном минерале — при температурах 900—1200°С возникает до 6 активных плоскостей скольжения и он становится очень пластичным. Эти данные будут подробно рассмотрены в специальной главе. Два фактора определяют возможность внутрикристаллического скольжения: строение кристаллической решетки и температура, при которой осуществляется деформация. Существует еще и третий фактор — это распределение напряжений в породе или кристалле по отношению к пространственной ориентировке его решетки. В действительности в природ-

ных объектах в некоторых ситуациях наблюдается высокая степень пластичности в минералах с одной или двумя-тремя системами скольжения. Особенно это характерно для слоистых силикатов: талька, слюд и др., которые обладают системами скольжения лишь в базальной плоскости. Внутрикристаллическое скольжение в кристаллах с одной или небольшим числом систем скольжения может осуществляться тогда, когда вдоль возможной плоскости скольжения в направлении возможного скольжения будет действовать напряжение сдвига, величина которого должна достигнуть предела текучести для данного минерала, иначе никакого сдвига вдоль плоскости скольжения не произойдет. Иными словами, если первоначальная ориентировка кристаллической решетки в кристаллах с малым числом систем скольжения будет благоприятно ориентирована к главным осям напряжения, то и в таких кристаллах оказывается возможной внутрикристаллическая трансляция без потери связности.

Таким образом, три фактора влияют на эффективность систем скольжения в кристаллах: 1) строение кристаллической решетки; 2) температура; 3) распределение напряжений.

Выявление систем скольжения в кристаллах обычно возможно только с помощью экспериментальных работ. В настоящее время такие данные существуют для главных породообразующих минералов мантии — оливина, пироксена и континентальной коры — кварца и плагиоклаза. Существуют также экспериментальные работы по выявлению систем скольжения в других группах минералов метаморфических пород — кальцита, доломита, силлиманита и слюд.

Механическое двойникование

Механическое двойникование часто называют деформационным двойникованием, или двойниковым скольжением. В процессе механического двойникования происходит смещение отдельного слоя атомов кристаллической решетки в результате скольжения на определенную долю межатомного расстояния (рис. 5). Этот процесс отличается от внутрикристаллического скольжения тем, что в последнем смещение атомов происходит на кратное расстояние или на одну целую величину параметра решетки, а не на ее долю. В процессе двойникования обе половинки двойника симметрично дезориентированы относительно друг друга.

В теории дислокации для объяснения механического двойникования вводится понятие "двойнивающей" дислокации [115]. Эта дислокация отвечает атомной ступеньке на поверхности раздела двойников, т.е. краю неполной плоскости атомов, которые перешли в двойниковое положение.

Многочисленные современные электронно-микроскопические исследования показали, что процесс двойникования объясняется не только простым сдвигом, при "снятии" которого возможно восстановление исходного положения всех атомов. При механическом двойниковании происходят дополнительные "перетасовки" и расщепление дислокаций на частичные, среди которых различаются подвижные дислока-

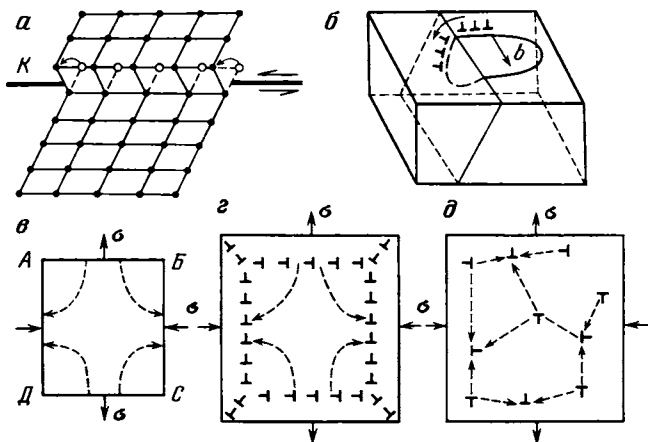


Рис. 5. Геометрия движений дислокаций

a — механическое двойникование; *b* — переползание дислокаций; *в—г* — диффузионная ползучесть по М. Фриделю [115]: *в* — граница зерен, *г* — субграницы, состоящие из дислокаций, *д* — переползание отдельных дислокаций внутри кристалла

ции и малоподвижные "сидячие" дислокации, создающие препятствие для движения первых. В совокупности при механическом двойниковании, кроме явного симметричного смещения одной части решетки относительно другой, осуществляются и более сложные формы дислокационного движения.

Механизм двойникового скольжения широко известен в природе. Механическое двойникование очень характерно для кристаллов низкой симметрии, в которых количество систем скольжения ограниченное (особенно это свойственно плагиоклазам). И если такие кристаллы имеют неблагоприятную ориентировку по отношению к главным осям напряжения и внутрикристаллическое скольжение в них не активизируется, то в этих случаях механическое двойникование может вносить большой вклад в пластическую деформацию.

Механические двойники часто путают с двойниками роста, так как критерии их различия очень неопределенны. В частных случаях одной из морфологических особенностей механических двойников, которые можно наблюдать в шлифах с помощью обычного оптического микроскопа, являются их клиновидная и линзовидная формы, в то время как двойники роста характеризуются строгой параллельностью двойниковых границ и резким их обрывом на границе кристалла. Детальное описание этих различий для плагиоклазов содержится в работах [256, 258].

Механизм изгиба кристаллической решетки

Структуры кинк-банд широко известны в природных минералах. Они наблюдаются в шлифах как полосы разного погасания благодаря разориентировке кристаллической решетки в двух соседних блоках деформированного зерна. На микрофотографиях деформированных

кристаллов оливинов, биотита, плагиоклаза и кварцита видны типичные структуры кинк-банд (Таблицы I, II, см. вкл.). Полосы излома (кинк-банд) формируются в областях дополнительной аккумуляции дислокаций сдвига в плоскостях, ориентированных перпендикулярно направлению скольжения в кристалле (рис. 6). Полосы излома являются вспомогательным механизмом пластической деформации в кристаллах с ограниченным числом систем скольжения. Излом осуществляется благодаря простому сдвигу одних частей кристаллической решетки минерала по отношению к другим. При этом вращении в этих ограниченных блоках происходит сдвиг в направлении, перпендикулярном направлению скольжения ϵ . Направление этого сдвига обозначено стрелками с точками на концах (см. рис. 6). В результате этого сдвига образуются парные зоны решетки с противоположно направленной кривизной. Граница кривизны этих зон и есть граница полосы излома. Благодаря искривлению решетки в сдвинутом блоке (Б) по отношению к основной ненарушенной части кристалла (А) структуры полос излома хорошо наблюдаются в оптическом микроскопе как зоны разного погасания, характеризующиеся резкими границами. В результате формирования полос излома сплошность кристаллов нарушается, а происходит лишь фрагментарное искривление отдельных участков решетки. Если в кристалле сформировалась частая серия полос излома, то они могут выполнять роль дополнительных систем скольжения.

Таким образом, полосы излома имеют большое значение для пластической деформации прежде всего тех минералов, которые не удовлетворяют критерию фон Мизеса из-за недостаточного количества в них систем скольжения. В результате этого структуры полос излома широко развиты в природно-деформированных кристаллах низкой симметрии, где количество систем скольжения ограниченное (плагиоклазы, слюды, оливины, пироксены и т.д.). Однако такие же структуры могут развиваться и в кристаллах высокой симметрии, где число систем скольжения удовлетворяет критерию фон Мизеса. Структуры полос излома известны в природно-деформированном кварце (Таблица II, б).

Эти явления давно известны в металлах. Р. Хонникомб [118], показал полосы излома в кристаллах алюминия, которые сформировались при растяжении на 17,5%. Согласно данным этого исследователя, ширина полос излома зависит от температуры, при которой протекает деформация. При низких температурах формируются узкие полосы излома, в то время как при высоких полосы сброса становятся шире, а углы разворота решетки увеличиваются. С возрастанием температуры увеличивается также и расстояние между полосами сброса. Существует ли такая зависимость в природных минералах, пока не известно. Однако, по нашим предварительным данным, наблюдается зависимость другого рода. Изучая полосы излома в оливинах из мантийных ксенолитов одной и той же фации глубинности (шпинелевые лерцолиты), мы постоянно отмечаем, что ширина полос излома и расстояние между ними в кристалле зависят главным образом от степени деформации образцов. Эти данные нуждаются

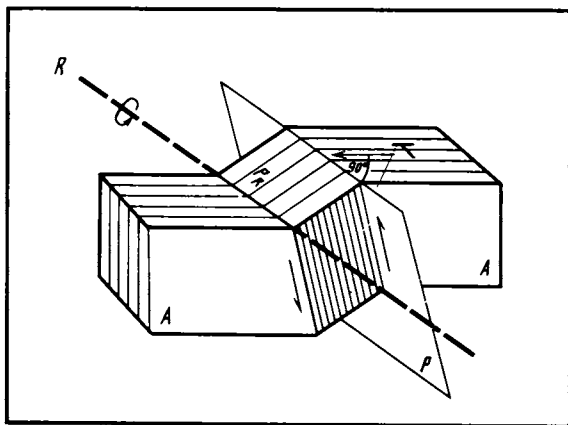


Рис. 6. Геометрия полос излома

T — направление скольжения (указано стрелкой); R — ось вращения; P_R — плоскость вращения; P — плоскость границы полосы излома; A — исходная недеформированная часть кристалла

ся, тем не менее, в дополнительном подтверждении, основанном на более корректных наблюдениях, касающихся режима деформации.

Структуры полос излома имеют большое значение для структурных исследований. Это единственные структуры, с помощью которых оказывается возможным определение направления скольжения в кристаллах природно-деформированных горных пород. Используя ориентировку границ полос излома, можно определить системы скольжения и направление скольжения с помощью Федоровского столика путем несложных геометрических построений на стереографической сетке. Эта методика была предложена Ж. Кристи и др. [153] и К. Рэли [232] и будет подробно рассмотрена позже.

Динамическая рекристаллизация и регенерация

Явления рекристаллизации и регенерации (восстановления) широко проявлены в природно-деформированных горных породах. Рекристаллизация представляет собой процесс зарождения и роста новых зерен — областей, свободных от деформации, за счет более деформированных зерен исходной матрицы. Рекристаллизация может начаться как на границах деформированных зерен, так и внутри зерна, иногда она наблюдается на границах полос структур излома. Сформированные в ходе рекристаллизации области сначала окружают исходные деформированные зерна, а при благоприятных условиях вся первоначальная матрица может оказаться полностью замещенной ими. Такие явления особенно характерны для кварцитов, мраморов и т.д., которые сложены главным образом одним минералом.

С процессом рекристаллизации тесно связан процесс регенерации, или восстановления, который обычно предшествует первому. Если при рекристаллизации происходит образование новых зародышей, то

в результате регенерации внутри деформированных кристаллов образуются субзерна, представляющие собой блоки того же минерала внутри исходного зерна-хозяина, претерпевшие к этому времени пластические деформации. Процесс формирования субзерен в ходе регенерации и необласт при рекристаллизации часто называют полигонизацией, хотя это вовсе и не означает, что субзерна и необласты будут иметь обязательно полигональные очертания. Полигональные очертания необласт отмечаются, как правило, в металлах, в то время как в горных породах границы необласт почти всегда имеют зазубренную или овально искривленную форму. Субзерна, возникшие в ходе регенерации, характеризуются малоугловыми границами. По сути, и регенерация и рекристаллизация не являются элементарными процессами, а тесно связаны друг с другом. Они включают в себя ряд превращений внутри исходных деформированных зерен, которые могут перекрывать друг друга.

В природно-деформированных породах рекристаллизация может осуществляться в течение деформации (динамическая рекристаллизация) и после деформации (постдинамическая рекристаллизация). Она может проходить с изменением состава новообразованных минеральных ассоциаций по отношению к исходным и без изменения состава, что определяется флюидным режимом пород в ходе деформации в постдеформационную стадию. Понимание этих процессов и умение отличать их друг от друга имеют большое значение для выявления стадийности процессов деформации, метаморфизма и их взаимосвязи. Эти различия выявляются при изучении состава рекристаллизованных необласт и исходных деформированных зерен и параллельном исследовании их микроструктурных ориентировок.

Поскольку динамическая рекристаллизация контролируется действующей системой напряжений, такие рекристаллизованные необласты имеют предпочтительную ориентировку кристаллической решетки. Предпочтительная ориентировка необласт оказывается близкой к предпочтительной ориентировке решетки более древних зерен исходной матрицы. При построении диаграмм ориентировки осей индикатрис, точки, отвечающие ориентировке рекристаллизованных зерен, создают конформные пояса рассеивания вокруг основного максимума, отвечающего концентрации точек исходных зерен. Постдинамическая рекристаллизация дает картину хаотического рассеивания точек. В главе 2 более подробно будет рассмотрена геометрия этих взаимоотношений.

Для того чтобы понять природу процессов регенерации и рекристаллизации, необходимо обратиться к рассмотрению структурных особенностей границ зерен, которые с позиций теории дислокаций представляют собой общий плоскостной дефект. Рассмотрим в начале наиболее простую схему распределения дислокаций по симметричной границе двух блоков монокристаллов, представленную на рис. 7, Б. Вверху рисунка на границе двух блоков монокристаллов нанесены дислокации, внизу дано строение кристаллической решетки. Из дислокационной модели [115] следует, что на границе двух блоков происходит обрыв лишних атомных плоскостей. Через грани *ab* и *bc*

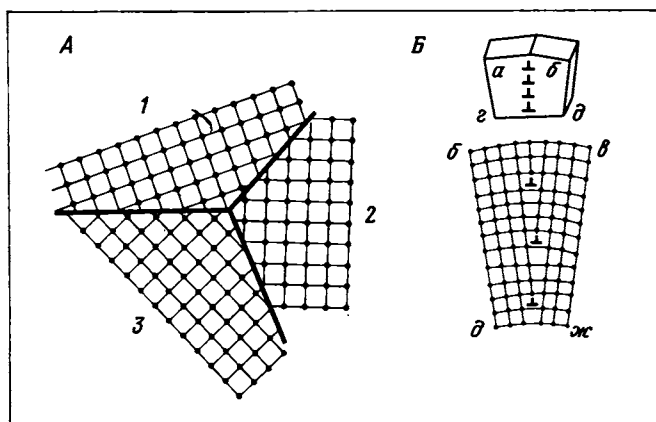


Рис. 7. Ориентировка кристаллической решетки на границах зерен

А — зона тройного сочленения зерен с большеугловыми границами (точки — атомное строение кристаллической решетки); Б — дислокационная модель границы двух монокристаллов

бикристаллов проходит 9 атомных плоскостей, в то время как через грани zd и dj — только 6 плоскостей. Три плоскости обрываются на границе бикристаллов. Конец каждой из трех оборванных плоскостей представляет собой краевую дислокацию, а граница бикристаллов — вертикальный ряд краевых дислокаций.

Аналогичным образом можно представить себе границы нескольких зерен в поликристаллических породах, образующих сетку из дислокаций с различно ориентированными векторами Бюргерса. На рис. 7, А показана зона тройного сочленения зерен с большеугловыми границами. Поскольку в этом случае ориентировка кристаллической решетки в каждом из трех зерен развернута относительно друг друга, то границы зерен являются зонами концентрации дислокаций. Если решетки отдельных соприкасающихся зерен не совпадают между собой, как это показано на рис. 7, А, то такие границы зерен представляют собой барьеры для движения дислокаций и способствуют их накоплению в этих местах. Вследствие этого границы зерен могут выступать как зоны высоких концентраций напряжений. Именно эти концентрации напряжений приводят к ослаблению межзерновых связей, математически описываемых величиной энергии поверхностного натяжения [115]:

$$E_{\gamma} = \frac{1}{2} \Delta P R,$$

где E_{γ} — энергия поверхностного натяжения; ΔP — энергия роста зерен; R — радиус кривизны зерен.

Если концентрация напряжений на границах зерен происходит при низких температурах, то ослабление сил сцепления границ зерен, т.е. уменьшение энергии поверхностного натяжения E_{γ} , происходит путем формирования микроразрывов и пустот. Обычно такие

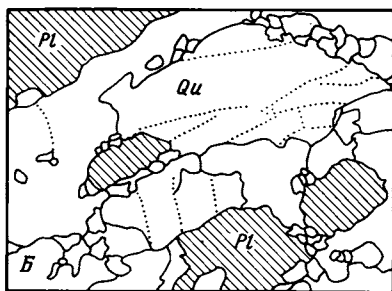
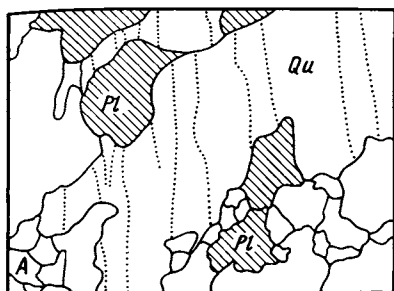
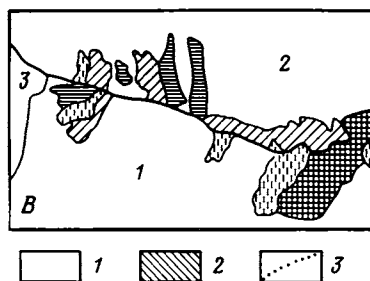


Рис. 8. Соотношение исходных деформированных зерен с необластами, возникшими в ходе динамической рекристаллизации

А, Б — зарисовка шлифа деформированных энтербитов Кольского полуострова; 1 — кварц (*Qu*); 2 — плагиоклаз (*Pl*); 3 — границы полос излома; В — рост необласт на границе старых деформированных зерен (1—3) алюминия. Рисунок с полированной пластинки алюминия [118]. Штриховки разного типа показывают рекристаллизованные зерна алюминия



процессы вызывают катаклиз поликристаллических агрегатов. При повышенных температурах концентрация напряжений на границах зерен приводит к проскальзыванию и миграции границ зерен, в результате чего образуются микропустоты, повышающие пористость деформированной породы. В сущности, такой процесс способствует проникновению флюидов при деформации и облегчает его.

Таким образом, процесс рекристаллизации в высокотемпературных условиях тесно связан с миграцией границ зерен. Рекристаллизация обычно начинается с появления выступов на границах зерен вследствие миграции дислокаций в эти зоны, которые являются для них барьерами. Эти выступы и рассматриваются как начальная стадия миграции границы зерна, в результате которой происходит смещение этой границы от ее первоначального положения. Из этих выступов образуются будущие зародыши рекристаллизованных необласт. Процессу рекристаллизации, кроме того, способствует регенерация: центрами зародышей необласт могут стать субзерна, формирующиеся в ходе регенерации.

Для роста зерен в ходе рекристаллизации необходима разориентировка этих субзерен относительно решетки зерна-хозяина. Обычно такие разориентировки (на 1—2°) устанавливаются в экспериментах. Кроме того, сами по себе границы зерен обеспечивают большое различие ориентировок кристаллической решетки исходных зерен между собой. На границах зерен из небольших выступов могут образовываться крупные необласты, прорастающие через границу в примыкающее к ней соседнее зерно (рис. 8, В). На рис. 8, А, Б показано соотношение необласт кварца, возникших в ходе динамической

рекристаллизации исходных крупных зерен кварца из эндробитов, деформированных в высокотемпературных условиях гранулитовой фации. Мелкокристаллические зерна кварца формируются как на границах крупных зерен кварца ранней генерации, так и внутри них, а также на границах полос излома. Часть рекристаллизованных зерен кварца формируется на границах кварца и плагиоклаза. Искривления границы крупных зерен кварца ранней генерации характеризуются глубокими врезами и "выступами", что свидетельствует о миграции границ зерен.

Экспериментальные исследования процессов рекристаллизации в металлах и силикатах [221] показывают, что рекристаллизация легче проходит в мелкозернистых агрегатах, так как в них площадь границ зерен на единицу объема больше, чем в крупнозернистых. В мелкозернистых породах размер рекристаллизованных зерен иногда превышает размеры исходных зерен. В таком случае процесс рекристаллизации ведет к укрупнению зерен исходного мелкозернистого агрегата. В исходных крупнозернистых породах процесс рекристаллизации ведет обычно к уменьшению размеров зерен и рекристаллизованные необласти оказываются более мелкими, чем исходные зерна, площадь которых также сокращается за счет развития необласт. Но во всех случаях процесс рекристаллизации направлен на уменьшение дислокаций и различных точечных дефектов в зернах, а также к их уничтожению. Все это ведет к уменьшению упругой энергии искаженных в ходе деформации кристаллов и таким образом повышает прочностные свойства пород в ходе деформации.

В итоге за счет процессов регенерации и рекристаллизации происходит поглощение старых зерен исходной матрицы путем возникновения новых, свободных от напряжений необласт. Движущей силой роста необласт является различие в плотности дислокаций между исходными деформированными зернами (в них плотность дислокаций достаточно высока) и зернами необласт, где концентрация дислокаций ничтожна.

Рекристаллизация зависит от таких факторов, как степень деформации, размер и чистота исходных зерен и температура. В главе 2 эти зависимости будут рассмотрены для разных порообразующих минералов. Рассмотрим рекристаллизацию в процессе отжига. При экспериментальных исследованиях структуры регенерации и рекристаллизации воспроизводятся в условиях горячего и холодного отжига в зависимости от температуры. Эти процессы хорошо известны в металлургии. Рекристаллизация путем отжига приводит к снятию деформационного упрочения, суть которого заключается в накоплении упругой энергии в ходе прокатки стали. Деформационное упрочение, следующее вскоре за внутрикристаллическим скольжением, приводит к замедлению пластического течения, и в конце концов течение может вообще прекратиться. В этом случае любое увеличение всестороннего давления или скорости бокового давления может привести к разрушению стали. Чтобы избежать разрушения, сталь специально подвергают горячему отжигу, в ходе которого понижается упругая энергия, накопившаяся в ходе прокатки. Отжиг спо-

способствует перекристаллизации, ведущей к изменению внутренней структуры всего агрегата. Деформированные путем внутрикристаллического скольжения зерна в ходе прокатки постепенно замещаются свободными от деформации зернами, полностью замещающими деформированный образец. В результате удругая энергия сводится к нулю и следы деформационного упрочения в прокатанной стали полностью уничтожаются. Рекристаллизованный материал, свободный от деформации, оказывается, таким образом, способным выдерживать дальнейшие нагрузки.

В горных породах в условиях экспериментов также воспроизводятся структуры отжига. Суть процесса отжига состоит в том, что температурный режим обеспечивает рекристаллизацию исходных напряженно-деформированных зерен (для металлов — в ходе прокатки, для образцов горных пород — в ходе стрессовых нагрузок). При отжиге происходит замещение напряженно-деформированных зерен новыми рекристаллизованными зернами, свободными от деформации. В условиях отжига определяющее действие имеет только температура. В отношении природно-деформированных горных пород признаки структур отжига обычно очень сложно выявить. Наиболее простыми структурами горячего отжига, хорошо известными в природе, являются роговики, возникшие в контакте с застывающими интрузивами. Структуры высокотемпературного отжига известны также в периферических зонах мантийных ксенолитов, которые выносятся наверх базальтовым расплавом. Иначе говоря, для определения того, являются ли рекристаллизованные агрегаты результатом горячего отжига, всегда необходим анализ геологической ситуации.

Ползучесть

Один из наиболее широко распространенных в природе способов пластической деформации горных пород при метаморфизме — ползучесть (крип), осуществляющаяся, как правило, при достаточно высоких температурах и медленных скоростях деформации. Как и все остальные механизмы пластической деформации, ползучесть способствует приспособлению горных пород к напряжениям при отсутствии в породообразующих минералах достаточного количества систем скольжения.

Явление ползучести давно изучается в металлах. С позиций теории дислокаций процессы ползучести осуществляются под контролем поперечного скольжения дислокаций и самодиффузии дислокаций в кристаллах, приводящей к переползанию дислокаций. Поперечное скольжение дислокаций показано на рис. 5, Б. Смысл поперечного скольжения состоит в том, что дислокация покидает одну плотноупакованную плоскость и переходит в другую, пересекающуюся с первой. Таким образом, происходит поперечное скольжение. Для того чтобы произошло поперечное скольжение дислокации, обе плоскости должны быть ориентированы параллельно направлению сдвига b , как это показано на рис. 5, Б. При поперечном скольжении все более значительное количество плоскостей насыщается дислокациями, и

способность кристаллов к пластическому течению в этом случае уже не ограничивается только скольжением по плотноупакованным плоскостям решетки.

Переползание дислокаций путем диффузии в кристаллической решетке является почти единственным механизмом пластического течения при очень маленьких нагрузках, особенно при напряжениях ниже значений предела упругости, когда скольжение дислокаций невозможно. Здесь ползучесть может осуществляться только путем переноса материала за счет самодиффузии, обеспечивающейся любым источником дислокаций внутри кристалла или на его границах. Для объяснения диффузии внутри кристаллов была привлечена миграция точечных дефектов (единичных дислокаций), которая была доказана опытным путем. Этот опыт известен под названием эффекта Киркендалла. Суть его состоит в том, что были соединены куски меди и латуни. Между ними в качестве маркера помещались вольфрамовые проволочки. Образец подвергался воздействию температуры и нагрузки. В конце опыта за счет диффузии проволочки оказывались смещенными в сторону латуни, на стороне латуни появлялись поры. Если диффузия вольфрамового материала происходит за счет движения дислокационных дефектов, то на границе латуни возникает зона, пересыщенная дефектами (вакансиями), которые, объединяясь, образуют поры [118].

Таким образом, при высоких температурах, медленных деформациях и низких нагрузках высокотемпературная ползучесть осуществляется путем переползания (или миграции) точечных дефектов, дислокаций, которое сопровождается переносом вещества. Такой вид ползучести был описан впервые Я.И. Френкелем [114], но в литературе он известен как ползучесть Набарро—Херинга, по именам ученых, позже описавших этот эффект [186, 218].

Поскольку границы зерен в поликристаллических агрегатах являются местом концентрации дислокаций, а сама граница зерен и их поверхность представляют собой общий плоскостной дефект, то в этих зонах при любом виде деформации происходит образование и уничтожение дислокаций. На рис. 5, В, Г показана модель миграции дислокаций по границе зерен или их поверхности и на границах субзерен [118].

Если кристалл находится под воздействием нагрузки, под влиянием растяжения на поверхностях *АВ* и *ДС* возникают дислокации и происходит локальное пересыщение дислокациями. В то же время поверхности *АД* и *ВС* испытывают сжатие, благодаря чему появляется локальная недосыщенность дислокациями. Возникший при этом градиент концентрации дислокаций вызывает движение дислокаций от поверхностей *АВ* и *ДС* к поверхностям *АД* и *ВС*, где их концентрация минимальна. В направлении, противоположном движению дислокаций, согласно закону Фика [115], происходит перенос атомов, который и вызывает ползучесть вещества. Скорость ползучести в зависимости от приложенных напряжений описывается формулой

$$\dot{\epsilon} = \alpha D / l^2 \cdot \sigma b^3 / KT \quad [115],$$

где $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации ползучести; α — константа, зависящая от материала; l — диаметр зерен; σ — напряжение; b — вектор Бюргерса; T — температура, К; K — константа; D — коэффициент объемной самодиффузии.

Диффузия границ зерен известна в металлофизике под названием "ползучесть (крип) Кобла".

Для силикатов процессы ползучести были изучены экспериментально в образцах оливина и кварца. Они будут рассмотрены позже.

Глава 2

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ АНИЗОТРОПИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

РАВНОВЕСНАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

Проблеме кристаллизации магматических расплавов посвящены многочисленные фундаментальные труды. Огромное разнообразие текстур и структур магматических пород свидетельствует о сложных процессах магматической кристаллизации, к объяснению которой привлекаются различные гипотезы. Однако во многих породах, которые по своему составу традиционно относят к классу магматических, обнаруживаются гранобластовые структуры с полигональными зернами, подобные структурам метаморфических пород, перекристаллизация которых происходит в твердом состоянии. К этой группе относят перидотиты, известные под названием "альпинотипных" перидотитов, залегающие в пределах докембрийских зеленокаменных поясов и фанерозойских офиолитовых зон, а также ксенолиты мантийных перидотитов, выносимые наверх базальтовыми расплавами, и ультрабазиты, драгированные со дна современных океанов.

Эти породы многими исследователями рассматриваются как твердые релактанты, возникающие при частичном плавлении родоначального мантийного пиролита. Тем не менее пока не существует новой классификации, эти образования продолжают рассматривать в группе магматических пород.

В результате кристаллизации в магматических телах образуются стабильные агрегаты минералов. Этот процесс сопровождается уменьшением свободной химической энергии в некотором объеме породы. После того как весь объем оказывается закристаллизованным и потенциальная химическая энергия сведена до минимума, происходит дальнейшее приспособление зерен, контролируемое энергией поверхностного натяжения (E_s), т.е. энергией границ зерен. Как уже было показано, свободная энергия на границах зерен обеспечивается тем, что в этих зонах кристаллическая структура насыщена дислокационными дефектами. На границах зерен атомы находятся в позициях с более высокой потенциальной энергией, чем во внутренних частях кристалла. Поэтому в любом поликристаллическом агрегате

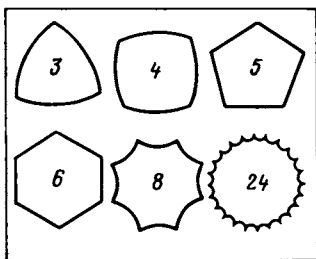
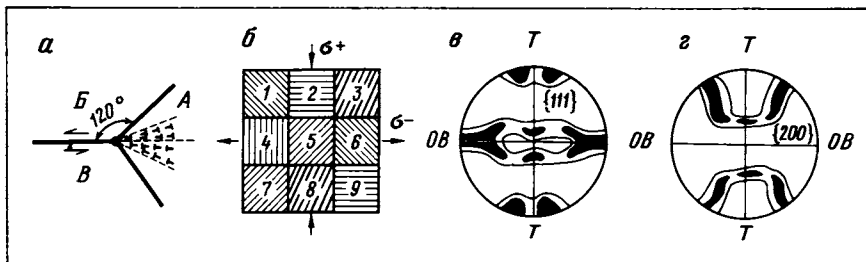


Рис. 9. Форма равновесных зерен по Р. Хоникомбу [118]

Рис. 10. Схема соотношений конфигурации зерен и элементов их внутреннего строения

a — конфигурация тройных точек и распределение дислокаций в зерне *A* при скольжении на границе зерен *BB*; *б* — упрощенная модель деформации поликристаллических агрегатов; *в*, *г* — диаграммы ориентировки полюсов плоскостей $\{111\}$ и $\{200\}$ прокатанного алюминия [118]. Диаграммы построены в плоскости прокатки; *T* — траектория направления прокатки; *OB* — ось прокатки



для достижения равновесного состояния каждое зерно стремится занять то положение, в котором количество атомов, находящихся в неустойчивых положениях на границах зерен, будет минимально. Следствием такой приспособляемости является возникновение зерен различной формы, создающих устойчивые равновесные агрегаты при кристаллизации, когда поле напряжения отсутствует вообще или его влияние пренебрежимо мало.

Физический смысл формирования равновесных агрегатов состоит в том, что в некотором объеме происходит уменьшение поверхностной энергии границ зерен, которое контролируется уменьшением площади границ зерен на единицу объема. При идеальном равновесном росте зерен могут возникать разнообразные формы границ. Как показал Р. Хоникомб [118], наиболее вероятными для равновесного роста могут оказаться 3, 4, 5, 6, 8 и 24-угольные сечения (рис. 9). Несмотря на такое разнообразие, наиболее часто встречающиеся формы стабильных агрегатов характеризуются большеугольными границами. Обычно три соседних зерна соприкасаются в одной точке, и их межгранные углы оказываются близкими к 120° (рис. 10, *a*). Эти тройные точки при дальнейшей деформации являются местом концентрации напряжений, которые могут приводить к возникновению полос деформации (см. рис. 10, *a*) или к возникновению внутризеренных трещин.

Кинетика роста равновесных зерен описывается [118] уравнением

$$D = (AE_\gamma t)^n,$$

где *D* — диаметр зерна; E_γ — энергия поверхностного натяжения; *t* — время; *A* — константа, характеризующая свойства материала; *n* — константа, зависящая от наличия включений на границах зерен. Из уравнения видно, что размер равновесных зерен зависит от хими-

ческого состава и наличия включений на границах зерен, задерживающих рост последних. Это означает, что в полиминеральных агрегатах зерна одного состава могут сдерживать рост других. В итоге происходит искажение формы зерен и отклонение углов сочленения от 120° . Кроме того, в магматических поликристаллических породах часто наблюдаются включения округлой формы. Согласно данным Р. Вернона [15], если зерно-хозяин и включение представлены изотропной фазой, то в соответствии с законом равновесия фаз, стремящихся к понижению поверхностной энергии границ зерен, включение будет приближаться к сферической форме. В случае незначительной анизотропии зерна-хозяина и включения последнее стремится приобрести сферическую или эллипсоидальную форму. Если же зерно-хозяин и включение представлены фазами с резко различной анизотропией, зерно-включение может иметь плоские границы с простыми индексами. Но во всех трех случаях форма включений соответствует наименьшей свободной энергии границ зерен.

Таким образом, в магматических породах, кристаллизующихся в условиях отсутствия или незначительного поля напряжения, формируются высокостабильные минеральные агрегаты, которые характеризуются формой и размерами зерен, отвечающими минимуму свободной энергии. В то же время кристаллическая решетка в каждом зерне ориентирована без всякой закономерности по отношению к зернам-соседям. Это означает, что кристаллографические ориентировки минералов будут хаотическими.

ПЕРВИЧНАЯ ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНАЯ АНИЗОТРОПИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Поскольку магматический расплав формируется в нестабильных зонах литосферы, то в природе не существует абсолютно изотропных в текстурно-структурном отношении магматических пород. Обычно почти все магматические тела характеризуются изначальной текстурно-структурной анизотропией, возникающей в процессе кристаллизации. Среди первичных текстур наиболее широко проявлены магматическая линейность и полосчатость.

Первичная полосчатость выражена послойным чередованием пород различного состава и имеет широкий спектр структур, известный под названиями "трахитоидность", "шлировидная полосчатость", "кумулятивная полосчатость" и т.д. Одним из наиболее общепринятых механизмов формирования полосчатости в магматических телах является гипотеза магматической дифференциации. Эта гипотеза рассматривает формирование магматической расслоенности путем гравитационного осаждения.

Большую проблему представляет механизм формирования полосчатости в мантийных ультрабазитах (или альпинотипных ультрабазитах), которые мы формально относим к группе магматических пород в силу устоявшихся классических традиций магматической петрологии. Многочисленные исследования показали, что альпинотипные перидотиты представляют собой твердый рестит, образовавшийся из родоначаль-

ного мантийного пиролита после отделения от него 15—30% расплава [57, 172]. Поэтому альпинотипные ультрабазиты и ультраосновные мантийные ксенолиты, скорее всего, надо рассматривать как группу метаморфических пород, текстурно-структурная анизотропия которых создается в процессе высокотемпературного пластического течения в твердом состоянии.

Формирование полосчатости в мантийных перидотитах в настоящее время объясняется двумя гипотезами. Первая из них — гипотеза механической сегрегации — рассматривает образование композиционной полосчатости за счет различного механического поведения разных минералов в условиях дифференцированного пластического сдвигового течения. Вторая гипотеза — метаморфической дифференциации, в которой ведущую роль играет механизм растворения под давлением, выполняющий функцию диффузионного переноса материала при сдвиговом напряжении.

Первичная линейность магматических пород, кристаллизующихся из расплава, представляет собой текстуры, созданные параллельным расположением игольчатых, призматических или таблитчатых минералов. Первичная линейность магматических пород создает два вида анизотропии: текстурную и структурную. Текстурная анизотропия выражена в упорядоченном расположении кристаллов по их форме, в то время как структурная связана с упорядоченным расположением кристаллографических элементов этих кристаллов. Первичная структурная анизотропия в магматических породах обычно весьма несовершенна. Дело в том, что при течении магматического расплава или твердо-жидкого расплава, где вещество представлено смесью твердых кристаллов и остаточной жидкой фазы, отдельные кристаллы стремятся расположиться вдоль направления течения или растяжения только одной какой-либо стороной или кристаллографической осью. Поскольку расплав еще окончательно не закристаллизован, то межзерновые связи, следовательно, отсутствуют вообще. В этой ситуации движение отдельных кристаллов в вязком расплаве можно сравнить с движением спичек, брошенных в водный поток. Эти спички будут испытывать многочисленные вращения и отклонения от главной траектории движения потока, но в то же время они будут стремиться расположиться параллельно общему движению. Что-то подобное происходит и с кристаллами, формирующими первичную линейность в магматических телах. В результате линейно ориентированные минералы будут обнаруживать предпочтительную ориентировку только по какому-то одному кристаллографическому направлению, остальные же направления решетки вследствие вращения кристаллов в расплаве будут иметь разнообразную ориентировку.

Первично-магматическая полосчатость и линейность являются, таким образом, главными элементами первичной анизотропии магматических тел, созданной в ходе сложных процессов дифференциации и кристаллизации расплава. Их формирование подчиняется законам гидродинамики и не имеет ничего общего со связным пластическим течением горных пород в твердом состоянии. Проблема формирования первичных текстур магматических пород — самостоятельная

область геологических знаний. Различные аспекты исследований в этом направлении можно найти во многих специальных публикациях [52, 55, 121, 160]. Мы же ограничимся лишь рассмотрением текстурно-структурной анизотропии, возникающей в ходе твердопластического течения.

ТЕКСТУРНАЯ АНИЗОТРОПИЯ КАК РЕЗУЛЬТАТ СДВИГОВОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Ранее уже шла речь о том, что магматические породы обладают первичной текстурной анизотропией, выраженной присутствием в них композиционной полосчатости. В ходе тектогенеза магматические тела совместно с породами обрамления подвергаются пластическим деформациям, приобретающим резко выраженную структурную анизотропию. В это время часто происходит изменение первичной текстурной анизотропии породы. В областях развития докембрийских метаморфических образований среди супракрystalльных пород обычно присутствуют многочисленные разновозрастные тела магматических пород различного состава. Вследствие больших деформаций магматические породы оказываются иногда полностью превращенными в различные метаморфические гнейсы и сланцы. Их первичные текстурно-структурные признаки почти нацело уничтожаются, и в этих случаях они почти неотличимы от метаморфических пород первично-осадочной природы. И все же вследствие того, что дифференциальные напряжения в литосфере, так же как процессы метаморфизма, имеют гетерогенный характер, в магматических породах гораздо чаще, чем в первично-осадочных, сохраняются реликты текстурно-структурных признаков, свидетельствующие об их генезисе.

Присутствие определенных парагенезисов в поле развития магматических пород позволяет восстановить картину тектонических процессов, приводящих к превращению их в метаморфические гнейсы и сланцы. Многочисленные полевые наблюдения показывают, что такие превращения контролируются процессами разноградиентного пластического сдвигового течения. Как это происходит в реальных магматических телах, будет показано на региональных примерах. Сейчас мы рассмотрим лишь теоретическую модель сдвигообразования.

Теоретическая модель пластического сдвигообразования была детально рассмотрена в работе Дж. Рэмзи и Р. Грэхэма [235]. Она основывается на классической модели конечной деформации и последовательных приращений, приводящих к тому виду остаточных деформаций, которые наблюдаются в природе: это модели чистого и простого сдвигов. Рассмотрим двумерные модели сдвиговой деформации, в результате которой первоначальные фигуры — квадрат и круг — преобразуются в ромб и эллипс. Чистый и простой сдвиг очень близки по механизму деформации. Чистый сдвиг включает только сдвиговый эффект, в результате которого материальная точка A перемещается в положение A_1 (рис. 11,а). В результате чистого сдвига квадрат превращается в ромб, а круг — в симметричный ему эллипс.

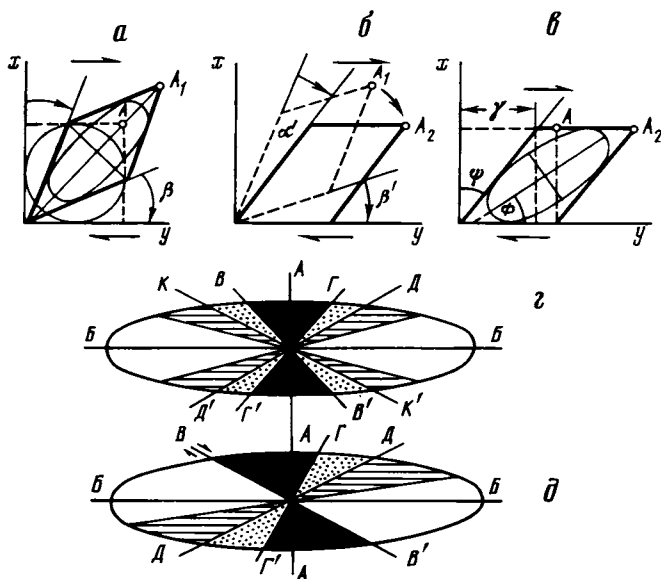


Рис. 11. Геометрия сдвиговой деформации

a — недеформированное тело (квадрат, круг); *b* — простой сдвиг; ψ — угол сдвига; *AA* — направление максимального укорочения. Линия *BB'* соответствует линии *BB'* на *z*; *e* — чистый сдвиг; $\alpha + \beta = \psi$ углы сдвига; *AA* — направление максимального укорочения; *z, d* — геометрия распределения материальных точек в эллипсоиде конечной деформации — чистого сдвига (*z*), простого сдвига (*d*) по данным Дж. Рэмзи [234]

Простой сдвиг является суммарной деформацией, состоящей из чистого сдвига и последующего вращения тела, искаженного в ходе чистого сдвига. На рис. 11, *b* показан угол поворота, в результате которого точка *A*₁ перемещается в позицию *A*₂. В итоге простого сдвига формируется параллелограмм и несимметричный по отношению к его осям эллипс (рис. 11, *e*).

Рассмотрим теперь деформационную историю чистого и простого сдвигов. На рис. 11, *z, d* приведены эллипсоиды конечной деформации чистого и простого сдвигов по хорошо известным данным [235]. В эллипсоиде чистого сдвига выделяется несколько симметричных секторов. Черный сектор соответствует области, где в течение всей деформации линии испытывают последовательное укорочение. Белый сектор ограничивает зоны, в которых происходило максимальное растяжение линий. Участки с крапом соответствуют областям, где в начале деформации линии сначала укорачиваются, а затем незначительно растягиваются. При этом их конечные размеры не достигают первоначальных. Зоны эллипсоида, заштрихованные горизонтальными линиями, являются местами концентраций таких напряжений, при которых линии сначала укорачиваются, а затем испытывают растяжение, в результате которого их конечные удлинения превышают первоначальные.

Линии *BB*¹, *ГГ*¹ и *ДД*¹, *КК*¹ соответствуют направлению нулевых

приращений и направлению нулевой конечной нормальной деформации. Эллипсоид напряжений чистого сдвига характеризуется ромбической симметрией.

В эллипсоиде простого сдвига (см. рис. 11, д) линия BB^1 соответствует линии сдвига. Сектор черного цвета отражает зону сжатия, в пределах которой все материальные линии испытывают укорочение в течение сдвига. Сектор с точками соответствует зоне, в которой располагаются линии, испытывавшие в начале укорочение, а затем растяжение, но не достигшие при растяжении первоначальной длины. Сектор с горизонтальной штриховкой содержит линии, в начале деформации испытывавшие укорочение, а затем растяжение. При этом они превысили их первоначальную длину. Два симметричных сектора, без штриховки и крапа, соответствуют зоне, в которой все материальные линии испытывали только растяжение. Они располагаются вдоль оси максимального удлинения деформированного тела. На схеме эллипсоида напряжений простого сдвига (рис. 11, д) отчетливо видна его более низкая симметрия, которая объясняется присутствием вращательной составляющей. Несмотря на то что конечный простой сдвиг эквивалентен чистому сдвигу, на который наложено вращение, эти два типа деформаций отличаются по виду симметрии.

В природе наиболее распространенным типом деформации является простой сдвиг. По этому пути деформируются кристаллы, обладающие лишь одной системой скольжения, а также любые геологические тела с плоскостной анизотропией, вдоль которой может осуществляться скольжение. Если такому процессу подвергаются большие объемы пород, то этот способ твердопластической деформации рассматривают как разноградиентное сдвиговое течение, в ходе которого формируются сланцеватость, будинаж, складки. В магматических породах в силу их слабой первичной анизотропии сдвиговая деформация является главным механизмом их текстурной перестройки. В результате этого в массивных породах формируются зоны листоватого строения или зоны кристаллизационной сланцеватости, пространственное положение которых находится в соответствии с геометрией простого сдвига [42, 234, 235].

Все эти геометрические изменения текстурных особенностей первично-магматических тел происходят в различных масштабах — от первых сантиметров до десятков километров — и при благоприятных условиях приводят к полному их превращению в метаморфические гнейсы и сланцы. На рис. 12 дана модель развития вторичной текстуры в габбро и схематически показана геометрия простого сдвига, контролирующая процесс ее формирования. Все изменения происходят между недеформированным амфиболизированным габбро и новообразованными роговообманковыми сланцами. В исходной магматической породе, таким образом, обнаруживаются две системы плоскостной текстурной анизотропии.

Величина конечной деформации простого сдвига (E_γ) может быть рассчитана из угловых соотношений между направлением сдвига и линиями максимального удлинения. Эти линии в породах могут

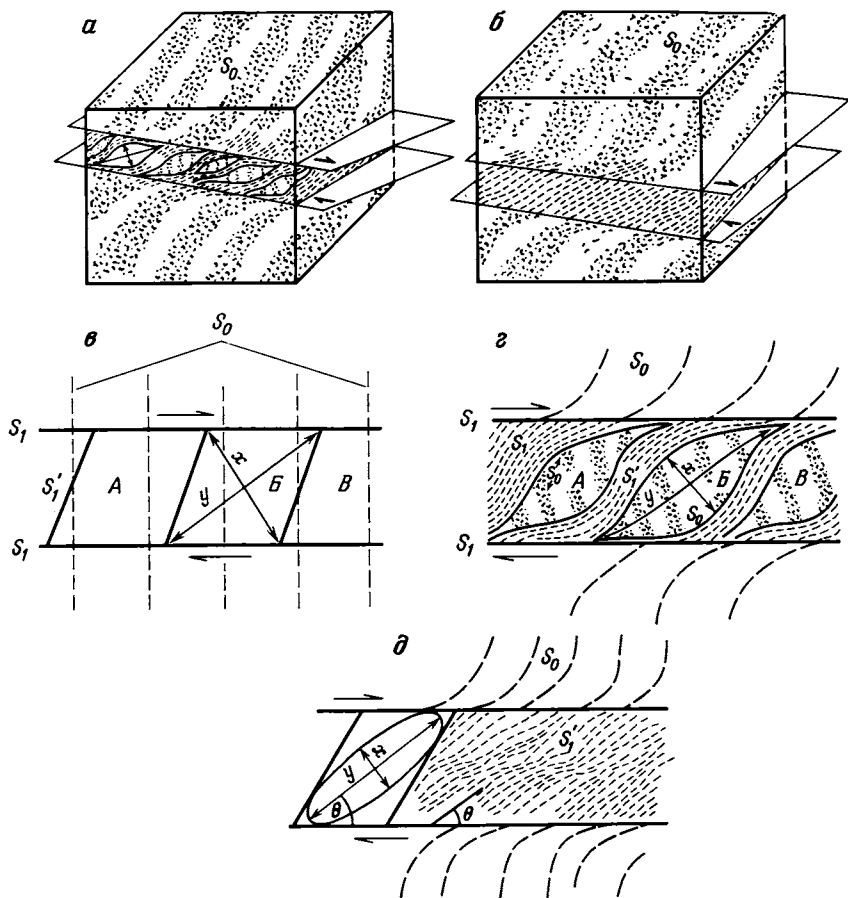


Рис. 12. Формирование вторичной текстурно-структурной анизотропии в амфиболизированном габбро (Слюдянский массив Северного Прибайкалья)

a, б — блок-диаграммы: *a* — начальная стадия деформации первичной полосчатости (S_0) массивного габбро в роговообманковые сланцы (внутри сдвиговой зоны сохраняются неизменные линзовидные включения массивного строения); *б* — конечные стадии — массивные участки габбро исчезают и вся область, контролируемая сдвиговой деформацией, превращена в роговообманковые сланцы; *г-д* — модель сдвиговой деформации: *г* — простой сдвиг, *з* — начальная стадия формирования сланцеватости S_1 , среди которой сохраняются линзовидные участки массивного строения с первичной полосчатостью S_0 , *д* — конечная сдвиговая деформация, угол θ характеризует соотношения между направлением сдвига и направлением максимального удлинения линий $S_1' \cdot S_1$ — зона плоскостной анизотропии, соответствующая конечной траектории перемещения в течении простого сдвига

быть запечатлены в любом деформированном теле, фрагменте, включении и т.д., первоначальная конфигурация которых известна. Такие тела и являются маркерами деформации. Кроме того, маркером деформации может выступать кристаллизационная сланцеватость, образующаяся в массивной магматической породе путем простого сдвига.

Величина сдвигового напряжения E_γ может быть выражена через угол θ , как функция итогового сдвига, включающего чистый сдвиг и вращение [235]:

$$2/\gamma = \operatorname{tg} 2\theta,$$

где угол θ равен углу между линией максимального растяжения и направлением сдвига.

СТРУКТУРНАЯ АНИЗОТРОПИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД КАК РЕЗУЛЬТАТ ТВЕРДОПЛАСТИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ

Несмотря на то что в магматических породах присутствуют элементы первичной текстуро-структурной анизотропии, в них повсеместно отмечаются участки относительно изотропного строения. Они характеризуются, как правило, массивным строением, сохраняющимся на фоне их композиционной расслоенности. Линейные структуры также можно отличить от предпочтительных линейных ориентировок, возникших в процессе сдвигового твердопластического течения. В этом смысле магматические породы являются хорошими маркерами деформаций, в которые они вовлекаются вместе с окружающими их породами. В ходе твердопластических деформаций происходит искажение первоначальной текстуры и структуры породы, которые запечатлены в ее макро- и микростроении в виде остаточных деформаций.

Для понимания механизмов деформации большое значение имеют предпочтительные ориентировки кристаллографических элементов минералов, структуры их деформированной решетки, выраженные волнистым погасанием, структурами полос излома, деформационными ламелями, механическими двойниками. Кроме того, большое значение имеют конфигурация и характер границ зерен, их размеры. Все эти элементы остаточных деформаций создают вторичную текстурно-структурную анизотропию пород и отражают крупномасштабные тектонические перемещения больших объемов кристаллических пород, среди которых магматические породы выступают как наиболее благоприятные маркеры тектонических событий. Поскольку метаморфические породы осадочного генезиса обладают более сложной первичной текстурно-структурной анизотропией и гораздо активнее преобразовываются в ходе пластических деформаций, магматические породы порой выступают как единственные источники сведений о механизмах деформации и ее параметрах.

Рассмотрим теперь в общих чертах на примере идеальной первично-изотропной в структурном отношении модели как протекает пластическая деформация в поликристаллических агрегатах.

Формирование предпочтительных ориентировок минералов в ходе пластической деформации

Наиболее важным элементом структурной анизотропии, возникающей в породе в ходе твердопластической деформации, являются предпочтительные ориентировки минералов по их кристаллографическому строению и удлиненной форме.

Один из наиболее распространенных способов формирования предпочтительной ориентировки минералов — внутрикристаллическое скольжение, эффективность которого определяется прежде всего достаточным количеством систем скольжения в каждом минерале. Эффективность внутрикристаллического скольжения в большой мере зависит также от того, как были первоначально ориентированы наиболее вероятные плоскости скольжения относительно приложенного давления. Наряду с этими факторами определенное значение имеет температура и градиент скорости деформации.

Рассмотрим упрощенную модель деформации поликристаллического агрегата, в кристаллах которого наиболее активная плоскость скольжения обозначена штриховкой (см. рис. 10, б). Предположим, что на каждый кристалл действует осевое сжатие. В этом случае наиболее благоприятными для осуществления активного внутрикристаллического скольжения кристаллы будут 2 и 9, так как, согласно экспериментальным данным, скольжение в кристалле становится наиболее эффективным, если плоскость трансляции ориентирована перпендикулярно оси максимального сжатия. Если этот же блок подвергнуть растяжению, то наиболее благоприятная ориентировка эффективной плоскости скольжения должна быть параллельна оси растяжения, тогда благоприятно ориентированными окажутся кристаллы 2 и 9. Все остальные кристаллы будут испытывать вращение для того, чтобы приспособить свои эффективные плоскости скольжения к созданной нагрузке.

Поскольку границы зерен препятствуют большому развитию систем скольжения, связь между соседними зернами будет сохранена в том случае, если в каждом зерне одновременно со скольжением будут осуществляться другие механизмы деформации. Иными словами, чтобы плоскости скольжения были ориентированы благоприятно к внешней нагрузке, необходимо соответственное искривление решетки, которое обеспечит вращение кристалла без разрыва межзерновых связей. Такими вспомогательными механизмами искажения решетки будут кручение и изгиб, ведущие к образованию структур полос излома, и механическое двойникование. Кроме того, значительный вклад вносит также скольжение, осуществляющееся по нескольким плоскостям одновременно. Но здесь процесс ориентировки окажется более сложным. При этом результирующее направление движения будет усредненным между составляющими движений, происходящих в различных плоскостях скольжения. Одним из важных механизмов, помогающих зернам приспособиться к действию внешних нагрузок, является эффект проскальзывания вдоль границ. Это межзерновое скольжение вносит существенный вклад в формирование предпочтительных ориентировок при высокотемпературных деформациях.

Суммарный эффект всех указанных процессов будет выражен в предпочтительной ориентировке многочисленных зерен поликристаллической породы, находящейся в условиях нагрузки. Естественно, что не все минералы, слагающие горную породу, характеризуются одной и той же степенью пластичности: одни из них обладают большим количеством систем скольжения, другие — меньшим. Если же порода сложена многоминеральными ассоциациями, у которых способность к внутрикристаллическому скольжению различна, наибольший вклад в образование предпочтительных ориентировок будут вносить прежде всего наиболее пластичные минералы, а также наиболее благоприятно ориентированные к внешней нагрузке.

В ходе приспособления поликристаллических агрегатов к действию стресса путем внутрикристаллического скольжения происходит изменение их формы: кристаллы становятся резко удлиненными в одном направлении и укороченными — в другом. В этих случаях их предпочтительная ориентировка по форме зерна и по кристаллографическим элементам будет отличаться на некоторый угол θ , определяющий соотношения между направлением удлинения зерна по форме и направлением максимального сдвига его решетки вдоль плоскости скольжения. Из этого следует, что для восстановления картины тектонических движений необходимо пользоваться данными по предпочтительной ориентировке кристаллической решетки минералов, которые определяют их кристаллографическими направлениями.

Предпочтительные ориентировки, возникающие в ходе прокатки металлов

Связь между направлением движения (или действующей нагрузки) и предпочтительной ориентировкой решетки минералов — один из важнейших аспектов понимания процессов деформации происходящих в литосфере. Наиболее хорошо эти взаимоотношения можно продемонстрировать с помощью предпочтительных ориентировок, возникающих в ходе прокатки металлов, когда заранее известно направление движения материала и его конечный результат. Твердопластическое течение в агрегатах металлов при прокатке возникает благодаря внутрикристаллическому скольжению. В настоящее время оно довольно хорошо изучено. В результате прокатки агрегаты металлов оказываются вытянутыми в плоскости прокатки, а направление наибольшего удлинения зерен параллельно направлению прокатки, т.е. направлению движения. На рис. 10, а, б приведены диаграммы ориентировки холоднопрокатанного алюминия [118]. Плоскость обеих диаграмм параллельна плоскости прокатки. Направление T соответствует направлению прокатки, в то время как направление OB совпадает с осью вращения, т.е. с осью, относительно которой осуществляется прокатка.

Из диаграмм (см. рис. 10, а, б) видно, что в кристаллах деформированного алюминия плоскости скольжения $\{111\}$ и $\{200\}$ стремятся расположиться параллельно к плоскости прокатки, а направления

скольжения в этом случае совпадают с направлением прокатки T . Таким образом, определенные кристаллографические направления кристаллов будут создавать предпочтительную ориентировку направлению движения материала в ходе прокатки. С этим же направлением совпадает максимальное удлинение кристаллов.

Необходимо особо отметить, что, кроме удлинения, параллельного направления прокатки, часть удлиненных зерен ориентируется параллельно оси вращения OB (см. рис. 10, ϵ , z). Как это известно из металлургии, такие ориентировки обычно незначительны [118], и их обычно рассматривают как эффект вращения зерен с первоначальной неблагоприятной для скольжения ориентировкой. Это характерно обычно для металлов гексагональной сингонии. В кубических металлах скольжение при прокатке осуществляется гораздо легче, чем в гексагональных. Конечные плоскости и направления скольжения будут характеризоваться промежуточным положением благодаря тому, что в кристаллах кубической сингонии все появляющиеся плоскости и направления скольжения равнозначны между собой. В гексагональных кристаллах (Mg , Co) базисная плоскость стремится расположиться параллельно плоскости прокатки, а направление наиболее плотной упаковки $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ располагается параллельно направлению движения. Из этого следует, что сжимающее напряжение стремится повернуть плоскость эффективного скольжения параллельно плоскости прокатки так, чтобы направление $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ оказалось как можно более параллельным направлению движения. В этом случае растяжение листа металла будет наиболее эффективным.

Сжатие без прокатки вызывает в металлах тот же эффект: плоскости скольжения стремятся расположиться в направлении, перпендикулярном максимальному сжатию и параллельно плоскости максимального растяжения. Такие же соотношения характерны и для минералов, слагающих горные породы. В экспериментах, воспроизводящих осевое сжатие, плоскости эффективного скольжения в силикатах стремятся расположиться параллельно максимальному растяжению образца и перпендикулярно максимальному сжатию.

В природных процессах наиболее близким к процессу прокатки металлов, по-видимому, можно считать надвигообразование. Структурные парагенезисы, возникающие в горных породах при надвигообразовании, будут рассмотрены в специальном разделе.

Предпочтительные ориентировки, возникающие при росте минералов в поле напряжения

Предпочтительный рост минералов в поле напряжений обычно осуществляется в процессе синтетектонической рекристаллизации. Здесь он контролируется действующей системой напряжений и обеспечивается такими главными факторами, как растворение под давлением или присутствие жидкой фазы и высокая подвижность совпадающих по ориентировке решетки границ зерен.

В первом случае ориентированный рост зерен осуществляется по известному правилу Рикке. Согласно этому правилу, если один

кристалл, окруженный кристаллами того же состава, находится под нагрузкой, не превышающей предел его упругости, то он будет испытывать избирательное растворение. При этом наибольшее растворение будет осуществляться на тех поверхностях, к которым приложена максимальная нагрузка. Передвижение растворенного материала и его отложение будут осуществляться на поверхностях, свободных от напряжений. В результате такой перекристаллизации форма кристалла меняется так, что его более длинная ось стремится расположиться перпендикулярно максимальному сжатию, т.е. параллельно траектории минимальных напряжений.

В природе формирование предпочтительных ориентировок минералов по правилу Рикке можно ожидать в мигматических породах, если кристаллизация расплава контролируется полем напряжения. Такой предпочтительный рост можно также ожидать в кристаллических мантийных и коровых породах, испытавших частичное плавление под контролем тектонических процессов.

Второй случай, объясняющий предпочтительный рост зерен в процессе перекристаллизации — это совпадение строения решетки на границе зерен двух минералов [175]. Такие границы окажутся очень подвижными, и разрастающиеся при рекристаллизации зерна будут как бы наследовать определенную предпочтительную ориентировку относительно деформированной вмещающей среды.

Существуют указания, что в экспериментальных условиях в твердокристаллических агрегатах образуются центры кристаллизации, контролирующиеся напряжениями, обеспечивающими предпочтительный рост зерен в процессе деформационной рекристаллизации [175].

ЗНАЧЕНИЕ ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНОЙ АНИЗОТРОПИИ МАНТИЙНЫХ И КОРОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ДЛЯ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Явление текстурно-структурной анизотропии имеет огромное значение для понимания геодинамических процессов, происходящих в подкоровых и коровых зонах литосферы. Текстурно-структурная анизотропия горных пород находит выражение в анизотропии их физических свойств: упругости, магнитности, электропроводности и т.д., которые выявляются на больших площадях различными геофизическими методами. Значительные материальные неоднородности континентальной коры и верхней мантии выявлены в настоящее время методами сейсмической томографии. С учетом связи физической анизотропии горных пород с их текстурно-структурной анизотропией было высказано предположение, что предпочтительные ориентировки минералов (оливина и пироксена) могут быть причиной сейсмической анизотропии верхней мантии [187]. Это предположение стимулировало изучение предпочтительных ориентировок оливинов и пироксенов в ультрабазитах офиолитовых зон фанерозоя и зеленокаменных поясов докембрия, а также в мантийных ксенолитах ультрабазитов, которые выносятся на поверхность базальтовыми лавами и трубками взрыва.

В настоящее время достаточно хорошо обоснована зависимость скорости прохождения сейсмических волн от характера предпочтительных ориентировок минералов, слагающих горизонты верхней мантии. Характер текстурно-структурной анизотропии горных пород, которую они приобретают в ходе пластического сдвигового течения, позволяет приблизиться к реконструкции динамики тектонических процессов, происходящих в глубинных зонах литосферы, а также к пониманию проблемы "разрушения" и выноса твердого мантийного материала с больших глубин на поверхность. Таким образом, понимание процессов текстурно-структурной перестройки горных пород открывает широкие перспективы для интерпретации азимутальной сейсмической анизотропии подкоровой части литосферы, которая широко известна в зонах новейшего вулканизма в пределах континентальных рифтов и областей предрифтового развития.

Помимо этого аспекта, текстурно-структурная анизотропия магматических пород является одним из главных реперов для изучения картины тектонических движений и установления последовательности геологических событий в областях развития докембрийских метаморфических комплексов, характеризующих историю развития земной коры на раннем этапе. В таких регионах широко развиты палеонтологически немые комплексы, первоначальный облик и минералогический состав которых были изменены в ходе метаморфизма.

Неоднократные тектонические события изменили первичное залегание контактов этих пород, нарушили и исказили характер соотношений, обычных для той или иной геологической ситуации. Часть пород испытала различные перемещения и "перетасовки" в ходе глубинной надвиговой и сдвиговой тектоники. В этой сложной ситуации магматические породы служат прежде всего удобными маркерами для восстановления последовательности геологических событий. Используя их геологическую позицию среди сложноскладчатых метаморфических комплексов и их связь со структурами тектогенеза, можно построить структурную шкалу, в которой одновременно будут увязаны характер предпочтительных ориентировок минералов, особенности структурно-метаморфических парагенезисов и т.д. Такая структурная шкала является незаменимой комплексной информацией по корреляции и систематизации данных по метаморфизму, метасоматозу, магматизму и тектогенезу отдельных регионов [81, 82].

Как правило, магматические породы изначально представляют собой относительно менее анизотропные тела, чем осадочные породы, у которых анизотропия становилась более сильной в ходе метаморфизма и деформации. Поэтому магматические породы более благоприятны для восстановления картины тектогенеза, в который они вовлекаются совместно с породами обрамления.

ПЛАСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГЛАВНЫХ ПОРОДОБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

КВАРЦ

История исследований. Кварц — один из породообразующих минералов магматических пород кислого и среднего состава. Обладая высокой прочностью, он хорошо сохраняется при разрушении горных пород в процессе выветривания и вследствие этого широко представлен в различных терригенных осадочных образованиях. Кварцсодержащие метаморфизованные и гранитизированные породы в различных P — T -условиях составляют приблизительно 80% всего объема современной континентальной коры. Нетрудно представить, что кварц является одним из минералов, пластические свойства которого оказывают определенное влияние на процессы твердопластического течения, происходившего в континентальной земной коре особенно интенсивно в докембрийское время.

Повышенный интерес к кварцу, возникший еще в конце XIX в., объясняется его широким использованием в керамике и в различных других областях. Начиная с 1980 г. стали появляться публикации [169], в которых рассматривались такие физические свойства кварца, как резкое изменение объема, температурного коэффициента расширения, дисперсии света и вращательной поляризации при переходе его из β -модификации в α . Несколько позднее, в начале XX в., немецкие геологи Б. Зандер [241] и В. Шмидт [243] заложили основы петроструктурных исследований, направленных на изучение тектонических деформаций горных пород с использованием предпочтительных ориентировок главных породообразующих минералов. Особое внимание было уделено кварцу, который широко развит в "саксонских гранулитах" Европы. Работы Б. Зандера и В. Шмидта уже в начале нашего столетия стимулировали развитие экспериментальных исследований, направленных на изучение деформационных свойств кварца. В 30—40-х годах Д. Григгсом и Дж. Биллом [181] были проведены первые эксперименты по деформации природных образцов кварца, которые подтвердили одну из гипотез Б. Зандера о формировании предпочтительных ориентировок путем хрупких деформаций.

В 60—70-х годах началась новая эпоха в проведении экспериментов по деформации кварца в различных диапазонах температур, давлений, скоростей деформации в так называемых "сухих" и "мокрых" условиях. С приходом высокоразрешающей просвечивающей электронной микроскопии в геологии появилась возможность наблюдать дислокационные структуры в экспериментально деформированном кварце и коррелировать их с известными механизмами пластического течения кристаллов.

Кристаллография. Кварц существует в природе в виде двух полиморфных типов: α -кварца и β -кварца, кристаллизующихся в тригональной и гексагональной сингонии соответственно. Температура

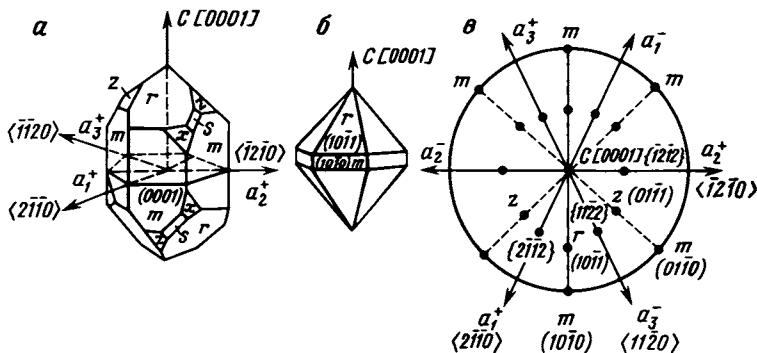


Рис. 13. Кристаллографические формы кварца

a — β-кварц; *б* — α-кварц; *в* — стереографическая проекция главных кристаллографических направлений кварца: *m* — призма первого порядка, *r* — положительный ромбоэдр, *z* — отрицательный ромбоэдр {011̄1}, *s* — тригональная дипирамида {112̄1}, *x* — тригональный трапецоэдр {516̄1}

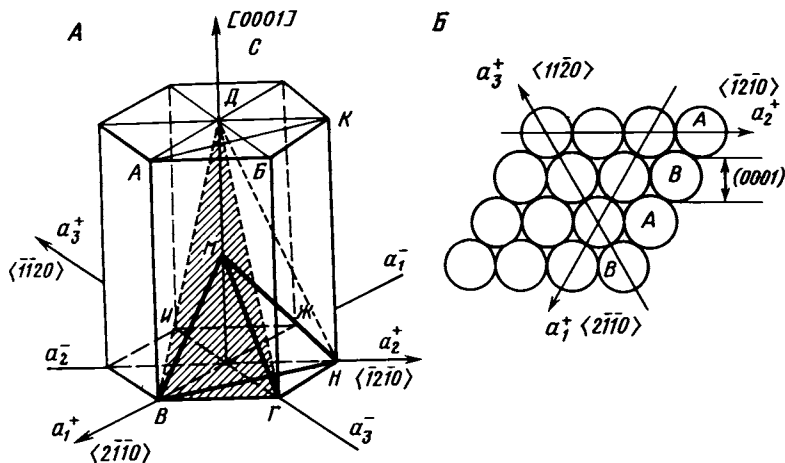


Рис. 14. Возможные плоскости скольжения в металлах с гексагональной плотноупакованной структурой

АБГВ — плоскости призмы {101̄0}; *ДВГ* — плоскости пирамиды {101̄1}; *МВГ* — плоскости пирамиды {1012}; *ДВН* — плоскости пирамиды {1121}; *МВН* — плоскости пирамиды {1121}; *ВГНЖИК* — базальная плоскость (0001)

перехода низкотемпературного α-кварца в высокотемпературную β-модификацию осуществляется при атмосферном давлении при температуре 573°С. В зарубежной литературе в отличие от отечественной β-кварцем называют гексагональные формы высокотемпературной модификации, в то время как тригональные низкотемпературные индивиды относят к α-кварцу, что вносит определенную путаницу, поэтому необходимы дополнительные сведения при использовании этих терминов.

Кристаллографические формы α- и β-кварца и стереографическая проекция главных кристаллических направлений этого минерала

представлены на рис. 13. Основные кристаллографические элементы кварца: базопинакоид (0001) и перпендикулярная к нему ось c [0001]; m — призма первого порядка $\{10\bar{1}0\}$; a — призма второго порядка $\{11\bar{2}0\}$; r — положительный ромбоэдр $\{10\bar{1}1\}$; z — отрицательный ромбоэдр $\{01\bar{1}1\}$.

Для низкотемпературного кварца характерна энантиоморфная группа $P3_121$ или $P3_221$ тригональной симметрии; для высокотемпературного — $P6_222$ или $P6_22$ гексагональной симметрии.

Внутренняя структура кварца представлена сочетанием кремнекислородных тетраэдров в виде трехмерного каркаса, в котором каждый атом кислорода связывает одновременно два тетраэдра [83]. Благодаря этому кристаллическая решетка кварца обладает довольно сильными и однородными связями Si—O во всех направлениях, что определяет высокую прочность его природных образцов.

Кристаллографические аспекты пластического течения кварца. Кварц представляет собой каркасный силикат, которому свойственна гексагональная структура атомной упаковки. В гексагональной структуре решетка построена путем наложения друг на друга наиболее плотно упакованных базисных плоскостей (0001) в порядке $ABABAB...$ (рис. 14). В такой структуре каждый третий слой находится над первым, что создает наиболее плотно упакованные ряды в любом из трех направлений с индексами $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, и соответствует кристаллографическим осям кварца a_1, a_2, a_3 (см. рис. 14, Б).

Из теории пластичности кристаллов [56] и теории дислокаций [115] известно, что в кристаллах вероятными плоскостями скольжения являются плоскости с наиболее плотной упаковкой атомов, а направление скольжения совпадает с наиболее плотно упакованными направлениями в плоскости скольжения. Отсюда очевидно, что в гексагональных кристаллах легче должно осуществляться скольжение по базисной плоскости (0001) в направлениях $\langle 11\bar{2}0 \rangle$. Обширные исследования в области металловедения показали, что в гексагональных металлах, кроме базисного скольжения, часто осуществляется скольжение по плоскостям призмы $\{10\bar{1}0\}$, так называемое "карандашевидное" скольжение, и по плоскостям пирамиды $\{10\bar{1}1\}, \{10\bar{1}2\}, \{1\bar{1}21\}, \{1\bar{1}22\}$. На рис. 14, А показаны соотношения теоретически возможных систем скольжения в кристаллах гексагонального строения. Таким образом, исходя из подобия кристаллографического строения силикатов и металлов гексагональной структуры, можно ожидать, что кварц должен обладать несколькими системами скольжения, определяющими способность этого минерала к пластическому течению.

Признаки пластического течения в кварце, слагающем деформированные горные породы, были известны давно: это предпочтительные ориентировки его c -осей, волнистое погасание отдельных частей кристалла, присутствие перекристаллизованных зерен, полосы сброса [52, 241] и деформационные ламели. Исследованиям предпочтительных ориентировок кварца и описанию деформационных ламелей в первой половине нашего столетия были посвящены многочисленные работы европейских геологов [166, 241]. Для объяснения многообразия узоров предпочтительной ориентировки c -осей кварца из природных

тектонитов Б. Зандером [241] были выдвинуты гипотезы "разрыва" и "трансляции". Гипотеза "трансляции" в то время развивалась также В. Шмидтом [243].

Согласно гипотезе "разрыва", в результате трещинообразования в кварце формируются удлиненные игловидные блоки, оси которых параллельны кристаллографическим осям минерала хозяина. В процессе прогрессивной деформации эти игловидные фрагменты разрушенного кварца вращаются так, что их длинные оси занимают положение, отвечающее плоскости скалывания, т.е. ориентируются параллельно направлению движения. Ранние экспериментальные работы Д. Григгса и Ж.Ф. Бэлла [181] подтвердили гипотезу разрыва, выдвинутую Б. Зандером.

Гипотеза "трансляции" была основана на существовании в отдельных зернах кварца из сильно деформированных пород деформационных ламелей. Формирование деформационных ламелей Б. Зандер и В. Шмидт объясняли с позиций и механизма внутрикристаллической трансляции. Однако эта гипотеза в первой половине XX столетия постоянно подвергалась критике, так как не была подтверждена экспериментами.

Механизм внутрикристаллической трансляции. В послевоенные годы интерес к кварцу вновь повысился. Были возобновлены эксперименты по воспроизведению пластических деформаций этого минерала. Однако вызвать пластическое течение в кварце и кварцевых поликристаллитах за счет внутрикристаллической трансляции не удавалось довольно долго. Почти все эксперименты с кварцем производились в "сухих" условиях при относительно большом всестороннем давлении, в результате чего кварц оставался непластичным и проявлял лишь свои хрупкие свойства. Введение в эксперименты воды позволило получить вязкое течение и открыло исследователям явление изменения прочности кварца с увеличением содержания H_2O — эффект "гидролитического разупрочнения" [179]. Экспериментальные работы показали также, что в отношении пластической деформации кварц во многом ведет себя подобно металлу гексагональной симметрии. С помощью электронной просвечивающей микроскопии в экспериментально деформированном кварце удалось наблюдать участки скопления дислокаций, у которых определялись направления векторов Бюргерса в каждом отдельном кристалле [208, 211]. Это позволило выявить главные системы скольжения в α - и β -модификациях кварца.

Первые определенные данные о пластическом течении природного кварца были получены в экспериментальных условиях при широком диапазоне изменения температуры (от 300 до 1500°C), высоком всестороннем давлении (от 15 до 30 кбар) и скорости деформации 10^{-3} – 10^{-5} с⁻¹ [148, 153]. В образцах синтетического кварца пластические деформации были воспроизведены при атмосферном давлении в условиях высоких температур и умеренных скоростей деформации [211]. Большой вклад в проблему изучения систем скольжения в деформированном кварце и кварцевых кристаллитах внесли, кроме того, работы Дж. Таллиса [252] Х. Аве Лалемана и Н. Картера [128], Б. Хоббса [188].

Первые эксперименты Н. Картера и Д. Григгса [148] показали, что скольжение в кварце может происходить в кристаллографических направлениях: $a \langle 11\bar{2}0 \rangle$ по базисной плоскости (0001), а также в направлении c [0001] и $a+c \langle 1\bar{2}13 \rangle$, что совпадает с направлением ребра ромбоэдра r , по многочисленным плоскостям призмы первого порядка m , т.е. $\{10\bar{1}0\}$. Были выявлены также системы скольжения по плоскостям призмы второго порядка $\{11\bar{2}0\}$ в направлении [0001] и по плоскостям пирамиды второго порядка $\{11\bar{2}2\}$ в направлении $\langle 11\bar{2}3 \rangle$. Эти системы скольжения характерны только для высоких температур и медленных скоростей деформации.

В работе Дж. Блейсика [137] показано, что при температуре меньше 750°C при небольших скоростях деформации ($\dot{\epsilon}=10^{-3}-10^{-5}\text{c}^{-1}$) в "сухом" кварце легко осуществляется скольжение по базисной плоскости (0001) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$, в то время как при повышении температуры до 750°C и увеличении скорости деформации активным становится призматическое скольжение $\{10\bar{1}0\}$ [0001]. В то же время в водосодержащем кварце при температуре, выше которой происходит "гидролитическое разупрочнение", активным становится снова базисное скольжение (0001) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ [132, 137]. Обзор литературных данных по экспериментальному воспроизведению внутрикристаллической трансляции показывает, что для кварца характерны следующие системы скольжения:

базисная	(0001) $\langle 11\bar{2}0 \rangle$	при низкой T ($^\circ\text{C}$) и высоких $\dot{\epsilon}$
призматическая	$\{1010\}$ [0001]	при высоких T ($^\circ\text{C}$) и низких $\dot{\epsilon}$
(по призме первого	$\{10\bar{1}0\}$ $\langle 1\bar{2}10 \rangle$	То же
порядка)	$\{10\bar{1}0\}$ $\langle 1\bar{2}13 \rangle$	"
призматическая	$\{11\bar{2}0\}$ [0001]	"
(по призме первого		"
порядка)		
пирамидальная	$\{11\bar{2}2\}$ $\langle 11\bar{2}3 \rangle$	"

Эксперименты по воспроизведению пластического течения кварца при скоростях деформации, характерных для лабораторных условий, показали, что в природе при более медленно протекающих процессах деформации кварц ведет себя подобно ионным кристаллам и металлам. Это подобие, естественно, только качественное. Так же как в ионных кристаллах и металлах, пластическая деформация кварца осуществляется путем внутрикристаллической трансляции, суть которой определяется сдвиговыми трансформациями решетки минерала по определенным кристаллографическим системам. Эти сдвиговые перемещения контролируются движением дислокаций.

В результате внутрикристаллической трансляции в кварце образуются особые структуры, свойственные только этому механизму: полоски волнистого погасания, полосы сброса и деформационные ламели. Все эти структуры легко наблюдаются в шлифах с помощью обычного оптического микроскопа. Как будет показано дальше, полосы излома и деформационные ламели кварца являются структурами, с помощью которых в ориентированном шлифе можно реставрировать главные оси стресса.

Механизм "гидролитического разупрочнения". Экспериментальные

исследования, связанные с изучением влияния примесей на пластичность кварца, представили наибольший интерес. Работы Д. Григгса [179], Д. Григгса и Дж. Блейсика [182] показали, что на прочность и пластичность кристаллов и полизернистых агрегатов кварца особенно влияет присутствие воды.

Чрезвычайно наглядно высокая способность водосодержащего кварца к пластической деформации видна на диаграмме "напряжение—деформация" Д. Григгса [179] (рис. 15). Из диаграммы видно, что для достижения 40% деформации при скорости деформации $0,8 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ и температуре 900—950°С для "мокрого" кварца необходимо напряжение ($\sigma_1 - \sigma_3$) около 1,5 кбар, в то время как для "сухого" — около 20 кбар. Предположили также, что при деформации роль воды заключается в гидролизе связей Si—O—Si, в результате чего образуются менее прочные связи Si—OH·OH—Si, известные под названием "гидролизные мосты". Эти "гидролизные мосты" содержат водородные связи, которые легко могут быть разорваны. С процессом разрыва водородных связей тесно связана активная диффузия группы OH, которая, в свою очередь, способствует миграции дислокаций.

Рассмотрим это несколько подробнее. На рис. 16, *a—в* представлена модель Франка—Григгса [182] кремнекислородных связей кварца с группой OH, объясняющая механизм гидролитического разупрочнения: среди ненарушенных связей кремний—кислород показан край дислокации, завершенный гидролизной связью — OH (*a*); соседствующая справа связь Si—O—Si может быть гидролизована и вместо кислорода между двумя позициями кремния разместится молекула воды в виде групп OH·OH — (*b*); сдвиговые усилия могут легко разорвать водородную связь (*в*) и группировка HO—Si—O—Si будет стремиться занять позицию 1, как показано на *б*. Иначе говоря, эта группа присоединится к гидролизному краю сидячей дислокации. Здесь (см. рис. 16, *в*) показано положение этих связей уже после того, как смещение HO—Si—O—Si совершилось влево. Дальнейшие сдвиговые смещения легко реализуют следующие передвижения аналогичным образом, что и обеспечивает активное движение дислокаций в структуре водосодержащего кварца.

В опытах Р. Бэта и К. Эшби [133], Б. Хоббса [188] было показано поведение кварца в области предела текучести: оказалось, что характеристики предела текучести этого минерала могут меняться с изменением температуры, скорости деформации и содержания примесей, в частности воды.

Несколько позже Б. Хоббс, А. Мак-Ларен и М. Петерсон [189] отметили, что кривые напряжение—деформация в водосодержащих кристаллах кварца похожи на кривые для веществ с алмазной структурой. В экспериментах, проведенных этими авторами, кристалл кварца, содержащий 700—6000 ррт Н/Si, был подвергнут одноосному давлению в 3 кбар при постоянной скорости деформации 10^{-5} с^{-1} и при вариациях температуры от 350 до 900°С. В полученной ими кривой напряжение—деформация различаются три стадии: I — область текучести, II — область низкотемпературного упрочнения, III — область высокотемпературного упрочнения.

Рис. 15. Диаграммы "напряжение ($\sigma_1 - \sigma_2$) — деформация (E)" для "сухих" (I-IV) и "мокрых" (V) кристаллов кварца по Д. Григгсу [179]

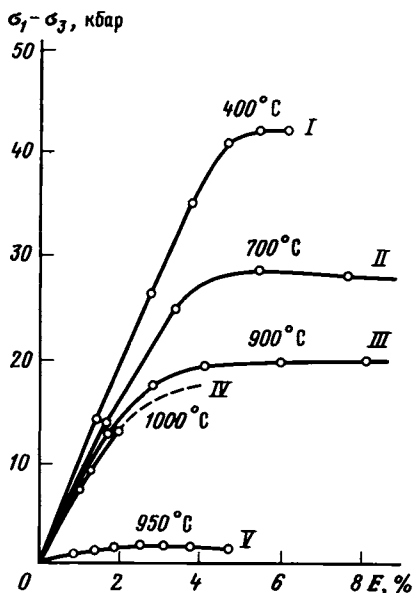
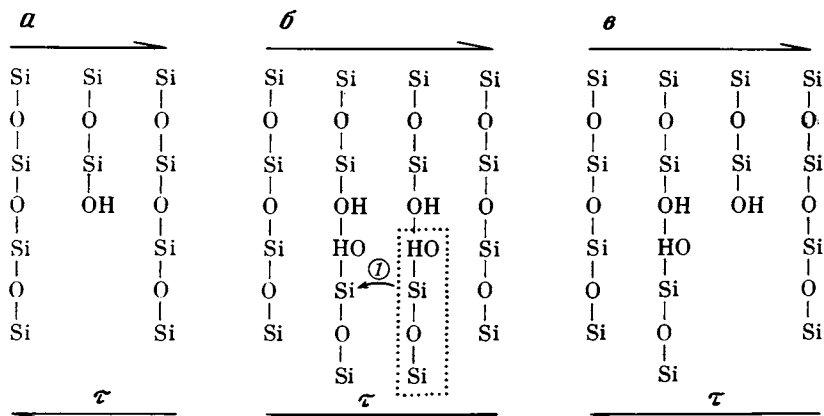


Рис. 16. Схематическая модель Франка—Григгса кремнекислородных связей кварца с группой OH, отражающая механизм гидролитического разупрочнения [182]



Исследования экспериментально деформированных образцов кварца Б. Хоббсом и соавт. [189] в трансмиссионном электронном микроскопе показали, что при деформации, соответствующей полю текучести, наиболее легко осуществляется призматическое скольжение и широко развиты деформационные ламели. В стадию низкотемпературного упрочнения внутри ламелей наблюдается довольно высокая плотность дислокаций ($\rho = 10^{10} \text{ см}^{-2}$), кроме того, характерны спутанные дислокации, что может свидетельствовать об усложнении скольжения по отношению с таковым в стадию текучести. В стадию высокотемпературного упрочнения (III) плотность дислокаций в ламелях стано-

вится еще более высокой и достигает значений $\rho \cdot 10^{11} \text{ см}^{-2}$. В работе Б. Хоббса и соавт. [189] также было показано, что напряжение, свойственное состоянию текучести "мокрого" кварца (σ_g), термически активизируется и зависит от коэффициента диффузии и начального напряжения (δ_0). Математически эти соотношения выражены: $\sigma_g = \sigma_0 \exp Q/KT$, где Q — коэффициент диффузии; T — температура, K ; $K = \text{const}$.

Согласно данным М. Бэлдмена [134], производившим также изучение зависимости напряжения в поле текучести "мокрого" кварца от температуры и скорости деформации:

$$\sigma = [A \exp(-31600/RT)]^{1/n},$$

где $n=3,64$; R — универсальная газовая постоянная; T — температура, K ; A — константа, зависящая от свойств материала.

Влияние температуры и содержания воды в кварце на процесс "гидролитического разупрочнения" было изучено Д. Григгсом [179], К.А. Кроненбергом и Дж. Таллисом [197] и др. Было показано, что критическая температура стадии разупрочнения кварца и содержание в нем воды соотносятся следующим образом:

$$C = 7,4 \cdot 10^{-8} \exp Q/RT,$$

где $C = \text{H/Si}$ (отношение водорода к кремнию); Q — энергия активации, $Q = 15,7$ ккал/моль; T — критическая температура, при которой наступает разупрочнение, K ; R — универсальная газовая постоянная.

Обобщив данные основных экспериментов по "гидролитическому разупрочнению кварца", Д. Григгс [180] предложил физическую модель, которая связывает влияние концентрации воды в кварце на скорость перемещения дислокаций и на восстановление. Дж. Кристи и А. Эрделл [67] показали, что большое число расчетов, основанное на модели Д. Григгса, находится в соответствии с экспериментальными данными кривых напряжение—деформация.

В заключение необходимо отметить, что смысл эффекта "гидролитического разупрочнение" состоит в том, что кварц, содержащий даже небольшие количества структурно связанной воды, обнаруживает высокую способность к пластической деформации, осуществляющейся более легко путем призматического скольжения. Для достижения одной и той же величины деформации при равных условиях необходимо напряжение [130, 180] на порядок выше для "сухого" кварца, чем для "мокрого". Такая высокая способность "мокрого" кварца к твердопластическому течению объясняется повышенной миграцией дислокацией внутри кристалла, которая вызывается и активизируется главным образом гидроксильными группами, освободившимися в процессе разрыва "слабых" водородных связей.

Рекристаллизация и регенерация кварца. Первые работы по выявлению особенностей структур динамической рекристаллизации кварца были сделаны Н. Картером и соавт. [148] и К. Рэли [230]. Большой вклад в эту проблему внесли эксперименты Х. Грина и соавт. [175], Дж. Таллиса [253] и Б. Хоббса [188]. Рассмотрим их более подроб-

но. Основные эксперименты Х. Грина [173] были проведены на мелкозернистых образцах кремня и новакулита (размер зерен 0,1—0,5 мкм), содержащих 0,1—1,2% H_2O . Эти образцы были подвергнуты значительному осевому сжатию и небольшому осевому растяжению в различных интервалах температур (от 300 до 1300°C) и скоростей деформации от 10^{-4} до $10^{-7} c^{-1}$. Давление в процессе эксперимента менялось от 5 до 25 кбар. Максимальная деформация достигала 80%.

Главные сведения о пластической деформации кварца в экспериментально деформированных образцах кремней Х. Грин и соавт. представили в виде графика зависимости характера предпочтительных ориентировок c -осей от температуры и скорости деформации (рис. 17, А). Исходя из этой диаграммы, первые следы предпочтительных ориентировок с c -максимумом возникли в интервале температур 400—500°C при медленной деформации ($\dot{\epsilon}=10^{-7} c^{-1}$) кремней. С увеличением скорости деформации и температуры до 900°C характер предпочтительной ориентировки c -осей меняется: наиболее распространенными становятся r -максимумы. Первые следы динамической рекристаллизации отмечаются при низких скоростях деформации ($10^{-7} c^{-1}$) и температуре около 650—700°C.

В этом случае процесс рекристаллизации начинался с образованием выступов на границе зерен. В результате этих экспериментов было замечено также, что в тонкозернистом кремне в результате динамической рекристаллизации образуются более крупные зерна по отношению к исходным; иногда возникают порфиробластовые структуры. При относительно низких температурах и высокой скорости деформации образуется предпочтительная ориентировка c -осей зерен, возникших в процессе рекристаллизации, в направлении, параллельном экспериментально заданному, σ_1 . Для такой ориентировки характерно образование c -максимумов $\parallel \sigma_1$. При более высоких температурах и умеренных скоростях деформации размер зерен увеличивается до 100 мкм, а при самых высоких температурах и очень медленно текущих деформациях, которые были воспроизведены в экспериментальных условиях, границы зерен становятся ясно очерченными, полигональными. Как показано на рис. 17, А, рекристаллизация в этих условиях сопровождается образованием доменов с предпочтительной ориентировкой c -осей, образующих r -максимумы, ориентированные $\parallel \sigma_1$, так же как и c -максимумы, в низкотемпературных условиях.

Эксперименты Дж. Таллиса [253] проводились на крупнозернистых кварцитах. Образцы содержали главным образом β -кварц, размеры зерен которого достигали 0,1 мм. Давление было ограничено 15 кбар. Сжатие производилось в осевом направлении. Температура и скорость деформации варьировали в пределах 400—1110°C и 10^{-3} — $10^{-7} c^{-1}$ соответственно. Максимальная деформация достигала 75%. На рис. 17, Б представлены основные результаты экспериментов Дж. Таллиса [253]. Здесь полю зарождения динамической рекристаллизации крупнозернистого кварца соответствует температура 650°C при замедленной деформации ($\dot{\epsilon}=10^{-7} c^{-1}$). В это время еще продолжается реализация внутризерновой трансляции, которая вносит существенный

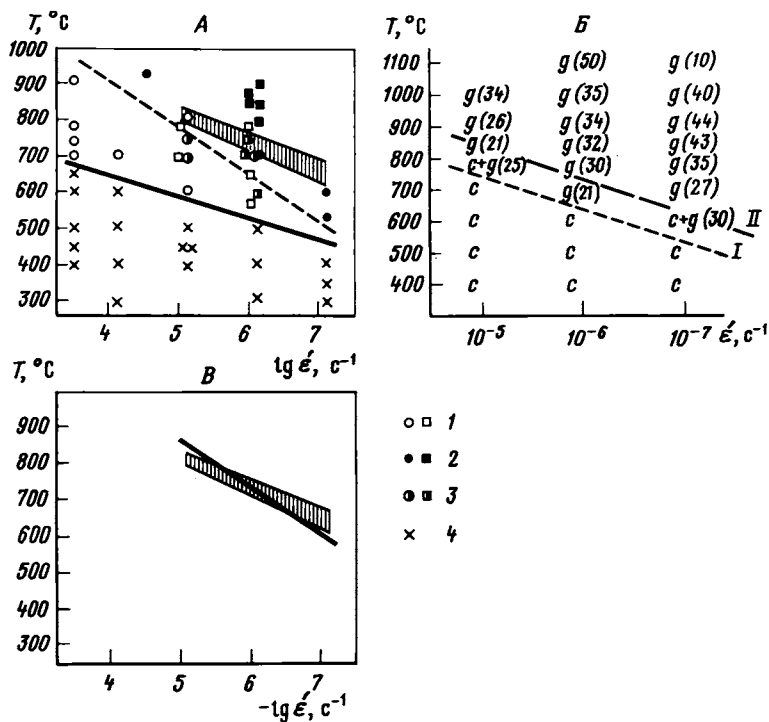


Рис. 17. Вариации предпочтительных ориентировок *c*-осей кварца в зависимости от T и ϵ

A — данные Х. Грина [175]; квадраты — измерения предпочтительной ориентировки *c*-осей у кварца сделаны с помощью рентгеновского метода и универсального столика; кружки — оценка предпочтительной ориентировки сделана по плоскому сечению; *I* — предпочтительные ориентировки *c*-осей кварца с *c*-максимумом; *2* — предпочтительные ориентировки *c*-осей кварца с *g*-максимумом; *3* — сложные узоры ориентировок *c*-осей кварца; *4* — образцы, в которых не обнаружена ни предпочтительная ориентировка, ни рекристаллизация; заштрихованная область — зарождение динамической рекристаллизации; *I* — граница области зарождения предпочтительных ориентировок с *c*-максимумом; *II* — граница области перехода от предпочтительных ориентировок с *c*-максимумом к сложным ориентировкам. *B* — данные Дж. Таллиса [253]; *c*-максимумы *c*-осей, параллельные σ_1 ; ϕ — *c*-оси, концентрирующиеся вокруг σ_1 в виде дуг малых кругов. Цифры в скобках ϕ — среднее значение телесного угла дуги малого круга вокруг σ_1 , град; *I* — линия перехода от максимумов *c*-осей параллельных σ_1 к малодуговому распределению осей; *II* — линия, отражающая первое появление динамической рекристаллизации кварца по экспериментальным данным [175, 253]. Заштрихованная область — поле начала динамической рекристаллизации Х. Грина [175]; *II* — поле начала динамической рекристаллизации Дж. Таллиса [253]

вклад в деформацию. Рекристаллизованные зерна имеют небольшие размеры, зазубренные границы и локализируются в зонах сочленения исходных деформированных зерен кварца.

При сохранении той же медленно текущей деформации и повышении температуры до 800°С процесс рекристаллизации становится настоль-

ко активным, что первичная матрица, состоящая из крупных зерен, деформированных путем внутрикристаллической трансляции, становится полностью рекристаллизованной. Размеры рекристаллизованных зерен выравниваются, но на их фоне могут сохраняться контуры реликтов первичных более крупных зерен, которые заполняются мелкими зернами и субзернами рекристаллизованного кварца.

Если сравнить положение полей зарождения динамической рекристаллизации, полученной в экспериментах Х. Грина и соавт. [175] и Дж. Таллиса [253], то можно удостовериться в их удовлетворительной сходимости. На рис. 17, В проведено такое сравнение. Здесь, кроме сходимости этих полей, можно видеть более крутой наклон прямой, полученной Дж. Таллисом, и более полого расположенное к нему поле, полученное Х. Грином и соавт. Эта крутизна может быть объяснена влиянием размера зерен, достаточно разных в образцах кварцитов и кремней в начале процесса динамической рекристаллизации.

Б. Хоббс [188] провел серию экспериментов на образцах монокристаллов кварца, которые были укорочены в процессе деформации на 50%, при давлении 10—15 кбар. Температура деформации поддерживалась в интервале 400—950°С, скорости деформации варьировали от 10^{-5} до 10^{-6} с⁻¹. Б. Хоббс показал, что рекристаллизация не наступала вплоть до достижения температуры 800°С, если в исходных кристаллах кварца не было хотя бы небольшого количества воды. В "сухих" монокристаллах кварца образовались при этом субзерна, т.е. небольшие блоки внутри главного кристалла. Субзерна были ограничены стенками дислокаций, которые своими скоплениями и создавали эту "ячеистую" структуру. По данным Б. Хоббса, субзерна оказались разноориентированными по отношению друг к другу и к минералу-хозяину. Степень их дезориентации зависела от степени деформации: чем выше деформация, тем выше угол разориентировки. Было показано, что при очень низкой деформации угол разориентировки субзерен составлял 5°, в то время как при высокой деформации его значение достигало 30—50.

Кроме того, Б. Хоббсом было отмечено, что при высокой степени деформации в монокристаллах кварца на границах полос сброса зарождаются центры кристаллизации, где появляются рекристаллизованные зерна, свободные от деформации. Эти зерна формируются на месте ранее существовавших субзерен.

Почти все эксперименты по воспроизведению пластической деформации в кварце сопровождались исследованиями характера дислокаций, мигрирующих в процессе деформации. С помощью трансмиссионного электронного микроскопа были исследованы дислокации в искусственно деформированном синтетическом кварце [125, 209]. Оказалось, что в течение динамической перекристаллизации кварца плотность дислокаций уменьшилась от 10^9 до 10^6 см⁻². Такой процесс очень свойствен динамической рекристаллизации: он обуславливается взаимным уничтожением дислокаций, слиянием в единичные тройные узлы и, наконец, их истечением на границе зерен или в местах образования пустот.

Эксперименты по воспроизведению динамической рекристаллизации кварца проводились на поликристаллических агрегатах разной зернистости и на отдельных природных и синтетических монокристаллах. По данным этих экспериментов можно сделать следующие выводы.

1. Процесс динамической рекристаллизации кварца является разновидностью твердопластического течения кварцосодержащих кристаллитов или кварцитов. Рекристаллизация контролируется в большей мере такими факторами, как температура, величина и скорость деформации; в меньшей мере этот процесс зависит от величины исходных зерен кварца.

2. Динамическая рекристаллизация осуществляется двумя путями: на границе зерен (межзерновая рекристаллизация) и внутри отдельных зерен кварца (внутризерновая рекристаллизация).

3. Межзерновая рекристаллизация обычно начинается с формирования отдельных выступов на границе исходных зерен, уже деформированных путем внутрикристаллической трансляции, которые затем становятся центрами роста зародышей. Условия для роста зародышей в межзерновом пространстве наиболее благоприятные, так как границы зерен, особенно деформированных, представляют собой зоны сочленения разноориентированных решеток (см. рис. 7, А). Эти новые зерна, возникшие в процессе рекристаллизации, свободны от напряжений, а плотности дислокаций внутри них почти минимальны по сравнению с таковыми в исходных деформированных кристаллах. Процесс межзерновой рекристаллизации приводит к формированию сложных текстур в кварцосодержащих кристаллитах, которые многими геологами принимаются за катакластическую деформацию, т.е. хрупкую деформацию, сопровождающуюся нарушением сплошности породы и связанности зерен. Для таких текстур характерно сочетание мелкозернистых доменов рекристаллизации, окаймляющих в виде лентовидных полос более крупные реликтовые зерна исходной деформированной матрицы. Экспериментальные работы [173, 253] показали, что динамическая рекристаллизация происходит без потери связанности между зернами, но при очень высокой миграции их границ.

4. Внутризерновая рекристаллизация приводит к созданию субзеренной, т.е. мелкоблоковой, структуры внутри единичного крупного зерна. Вследствие миграции границ субзерен происходит их вращение, которое приводит к их разориентировке относительно друг друга и относительно минерала-хозяина. Степень разориентированности находится в прямой корреляции с величиной деформации.

5. Одним из важнейших свойств процесса динамической рекристаллизации является образование предпочтительных ориентировок c -осей кварца в направлении $\parallel \sigma_1$ с образованием c - и r -максимумов.

6. В процессе динамической рекристаллизации и регенерации кварца происходит перераспределение дислокаций, направленное на уменьшение их плотности, что в конечном итоге приводит деформированный кристаллит (или горную породу) в более стабильное, динамически равновесное состояние.

Рекристаллизация вследствие отжига. Рекристаллизация, возника-

ющая при отжиге металлов, т.е. после прекращения действия стресса, при сохраняющейся высокой или низкой температуре в течение некоторого времени является также важным фактором при формировании текстур тектонитов горных пород.

Х. Грин и соавт. [175] провели эксперименты по высокотемпературному отжигу деформированных тонкозернистых кремней. Время отжига этих образцов составляло 20—74 ч при температурах 450—1110°С. Уже за 8—10 ч как при низких (<600°С), так и при высоких (>600°С) температурах следы динамической рекристаллизации исчезают. Вместо уплощенных агрегатов кварца и следов субзерен, свойственных динамической рекристаллизации, образуется грубозернистая довольно однородная по размерам зерен полигональная текстура. В этой работе подробно рассматриваются изменения ориентировки динамически рекристаллизованных образцов в поле устойчивости α - и β -кварца, т.е. низкотемпературный (600°С) и высокотемпературный (>600°С) отжиг кварца.

В поле устойчивости низкотемпературного кварца, который предварительно был подвергнут динамической рекристаллизации, в процессе отжига усиливается предпочтительная ориентировка c -осей, с образованием s -максимумов $\parallel \sigma_1$ при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. В то же время Х. Грин [175] отмечает, что предпочтительная ориентировка c -осей с образованием r -максимумов $\parallel \sigma_1$, столь типичная для динамической рекристаллизации, в процессе отжига никак не изменяется.

В поле устойчивости высокотемпературного кварца отжиг вызывает усиление тенденции к расположению c -осей кварца $\parallel \sigma_1$, а направление c -осей $\perp \sigma_1$ постепенно уничтожается. Если размеры зерен до отжига чрезвычайно малы, то в процессе отжига будет происходить их укрупнение и образование предпочтительной ориентировки c -осей $\perp \sigma_1$.

Как показали Х. Грин и соавт. [175], в процессе отжига предварительно деформированных кварцевых кристаллов может возникать предпочтительная ориентировка c -осей гораздо более совершенная, чем при пластической деформации.

К подобным выводам пришли И.С. Делицин и соавт. [36, 37], проводившие эксперименты по воспроизведению процессов рекристаллизации в природно-деформированных образцах. Опыты осуществлялись при T 1000°С, P 8 кбар в присутствии паров NaHCO_3 , время экспозиции составляло 5 ч. Процесс рекристаллизации деформированного ранее кварца начинался с появления мелких зерен в наиболее напряженных участках уже после 3 ч эксперимента. К концу эксперимента первоначально деформированные крупные зерна кварца лентовидной формы полностью замещались полигональными, свободными от напряжений равновеликими новыми зернами кварца. Рекристаллизованные зерна имели предпочтительную ориентировку c -осей гораздо более совершенную, чем "старые" зерна, следы которых в процессе рекристаллизации оказались полностью стертными.

Несмотря на то что И.С. Делицин и соавт. [37] не рассматривали свой эксперимент как имитацию отжига, мне кажется, что по условиям проведения он представляет собой типичный высокотемпера-

турный отжиг в условиях квазигидростатического давления. Поэтому процессы перекристаллизации в эксперименте И.С. Делицина и соавт. отражают ориентированный рост новых зерен в результате высокотемпературного отжига. Именно поэтому диаграммы петроструктурных узоров *c*-осей рекристаллизованного в процессе отжига кварца характеризуются единичными сильными максимумами.

Итак, обобщая все данные, можно считать, что в процессе рекристаллизации, вызванной отжигом, происходит полигонизация деформированных зерен за счет перегруппировки дислокаций и ориентированный рост новых зерен.

Физический смысл процесса рекристаллизации вследствие отжига и процесса динамической рекристаллизации, сопровождавшийся регенерацией, определяется их направленностью на релаксацию напряженного состояния в деформационной горной породе. И все же между этими процессами есть различия. Они состоят прежде всего в том, что в процессе динамической рекристаллизации границы зерен исходных деформированных минералов становятся очень подвижными, что обеспечивает такой эффект пластической деформации как миграции границ зерен. Особенно это важно при высокотемпературной деформации, когда благодаря "ослабленности" границ зерен оказывается возможным переползание дислокаций через их стенки, которые при низких температурах являются препятствием для дислокаций. Таким образом, можно полагать, что процесс высокотемпературной динамической рекристаллизации может предшествовать дислокационному крипу.

Карта пластичности кварца. Теперь, когда сделан обзор всех возможных механизмов твердопластической деформации кварца, рассмотрим их как единое целое.

На рис. 18 приведена карта деформационных свойств кварца, составленная С. Уайтом по экспериментальным данным [267]. На карте показано, что в зависимости от температуры, дифференциального стресса и градиента скоростей деформации твердопластическое течение кварцосодержащих агрегатов осуществляется под контролем различных механизмов дислокационного и диффузионного крипа. В широком диапазоне температур, скоростей деформации и ограниченном дифференциальном напряжении деформация осуществляется путем дислокационного крипа, который контролируется скольжением дислокаций вдоль плоскостей трансляции кристаллической решетки и частичным переползанием и скоплением дислокаций, ведущим к образованию субзеренной структуры.

В условиях медленных деформаций, низких значений дифференциальных напряжений в кварцосодержащих породах преобладает механизм диффузионной ползучести, известный под названием "крип Набарро—Херинга". Слева от поля развития ползучести Набарро—Херинга располагается область низкотемпературной ползучести Кобла, а в области максимально высоких температур и более ускоренных темпов деформации выделяется область крипа Набарро. Все эти виды ползучести, в сущности, определяются процессами активной диффузии, осуществляющейся в кристаллической решетке минералов под контролем двух

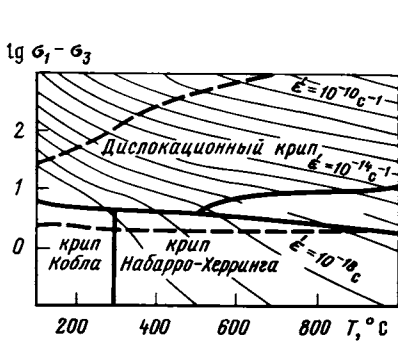


Рис. 18. Деформационная карта кварца [267]

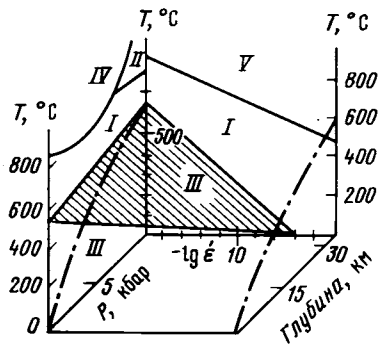


Рис. 19. Ориентировка деформационных ламелей кварца в зависимости от температуры, всестороннего давления и скорости деформации по данным Н. Картера [146]
 I — суббазальная I; II — суббазальная II; III — базальная; IV — призматическая; V — неселективное поле

главных факторов — температуры и скорости деформации. Граница перехода от механизма дислокационного крипа к диффузионной ползучести для кварцевых агрегатов проводится условно. На деформационной карте она показана пунктирной линией, лежащей ниже верхней границы области диффузионной ползучести.

В природно-деформированном кварце в метаморфических породах высоких ступеней метаморфизма присутствуют обычно как элементы дислокационной, так и диффузионной ползучести. Дислокационное строение такого кварца будет рассмотрено позже на одном из примеров архейских кварцосодержащих пород, деформированных в условиях высокотемпературной ползучести.

Структуры природно-деформированного кварца

С помощью обычного микроскопа в шлифах могут быть установлены различные деформационные структуры кварца: неоднородное и полосовидное волнистое погасание, полосы излома и деформационные ламели. Все эти структуры свидетельствуют о деформации кристаллической решетки кварца и являются дополнительным источником информации о механизмах его твердопластических деформаций.

Волнистое погасание. Кроме беспорядочно расположенных внутри зерен кварца участков волнистого погасания, часто отмечается полосовидное волнистое погасание (Таблица II, б). Волнистое погасание в кварце является следствием искривления решетки минерала в процессе деформации либо отражает субзерновое строение минерала-хозяина. Удлиненные зоны волнистого погасания обычно располагаются субпараллельно [0001] кварца [146]. Такие же ориентировки воспроизводятся в экспериментально деформированном кварце при низких температурах [188].

Полосы излома. Эти структуры выглядят почти так же, как

зоны полосовидного волнистого погасания. Они отличаются от последних лишь резко очерченной границей между полосами разного погасания, что свидетельствует об однородном изгибе решетки вокруг оси вращения. В зонах полосовидного волнистого погасания граница раздела обычно "размытая" и отражает неоднородный изгиб решетки вокруг оси вращения. Единая генетическая сущность полос излома и зон полосовидного волнистого погасания не вызывает сомнения. Эти структуры могут быть использованы для восстановления систем скольжения в природно-деформированном кварце.

Деформационные ламели. Эти структуры в кварце известны давно [241]. Они выражены узкими резкими линиями в виде серии параллельных полосок на поверхности зерна. Концы ламелей обычно выклиниваются на границе зерна или заканчиваются, не доходя до его края. Оптически деформационные ламели отличаются друг от друга различными показателями преломления. Деформационные ламели были получены в кварце в экспериментах и детально изучены в электронном микроскопе [208, 211]. Было выяснено, что часть ламелей формируется, несомненно, в результате внутрикристаллической трансляции: такие ламели соответствуют скоплениям дислокаций, концентрирующимся вдоль активных плоскостей скольжения. Некоторые системы деформационных ламелей были связаны с участками концентрации удлиненных субзерен и характерными для них участками спутанных границ [265], другие соответствовали зонам пузырьковых скоплений, возникших в результате восстановления [134, 211]. Часть деформационных ламелей по своей природе оказалась тонкими пластинками бразильских двойников [67]. Кроме того, было установлено, что деформационные ламели образуются также в результате ударной деформации, где им соответствуют узкие зонки стекла [67].

Таким образом, исследования природы ламелей оказались чрезвычайно важными. Они показали, что в кварце существует очень много разных по генезису субмикроскопических структур, которые по оптическим свойствам могут быть определены как деформационные ламели. Это необходимо иметь в виду, так как в распределении настоящих деформационных ламелей по отношению к плоскостям скольжения существует определенная закономерность, которая используется как индикатор выявления механизма скольжения. В связи с этим любые оптически различимые в кварце ламели без дополнительных исследований их природы для определения механизма скольжения использованы быть не могут.

Ориентировка деформационных ламелей по отношению к плоскостям активного скольжения в кварце в зависимости от температуры давления и скорости деформации была впервые изучена Н. Картером и Х. Аве' Лаллеманом [147]. Было установлено, что плоскости природных деформационных ламелей кварца располагаются с определенной закономерностью под разными углами к c -оси, т.е. [0001]. Используя эту закономерность, Н. Картер [146] составил диаграмму зависимости ориентировки деформационных ламелей от температуры, давления и скорости деформации (рис. 19) и экстраполировал ее в область геологических обстановок. Он выделил следующие главные

системы ориентировок деформационных ламелей:

Базальная	Угол между ламелями и [0001]	0—5°
Суббазальная II	То же	6—15°
Суббазальная I	”	16—30°
Призматическая	”	81—90°

В то же время на этой диаграмме Н. Картер отметил поле (неселективное поле), где одновременно сосуществуют все выделенные им типы ориентировок деформационных ламелей.

Обзор литературных данных показывает, что деформационные ламели свойственны, как правило, только кварцу из сильно деформированных тектоников. Обычно в природе широко проявлены ламели типа "суббазальный I", который, согласно диаграмме Н. Картера (см. рис. 19), охватывает область медленно текущих деформаций порядка 10^{-14} — 10^{-15} с⁻¹. Согласно этой диаграмме, ламели базального типа будут возникать лишь при деформации, проходящей с большой скоростью. Такие ламели образуются при шоковом метаморфизме [67]. Призматический тип ориентировки ламели характерен для высокотемпературных условий деформации, однако встречается он в природе редко.

Методы определения полей напряжения по деформационным структурам кварца

Сами по себе деформационные структуры кварца, такие, как зоны волнистого погасания, полосы излома и деформационные ламели, являются признаком пластических деформаций этого минерала, проходивших под контролем механизма внутрикристаллической трансляции. Подобного рода структуры формируются также и при гидролитическом разупрочнении кварца. Однако, кроме качественных признаков полосы волнистого погасания, полосы излома и в особенности деформационные ламели благодаря своим геометрическим свойствам могут быть использованы для определения основных осей стресса при внутрикристаллическом течении кварца. Н. Картер и К. Рэли [150] предложили три метода для определения основных осей стресса по деформационным ламелям: а) метод острого угла; б) метод соотношения *c*-осей в недеформированной (*c*₀) и деформированной (*c*₁) областях зерна; в) метод стрелок.

Прежде чем рассмотреть эти методы, необходимо заметить, что они применимы только к ламелям типа "суббазальный I", которые ориентированы под углом 16—30° к оси [0001].

Метод острого угла, предложенный Н. Картером и К. Рэли [150], основан на том, что в экспериментально деформированном кварце деформационные ламели образуются в плоскостях наиболее высоких сдвиговых напряжений и ориентируются под углом около 45° к оси максимального сжатия [150, 185, 189]. На рис. 11 изображен эллипсоид деформации, отражающий положение плоскостей максимальных сдвиговых напряжений по отношению к σ_1 — оси максимального

сжатия. Согласно этой модели, деформационные ламели будут располагаться параллельно направлениям AB и CD , создавая угол 45° (обычно несколько меньший) с осью σ_1 .

На круговых диаграммах полюса деформационных ламелей, таким образом, должны сформировать "малодуговой" пояс, расположенный под углом 45° к σ_1 . На рис. 20, *а* показана ориентировка полюсов деформационных ламелей, полученных экспериментальным путем [185]. Направление σ_1 задано экспериментально при $\sigma_2 = \sigma_3$. Полюса ламелей здесь создают два малодуговых пояса, отстоящих от σ_1 под углом менее 45° . Рядом (рис. 20, *б*) расположена диаграмма полюсов деформационных ламелей в природно-деформированных кварцитах [149], где два сильных максимума позволяют реставрировать положение σ_1 , как это показано на рисунке.

Таким образом, для выяснения ориентировки главных осей палеонапряжений в природных тектонитах необходимо в ориентированных шлифах произвести замеры положения деформационных ламелей, а затем построить диаграмму их полюсов. По диаграмме полюсов ламелей может быть реставрировано положение σ_1 .

Метод соотношения c -осей в недеформированной (C_0) и деформированной (C_1) частях зерна. Деформационные ламели обычно неравномерно распределены в пределах одного зерна кварца: как правило, характерны зоны их сгущения и зоны, где они проявлены вообще. Многочисленными исследованиями было установлено, что в пределах одного зерна в зоне наибольшего сгущения деформационных ламелей кристаллическая решетка оказывается повернутой на некоторый угол относительно решетки недеформированной зоны, где ламели отсутствуют. Установлено также, что оптическая ось c , а именно она характеризует положение кристаллической решетки кварца, в деформированной зоне в результате вращения располагается ближе к σ_1 , чем оптическая ось недеформированной зоны. Используя эти свойства, можно легко получить данные, с помощью которых окажется возможной реставрация главных осей напряжений.

Н. Картер и К. Рэли [150] предложили нанести на круговую диаграмму замеры оптической оси c из недеформированной части зерна, обозначив их светлыми кружками и индексом C_0 . Замеры c -оси из деформированной части зерна наносятся черными кружками и обозначаются индексом C_1 . Замеры C_0 и C_1 , соответствующие одному зерну, соединяются между собой отрезками дуги большого круга. Теперь по этой диаграмме нетрудно получить ориентировку осей главных нормальных напряжений, вызвавших деформацию. Плоскости, в которых располагаются C_0 и C_1 , содержат также σ_1 и σ_3 (при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) или пересекают σ_3 (если $\sigma_3 < \sigma_1 = \sigma_2$) и σ_1 (если $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$). При этом ориентировка C_1 больше всего приближается к ориентировке σ_1 . Поэтому фактически по положению C_1 -осей из деформированных зон зерна кварца можно реставрировать ориентировку оси максимального сжатия σ_1 , а по положению отрезков, соединяющих C_1 и C_0 , понять положение плоскости, в которой может располагаться одна из двух других осей — σ_3 . На рис. 20, *в*, *г* представлены диаграммы

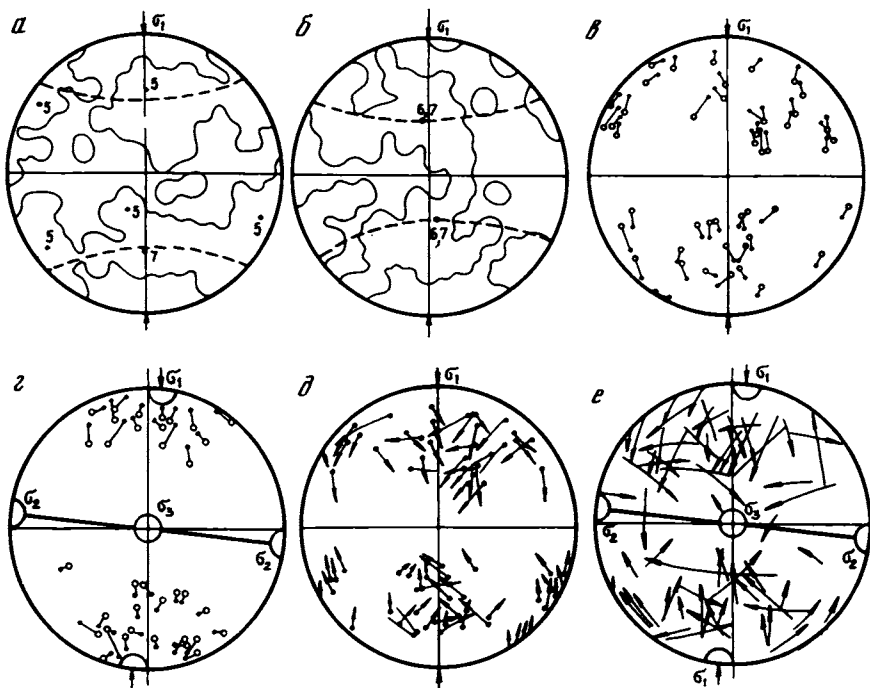


Рис. 20. Ориентировка элементов строения экспериментально (а, в, д) и природно-деформированных кварцитов (б, з, е) по данным [150, 185]

а, б — диаграммы полюсов деформационных ламелей; цифры — значения максимумов; в, з — диаграммы соотношения осей кварца C_0 и C_1 ; C_0 — белые кружки, менее деформированные зоны, C_1 — черные, более деформированные зоны кристалла; д, е — диаграммы соотношения полюсов ламелей (головка стрелки) и C_1 -осей кварца в зерне, содержащем ламели (точка в конце стрелки или конец стрелки). Диаграммы построены на нижней полусфере равноплоскостной проекции. На з, е — прямой линией показано положение плоскости $\sigma_2-\sigma_3$ или $\sigma_2 \cong \sigma_3$.

соотношения C_1 и C_0 в искусственно (в) и природно-деформированных кварцитах (з) по данным [149, 185].

Метод стрелок основан на соотношениях оси C_1 , т.е. c -оси кварца, расположенной в наиболее деформированной зоне зерна, и полюсов деформационных ламелей. Многочисленные исследования показали, что плоскости, содержащие одновременно полюсы деформационных ламелей и оси C_1 содержат одновременно σ_1 и σ_3 (при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). Соединив замер полюса ламели (его обозначают головкой стрелки) с точкой, отражающей положение C_1 (его можно обозначить точкой) при помощи дуги круга, мы получим представление об этой плоскости. Направление стрелки будет указывать направление расположения оси σ_3 , поскольку стрелка — это полюс ламели. На рис. 20, д, ж даны диаграммы ориентировки полюсов ламелей и C_1 , выполненные методом стрелок, где д — экспериментально деформированный и ж — природно-деформированный кварцит [149, 185].

Все эти способы могут быть применимы только после того, когда будет выяснена природа деформационных ламелей в конкретных образцах природных тектонитов. Как уже было рассмотрено ранее, в кварце в процессе деформации образуется очень много генетически различных микроструктур, которые по оптическим свойствам определяются как деформационные ламели. Подобно настоящим деформационным ламелям, формирующимся в процессе внутрикристаллической трансляции, известны ламели, возникающие в процессе "восстановления" [67, 211]. Бразильские двойники часто дают тонкие пластинки, оптические свойства которых сходны с деформационными ламелями [67]. И наконец, ударные ламели, вдоль которых присутствуют тонкие зонки стекла [67], в обычных петрографических шлифах очень схожи с настоящими деформационными ламелями.

Если исследователь не имеет возможности установить природу наблюдаемых им ламелей, то использование предложенных выше методов, окажется бессмысленным занятием, результаты которого введут в заблуждение всех, кто ими отважится воспользоваться. В связи с этим хотелось бы заметить, что в специальном сборнике "Геологоструктурные методы изучения эндогенных рудных месторождений" ошибочно утверждается единая природа деформационных ламелей, имеющих одинаковые оптические свойства [с. 23, 110]. Это может привести к формальному использованию любых ламелей в деформированном кварце для реставрации палеотектонических осей напряжений.

Предпочтительные ориентировки *c*-осей кварца и их интерпретация

Кварц является оптически одноосным минералом, поэтому положение его кристаллической решетки в пространстве характеризуется положением *c* кристаллографической оси, т.е. [0001]. Несмотря на то что результаты микроструктурного анализа кварца обсуждаются вот уже более 70 лет, до сих пор нет единого мнения по поводу интерпретации петроструктурных узоров его *c*-осей. Это происходит от того, что на формирование предпочтительной ориентировки кварца влияет огромное количество физических и геологических факторов, совместное или поочередное взаимодействие которых приводит к созданию сложных петроструктурных узоров. И как это часто бывает в геологических науках, однозначная интерпретация порой оказывается просто невозможной.

Как уже было показано в предыдущих разделах, предпочтительные ориентировки кварца образуются и в результате внутрикристаллической трансляции, и в результате динамической рекристаллизации; известен также предпочтительный рост кварца в процессе экспериментально воспроизведенного отжига. Как показали эксперименты [128, 132, 133, 153, 253 и др.], формирование предпочтительной ориентировки природных и искусственных образцов кварца зависит от таких факторов, как величина деформации, скорость деформации, температура, давление и присутствие воды. Исходя из этого, нетрудно понять, почему геологическая история деформированного кварца

и петроструктурные диаграммы его c -осей служат предметом постоянных дискуссий. Кроме того, такие многочисленные причины, определяющие предпочтительную ориентировку кварца, ограничивают прямую интерпретацию положения главных максимумов его c -осей с положением главных осей стресса, действующего на некий объем горных пород.

Предпочтительные ориентировки c -осей кварца, полученные экспериментальным путем. Типы предпочтительных ориентировок c -осей, обусловленные внутрикристаллической трансляцией. *c-Tun.* При низких температурах и ускоренных темпах деформации при низкой величине степени деформации пластическое течение кварца начинается с внутрикристаллического скольжения по базисной плоскости в направлении a . В этом случае оси кварца c стремятся расположиться параллельно заданному в эксперименте направлению максимального сжатия σ_1 (при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), что обеспечивается незначительным вращением деформационных ламелей [128]. Благодаря базисному скольжению формируются удлиненные зерна кварца, длинные оси которых стремятся расположиться \perp к σ_1 , создавая плоскость сланцеватости. Таким образом, при базисном скольжении ориентировка по деформационной форме зерна и по кристаллографическому удлинению оказывается различной. Измерение ориентировки c -осей кварца в процессе увеличения степени деформации в рамках эксперимента показало, что чем выше деформация, тем сильнее максимум c -осей $\parallel \sigma_1$ и тем ближе к 90° значение угла между плоскостью сланцеватости, подчеркнутой уплощением зерен кварца и предпочтительной ориентировкой его c -осей.

Петроструктурные узоры базисного скольжения $(0001) \langle 11\bar{2}0 \rangle$, полученные в эксперименте, изображены на рис. 21, а. Для этой системы скольжения характерны четкие максимумы c -осей, расположенные параллельно σ_1 и перпендикулярно к плоскости кристаллизационной сланцеватости.

"Малодуговой" тип. Комбинация базисного и призматического скольжения, как показали эксперименты [253], способствует образованию малодугового распределения c -осей вокруг оси максимального сжатия σ_1 (рис. 21, б). На специальной диаграмме (см. рис. 17, Б) показана зависимость формирования малодугового распределения c -осей кварца от температуры и скорости деформации. Здесь Дж. Таллис и соавт. [253] отразили также величины телесного угла, которые создают дуги малых кругов вокруг оси максимального сжатия σ_1 в зависимости от T° и $\dot{\epsilon}$. Из этой диаграммы следует, что телесный угол малой дуги по отношению к оси σ_1 становится больше с возрастанием температуры и уменьшением скорости деформации. Кроме того, было установлено, что при одновременном скольжении по базисной плоскости и плоскостям призмы в направлении $\langle 11\bar{2}0 \rangle$ угол между дугой малого круга и σ_1 становился тем больше, чем большим оказывался вклад призматического скольжения в деформацию.

Петроструктурные узоры "малодугового" типа были получены экспериментально при T 1000°C , P 12 кбар, $\dot{\epsilon}$ 10^{-3}c^{-1} , E60 и 10% перекристаллизации [175].

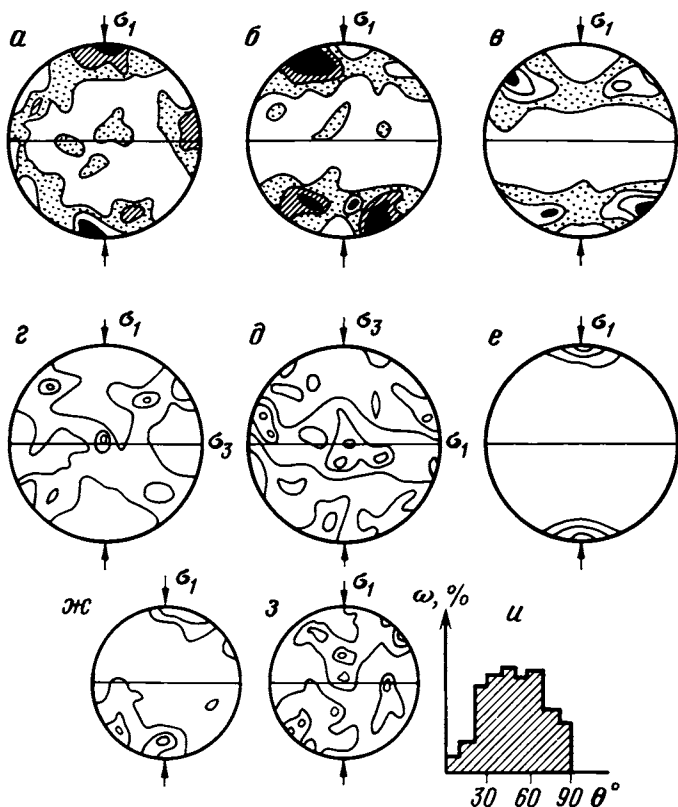


Рис. 21. Диаграммы предпочтительной ориентировки c -осей кварца, полученной экспериментальным путем

a — c -тип ориентировки: условия эксперимента — $T=500^{\circ}\text{C}$, $P=15$ кбар, $\dot{\epsilon}=10^{-6}\text{c}^{-1}$, $E=30\%$ [253]; $б$ — "малодуговой" тип ориентировки: условия эксперимента — $T=1000^{\circ}\text{C}$, $P=15$ кбар, $\dot{\epsilon}=10^{-5}\text{c}^{-1}$ [253], $E=60\%$; 10% перекристаллизации. Диаграммы a и $б$ построены по 200 замерам, изолинии 0,5—1,2—3%; $в$ — r -тип ориентировки: условия эксперимента: $T=800^{\circ}\text{C}$, $P=15$ кбар, $\dot{\epsilon}=10^{-6}\text{c}^{-1}$, $E=29\%$ [175]. Диаграмма построена по 516 зернам, изолинии 1—2—3—4%; $г$ — "перекрестные пояса": условия эксперимента: $T=850^{\circ}\text{C}$, $P=16$ кбар, $\dot{\epsilon}=10^{-6}\text{c}^{-1}$, $E=28\%$ [175]. Диаграмма построена по 579 зернам, изолинии 1—2—2,5%; $д$ — петроструктурный узор предпочтительных ориентировок c -осей, возникший при растяжении: условия эксперимента: $T=950^{\circ}\text{C}$, $P=15$ кбар, $\dot{\epsilon}=10^{-6}\text{c}^{-1}$, $E=10\%$ [175]. Диаграмма построена по 150 зернам, изолинии 1—2—3%; $е$ — предпочтительные ориентировки c -осей кварца, полученные в результате перекристаллизации при отжиге [175] в поле устойчивости высокотемпературного кварца: условия эксперимента: 900°C в течение 48 ч, отжиг проводился после сжатия при $T=750^{\circ}\text{C}$, $P=6$ кбар, $\dot{\epsilon}=10^{-5}\text{c}^{-1}$, $E=34\%$; $ж$, $з$ — предпочтительная ориентировка c -осей кварца, полученная в результате внутризерновой перекристаллизации [188]: $ж$ — ориентировка c -осей минерала-хозяина; $з$ — ориентировка c -осей новообразованных зерен; $и$ — диаграмма частоты встречаемости (ω , %) углов (θ) между c -осями новообразованных зерен и c -осями минерала-хозяина [189]

r-*Tun*. Экспериментальные данные Х. Грина и соавт. [175] показали, что при высокой температуре и замедленной скорости деформации, когда заметный вклад в деформацию уже вносит процесс динамической рекристаллизации, активной становится система скольжения по плоскости положительного ромбоэдра *r* в направлении $\langle 11\bar{2}0 \rangle$. В результате этого *c*-оси кварца стремятся расположиться двумя компактными симметричными относительно σ_1 максимумами, которые приурочены к узким малодуговым поясам (рис. 21, *в*). При таком распределении *c*-осей плоскости *r*, т.е. $\{10\bar{1}1\}$ оказываются ориентированными параллельно оси максимального сжатия σ_1 . Узоры *r*-типа были получены при перекристаллизации тонкозернистых кремней при T 800°С, P 15 кбар, $\dot{\epsilon}$ 10^{-6}с^{-1} , E 29% [175].

Tun "перекрестные пояса". Узоры "перекрестных поясов" формируются в зоне перехода от *c*-типа ориентировки к *r*-типу. Этот переход хорошо виден на диаграмме Х. Грина и соавт. представленной на рис. 17, *А*. После того как активное базисное скольжение приводит к образованию устойчивых максимумов *c*-типа, дальнейшее повышение температуры приводит к ограничению развития этих ориентировок. Сначала в петроструктурных диаграммах *c*-осей будет развиваться минимум под углом около 20° к σ_1 , а затем *c*-максимум совершенно исчезнет. В это время важными элементами внутрикристаллической трансляции становится избирательное скольжение по плоскостям призмы и по плоскостям положительного ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$ параллельно σ_1 в направлении $\langle 11\bar{2}0 \rangle$. Совокупность таких явлений создает сложные контуры петроструктурного узора "перекрестные пояса". Как показано на диаграмме (см. рис. 17), формирование таких сложных петротектонических узоров частично прекращается полем динамической перекристаллизации кварца.

Таким образом, узоры "перекрестных поясов" отражают совокупность скольжения по плоскостям призмы и положительного ромбоэдра в направлении $\langle a \rangle$.

"Призматический" тип петроструктурных узоров характеризуется расположением *c*-осей в виде одиночного пояса и является одним из распространенных в природных кварцосодержащих тектонитах. Такие узоры были получены экспериментально в условиях осевого растяжения при высоких температурах и низких скоростях деформации в результате активного призматического скольжения [175]. При этом плоскости призмы стремились расположиться параллельно оси максимального растяжения (σ_3), заданной в эксперименте, в то время как *c*-оси кварца располагались в направлении параллельном σ_1 . В результате такого скольжения петроструктурная диаграмма ориентировки *c*-осей имеет вид одиночного пояса, совпадающего с дугой большого круга.

Предпочтительные ориентировки *c*-осей, возникающие в процессе динамической рекристаллизации. В процессе динамической рекристаллизации старые зерна стремятся расположиться в направлении, перпендикулярном оси максимального сжатия, а их *c*-оси концентрируются $\parallel \sigma_1$. Поскольку внутригранулярная деформация достаточно велика, границы перекристаллизованных

зерен подвергаются диффузии, в результате чего в начальной стадии приобретают характерные неправильные очертания, в то время как их c -оси стремятся расположиться параллельно σ_1 . Поэтому во время рекристаллизации c -максимум предпочтительной ориентировки становится более сильным.

Как показали эксперименты [188], в процессе внутризерновой рекристаллизации среди "старых" деформированных зерен вначале образуются субзерна, а затем — новые зерна, c -оси которых располагаются под углом $20\text{--}40^\circ$ к осям исходного зерна-хозяина. Существуют две точки зрения, согласно одной из которых [188] такая тенденция в ориентировке рекристаллизованных зерен объясняется контролем со стороны внешнего сжатия. Согласно этой точке зрения, оси c новых зерен располагаются под углом 50° к λ_3 — главной оси конечной деформации.

Согласно другой точке зрения, предполагается, что ориентировка c -осей рекристаллизованных зерен кварца не зависит от осей региональных напряжений, а контролируется положением зерна-хозяина. Поскольку механизм такой ориентировки не совсем ясен, использовать ее для реставрации осей региональных напряжений можно только избирательно. Смысл этой избирательности состоит в том, что ориентировки c -осей исходных зерен нужно брать отдельно и отличать их от замеров c -осей необласт, т.е. рекристаллизованных зерен. Петроструктурный узор, таким образом, дает подобие конусовидного или дугового рассеивания c -осей рекристаллизованных зерен вокруг c -осей минерала-хозяина. Подобная картина изображена на рис. 21, к, з, которая отражает экспериментально воспроизведенную рекристаллизацию кварца при температуре 900°C и осевом давлении 10 кбар.

Предпочтительные ориентировки c -осей, возникающие при растяжении. В экспериментах по осевому растяжению [175] мелкозернистых кварцитов, проходивших при высокой температуре [950°C], давлении 15 кбар, скорости деформации 10^{-6}c^{-1} и 10%-й деформации, возникли одиночные пояса c -осей, расположенные перпендикулярно к оси максимального растяжения (рис. 21, д). Такое распределение c -осей отражает призматическое скольжение. В процессе деформации, вызванной растяжением, в кварце наиболее эффективными становятся плоскости скольжения $\{10\bar{1}0\}$ и $\{11\bar{2}0\}$, которые стремятся расположиться параллельно направлению σ_3 , заданной в эксперименте. Следовательно, оси c будут создавать пояс в направлении, перпендикулярном σ_3 . В этих экспериментах Х. Грин и соавт. [175] выяснили, что полиморфный переход $\alpha\rightleftharpoons\beta$ не влияет на ориентировку c -осей, если при этом не менялись механизмы деформации.

Предпочтительные ориентировки c -осей, возникающие в процессе рекристаллизации при отжиге. Эксперименты по отжигу проводились в условиях высоких температур при снятии давления [175] и в его присутствии [188]. Было показано, что при отжиге в процессе рекристаллизации может возникнуть гораздо более сильная предпочтительная ориентировка, чем при деформации.

При отжиге в поле устойчивости низкотемпературного кварца ориентировка c -осей кварца, параллельная σ_1 , усиливается (рис. 21,

е). В то же время рекристаллизация в процессе отжига никак не влияет на ориентировку *c*-типа. В поле устойчивости высокотемпературного кварца при рекристаллизации в процессе отжига также происходит усиление *c*-осей, расположенных параллельно оси максимального сжатия; *c*-оси, ориентированные $\perp \sigma_1$, постепенно исчезают. При экспериментальном отжиге наблюдалось конусообразное или малодуговое распределение *c*-осей, рекристаллизованных в процессе отжига зерен вокруг *c*-осей исходных зерен, подобно тому как это было показано для внутризерновой рекристаллизации.

Предпочтительные ориентировки *c*-осей кварца в природных тектонитах. Петроструктурные узоры предпочтительных ориентировок *c*-осей кварца в природных тектонитах весьма разнообразны. Х.В. Ферберн [112] предложил рассматривать 12 типов петроструктурных узоров *c*-осей природно-деформированного кварца, известных к 1942 г. из литературных источников. Н.А. Елисеев [57] также выделял 12 типов петроструктурных узоров *c*-осей природно-деформированных кварцосодержащих пород и кварцитов и обсуждал возможные механизмы их формирования. Несколько позже К. Уилсон [264] показал, что наиболее распространенные узоры предпочтительной ориентировки *c*-осей природно-деформированного кварца можно свести к трем главным видам.

1. Ориентировка *c*-осей, обладающая ромбической симметрией. Такие петроструктурные узоры представлены двумя максимумами, лежащими на дуге большого круга под углами 30 и 60° к плоскости сланцеватости. К этому же типу ориентировок К. Уилсон [246] относит узоры "перекрестных" поясов" [145, 192, 246 и др.].

2. Максимум или дуга малого круга, располагающиеся перпендикулярно к сланцеватости и линейности [59, 145, 158, 264].

3. Единичные максимумы, расположенные в плоскости сланцеватости или близко к ней, но перпендикулярные к линейности [112, 156, 238].

К. Уилсон [246] рассмотрел подробно влияние на конфигурацию петроструктурного узора *c*-осей кварца, кроме известных факторов (температура, давление, скорость деформации, величина деформации и содержание H₂O), еще и такие, как степень метаморфизма и стиль деформации кварцосодержащих тектонитов. Он предложил считать первые два вида ориентировок характерными для пород фации зеленых сланцев, а третий для высокоградиентных метаморфических пород, в частности для гранулитов.

Иначе говоря, К. Уилсон предполагал, что в наименее деформированных и слабо метаморфизованных кварцитах оси *c* зерен кварца не имеют предпочтительной ориентировки. По мере увеличения степени метаморфизма и сопряженной с ним величины деформации *c*-оси приобретают более совершенную предпочтительную ориентировку. Петроструктурные узоры распределения *c*-осей проходят также усложнение от единичных малодуговых поясов, перекрестных поясов, случайных резко выраженных поясов до единичных максимумов.

Однако литературные данные [141, 201, 269 и др.] и материалы

автора, которые будут изложены несколько позже (см. главу 4), показывают, что главный контроль за созданием предпочтительных ориентировок определяется прежде всего тектоническими напряжениями и способностью кварца к различным механизмам пластического течения.

Анализ петроструктурных диаграмм *c*-осей кварца. Несмотря на то что кварц является одним из сложнейших минералов с точки зрения микроструктурного анализа, работа с ним необходима для познания процессов течения в условиях древней континентальной коры.

Как расшифровывать диаграммы ориентировки *c*-осей кварца? Совершенно очевидно, что расшифровка их зависит прежде всего от понимания главных механизмов деформации, благодаря которым эти предпочтительные ориентировки возникли. Многочисленные механизмы пластического течения предопределяют предпочтительную ориентировку *c*-осей кварца:

внутрикристаллическая трансляция, осуществляющаяся путем скольжения по системам $(0001) \langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\{10\bar{1}0\} [0001]$, $\{10\bar{1}0\} \langle 11\bar{2}0 \rangle$, $\{10\bar{1}0\}$, $\langle 1\bar{2}13 \rangle$, $\{11\bar{2}0\} [0001]$ и $\{11\bar{2}2\} \langle 11\bar{2}3 \rangle$;

динамическая рекристаллизация и рекристаллизация в процессе отжига.

Хорошо известно, что природные процессы могут быть многостадийными. Вследствие этого предпочтительные ориентировки *c*-осей кварца, созданные за счет одного этапа деформации, могут быть видоизменены или затушеваны более поздними процессами деформации, в результате которых также возникают предпочтительные ориентировки. В таких случаях петроструктурные диаграммы ориентировки *c*-осей будут очень сложными. Для того чтобы понять картину таких сложных узоров распределения *c*-осей, прежде всего необходимо хорошо представлять себе элементарные узоры, возникающие при трансляции решетки по каждой системе скольжения в отдельности.

Исходя из кристаллографических особенностей кристалла кварца, а также учитывая наиболее эффективные системы скольжения, выявленные экспериментальным путем, были построены синоптические диаграммы распределения *c*-осей этого минерала (рис. 22). На этом рисунке представлены пять основных групп распределения *c*-осей кварца, возникающих в процессе внутрикристаллической трансляции по плоскостям базиса (1), призмы первого порядка (2), второго порядка (3), положительного ромбоэдра (4) и пирамиды (5). Диаграммы даны в трех сечениях, каждое из которых перпендикулярно одному из главных структурных направлений: *a*, *b* и *c*. Как принято в структурной геологии, направление (*ab*) представляет любую плоскостную структуру, обычно S-кристаллизационную сланцеватость; направление *b* во всех случаях отражает линейность или шарниры складок; направление *c* перпендикулярно *ab*.

Другая синоптическая диаграмма *c*-осей кварца, где сведены различные типы узоров распределения *c*-осей, полученные с помощью экспериментов, представлена на рис. 23. Диаграммы, так же как и

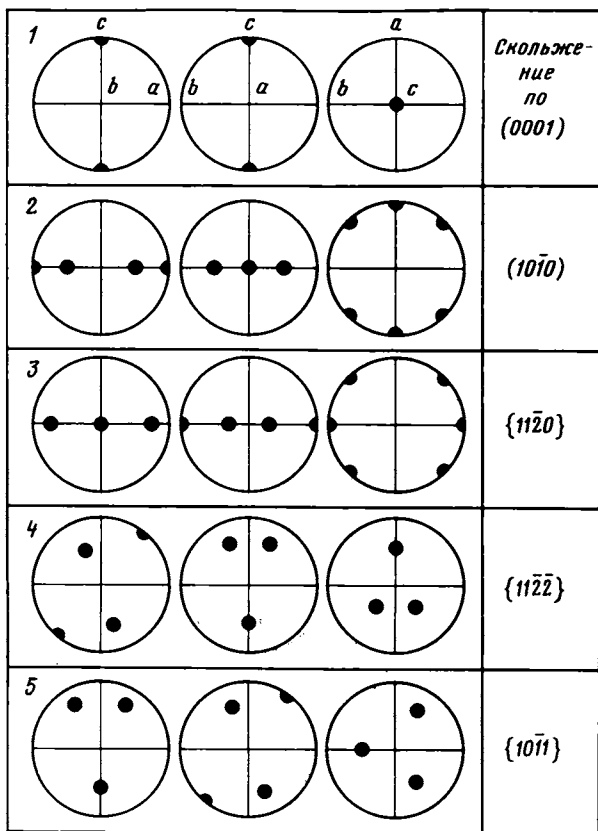


Рис. 22. Синоптическая диаграмма c -осей кварца в трех сечениях, соответствующих структурным направлениям a , b , c

предыдущие, даны в трех взаимно перпендикулярных сечениях, отвечающих структурным направлениям a , b и c . Здесь даны идеализированные петроструктурные узоры c -осей кварца: c -тип, "малодуговой" тип, "перекрестные пояса" и r -тип, воспроизведенные экспериментальным путем. Диаграммы, отвечающие "призматическому типу" в таком виде, как они изображены на рис. 23, в экспериментах не были известны. Обычно призматическому скольжению всегда предшествовало базисное скольжение, и суммарный эффект от этих деформаций обнаруживает "малодуговой" тип распределения c -осей. Тем не менее поясовые узоры распределения c -осей широко известны в природно-деформированном кварце.

Итак, возвращаясь к вопросу о расшифровке петроструктурных диаграмм c -осей кварца из природных тектонитов, можно сказать, что главной задачей является сопоставление реальных узоров с теоретически возможными (см. рис. 21) и с теми, которые были получены в процессе экспериментальной деформации (см. рис. 23),

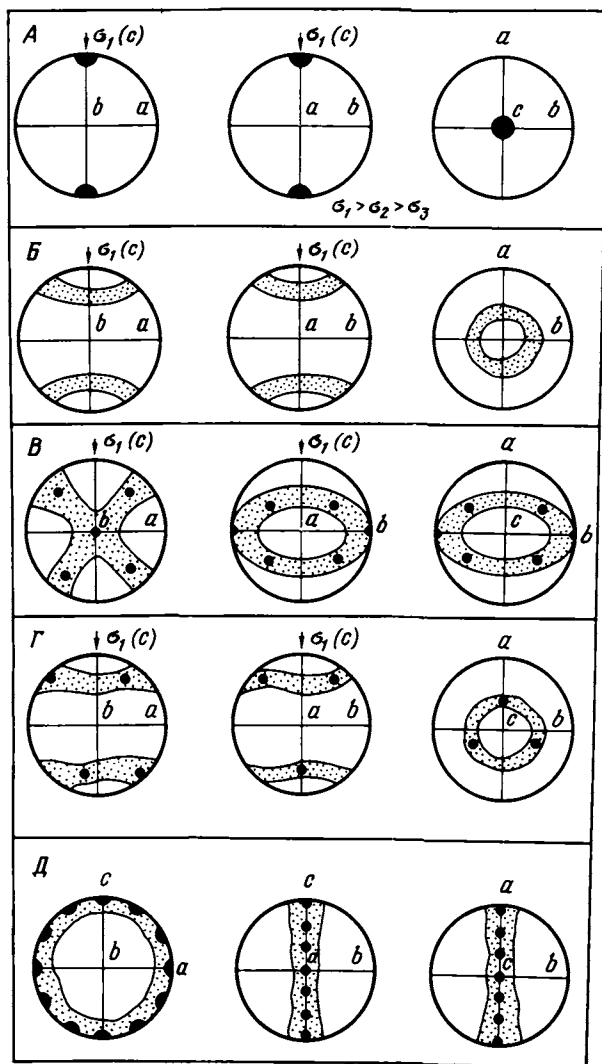


Рис. 23. Синоптическая диаграмма петроструктурных узоров c -осей кварца

A — Γ — узоры, полученные экспериментально. A — c -тип: базисное скольжение по системе $(0001) \langle a \rangle$ (низкие температуры и высокие скорости деформации); B — "малодуговой" тип — комбинация базисного и призматического скольжения (высокие температуры и медленные деформации); B — "перекрестные пояса" — смена базисного скольжения призматическим и ромбоздрическим (высокие температуры и низкие скорости деформации); Γ — r -тип — скольжение по плоскостям положительного ромбоздра (высокие температуры и низкие скорости деформации); D — "призматический" тип — скольжение по плоскостям призмы первого и второго порядка. В чистом виде этот узор не был получен экспериментально

В то же время каждый исследователь должен иметь в виду, что в прямом приложении этих синоптических диаграмм к природным существует ряд ограничений.

Прежде всего нужно указать на то, что все эксперименты были при осевом сжатии, в то время как в природных объектах вряд ли часто выполняется это условие. Кроме того, темпы деформации в эксперименте гораздо более быстрые, чем в природных тектонитах. В связи с этим можно полагать, что в природных тектонитах кварц должен обнаруживать преобладающее призматическое скольжение и скольжение по плоскостям положительного ромбоэдра, а не базисное. Напомним, что для базисного скольжения характерны низкие температуры и высокие скорости деформации, а для призматического и скольжения по плоскости ромбоэдра — высокие температуры и замедленные деформации.

Дополнительную помощь в расшифровке петроструктурных узоров *c*-осей кварца из природных тектонитов может оказать анализ симметрии их строения. Симметрия петроструктурных узоров давно используется геологами в микроструктурном анализе. Во многих случаях симметрия движения и симметрия петроструктурных узоров могут быть довольно хорошо сопоставлены. Однако также существуют ограничения, которые не всегда позволяют проводить такие корреляции. Одним из таких ограничений является наложение нескольких картин симметрии в процессе геологического развития. Согласно основным принципам концепции симметрии П. Кюри, в приложении к структурному анализу [224], например, триклинная симметрия петроструктурных узоров имеет двоякое трактование. Возможны случаи, когда триклинная симметрия микроструктурного узора может быть следствием движения триклинной симметрии. В то же время триклинная симметрия микроструктурных диаграмм может свидетельствовать о двух наложенных стадиях деформации.

Таким образом, анализ петроструктурных диаграмм *c*-осей кварца должен включить в себя все элементы обычного микроструктурного анализа, применяемого к любому минералу, участвующему в строении тектонитов. Но все перечисленные методы, основанные на сопоставлении экспериментальных данных и природных, а также привлечение концепции симметрии должны использоваться разумно с учетом конкретной геологической ситуации. Тогда можно надеяться, что даже такой сложный в структурном отношении минерал, как кварц, принесет дополнительную полезную информацию о тектоническом течении и перемещении больших масс горных пород в различных горизонтах земной коры континентального типа.

ПЛАГИОКЛАЗ

История вопроса. Плагиоклазы — наиболее широко распространенные минералы, слагающие верхние горизонты континентальной коры. Многочисленные структурные наблюдения указывают на очень низкую способность минералов этой группы к пластическому течению. Полевые шпаты обычно проявляют высокую прочность. Даже в

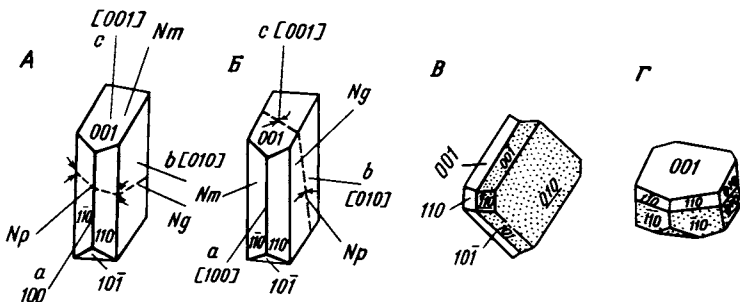


Рис. 24. Кристаллография плагиоклазов по В.Е. Трегору [109]

А, Б — соотношение кристаллографических элементов плагиоклазов с осями индикатрисы (А — альбит, Б — анортит); В — альбитовое двойникование; Г — периклиновое двойникование

сильно деформированных метаморфических породах они не обнаруживают предпочтительной ориентировки по форме зерен, в то время как ассоциирующие с ними кварц, амфиболы, слюды и др. проявляют характерное для таких пород удлинение или уплощенность.

Для полевых шпатов наиболее типичны структуры динамической рекристаллизации, как правило сопровождающиеся изменением состава рекристаллизованных зерен.

Несмотря на то что именно полевые шпаты являются главным породообразующим компонентом древней континентальной коры и именно их пластические свойства контролируют процессы связанного течения многих метаморфизованных пород, механизмы деформации и регенерации этой обширной группы минералов исследованы пока еще не достаточно. Это объясняется прежде всего сложной кристаллической структурой полевых шпатов, а также тем, что каждый минерал обычно представляет собой многофазную смесь. Это затрудняет изучение механизмов деформации полевых шпатов на дислокационном уровне.

Кристаллография. Плагиоклазы представляют собой серию каркасных силикатов Са и Na, кристаллизующихся в триклинной сингонии (рис. 24). Для их структуры характерно сочетание полиэдров четверной координации, у которых ионы кремния и алюминия связаны с четырьмя ионами кислорода. Соседние тетраэдры, соединенные между собой ионами кислорода, образуют трехмерный каркас, в котором ионы Са или Na занимают пустоты. В зависимости от того, как в тетраэдрах решетки распределены алюминий и кремний, структуры плагиоклазов могут быть упорядоченными или неупорядоченными. Высококальциевые плагиоклазы обычно имеют высокую степень упорядоченности, в то время как их более кислым разностям натриевого ряда свойственна различная степень упорядоченности структуры. Кристаллографические направления и оси оптической индикатрисы в плагиоклазах не совпадают между собой

(см. рис. 24). Параметры решетки плагиоклаза [83], в Å $a [100]=8,6$, $b [010]=13,06$, $c [001]=14,0$.

Исходя из кристаллографических особенностей плагиоклазов, наиболее вероятной системой скольжения может быть (010) [100], так как направление $a [100]$ характеризуется наименьшим вектором Бюргерса — 8,6 Å, а значит, является наиболее плотноупакованным по сравнению с [010] и [001]. Действительно, система скольжения (010) [100] наиболее часто встречается как в природных, так и в экспериментально деформированных плагиоклазах.

Пластические деформации плагиоклаза. Внутрикристаллическое скольжение. Один из первых экспериментов по воспроизведению пластических деформаций плагиоклазов был осуществлен Т. Боргом и Х. Хердом [140] и К. Сейфертом [245]. Т. Борг и Х. Херд [140] подвергали деформации плагиоклазы разного состава при температурах от 25 до 800°C, общем давлении 5—10 кбар и скорости деформации $2,10^{-3} \text{с}^{-1}$. В интервале температур от 25 до 700°C в эксперименте наблюдались только хрупкие деформации плагиоклазов, выраженные в широком развитии микротрещин. В интервале температур 700—800°C была получена пластическая деформация, которая осуществлялась путем скольжения по системе (010) [100], сопровождающегося механическим двойникованием, катаклизом и микроразрывами.

Наиболее полные данные по экспериментальной деформации плагиоклазов были получены Д. Маршаллом и А. Мак-Лареном [204]. Они провели серию экспериментов по деформации плагиоклазов разного состава: An_1 , An_{32} , An_{38} , An_{50} , An_{77} , An_{85} при температуре 800°C, давлении 10 кбар и скорости деформации $2,10^{-3} \text{с}^{-1}$. Экспериментально деформированные образцы изучались в электронном и оптическом микроскопах. В результате этих работ были описаны три главные стадии механизма пластической деформации плагиоклазов, которые были одинаково свойственны всем исследованным плагиоклазам от самых кислых до высокоосновных разностей.

1. Формирование хрупких разрывов вдоль плоскостей спайности плагиоклаза. Эти микроразрывы рассматривались как результат внутренних напряжений, реализованных в отдельных зернах при их неблагоприятной ориентировке по отношению к направлению общего стресса, приложенного ко всему образцу.

2. Механическое двойникование по периклиновому и альбитовому законам. В зонах формирования механических двойников локализовалось большое количество микросдвигов, свидетельствующее о том, что двойники представляют собой упругие структуры. В эту же стадию отмечалось формирование деформационных ламелей, которые в плагиоклазе не являются индикатором активных плоскостей скольжения, как это, например, известно для кварца.

3. Внутрикристаллическое скольжение, вызванное скоплением и последующим движением дислокаций. Несмотря на то что плагиоклаз принадлежит к минералам низких сингоний, при температурах выше 700°C в нем было обнаружено большое количество систем скольжения, в том числе и пересекающихся. В табл. 1,2 приведены системы

Таблица 1
Системы скольжения в экспериментально деформированных плагиоклазах по данным Д. Маршалла и А. Мак-Ларена [204]

Плагиоклаз	Плоскости скольжения	Возможный вектор Бюргерса
A_{n_1}	$\{1\bar{0}1\}$	$1/2 \langle 111 \rangle$
$A_{n_{38}}$	$\{\bar{1}30\}; \{\bar{1}20\}$	$1/2 [001]$
$A_{n_{77}}$	$\{11\bar{2}\}$	$1/2 \langle 201 \rangle$
$A_{n_{77}}$	$\{13\bar{2}\}$	$1/2 \langle 201 \rangle, 1/2 \langle \bar{1}11 \rangle$
$A_{n_{77}}$	(010)	$1/2 \langle 201 \rangle, [100]$
$A_{n_{77}}$	$\{10\bar{1}\}$	$\langle 101 \rangle$ или $1/2 \langle 111 \rangle$ и $1/2 \langle \bar{1}\bar{1}1 \rangle$
$A_{n_{95}}$	$\{\bar{1}10\}$	$\langle 110 \rangle$
$A_{n_{50}}$	$\{10\bar{1}\}$ и (001)	$1/2 \langle 111 \rangle$ или $1/2 \langle \bar{1}\bar{1}1 \rangle$ и $[100]$

Таблица 2

Сравнение систем скольжения в экспериментально деформированных калиевых полевых шпатах с природными по данным Х. Вильяма, Дж. Кристи и М.-Р. Ковач [263]

Экспериментальная деформация	Природная деформация	Экспериментальная деформация	Природная деформация
$\{\bar{1}\bar{1}\bar{1}\} \langle 101 \rangle$	$\{13\bar{1}\} \langle 101 \rangle$	$(010) [100]$	$\{130\} [001]$
$\{1\bar{2}\bar{1}\} \langle 101 \rangle$	$(010) [001]$	$(001) 1/2 \langle 110 \rangle$	$\{120\} [001]$
$(010) \langle 101 \rangle$	$\{10\bar{1}\} \langle 101 \rangle$		

скольжения, установленные в экспериментально деформированных плагиоклазах и калиевых полевых шпатах по данным [204, 263].

Из таблиц видно, что для плагиоклазов и калиевых полевых шпатов характерны общие системы скольжения. К ним относится прежде всего наиболее распространенная в экспериментальных условиях система скольжения $(010) [100]$. Нетрудно заметить, что в плагиоклазах и калиевых полевых шпатах с одними и теми же векторами Бюргерса связаны абсолютно разные плоскости скольжения. Иными словами, скольжение осуществляется по разным плоскостям кристаллической решетки, но в одном и том же направлении как в плагиоклазах, так и в калиевых полевых шпатах. Так, например, в плагиоклазе ($A_{n_{50}}$) с направлением $[100]$ связано скольжение по плоскости (001) , а с направлением $\langle 101 \rangle$ реализуется плоскость скольжения $\{101\}$. В калиевом полевом шпате вдоль векторов Бюргерса $[100]$ и $\langle 101 \rangle$ осуществляется скольжение по плоскостям (010) и $\{121\}$ соответственно. Если сравнить эти данные с природно-деформированными калиевыми полевыми шпатами (см. табл. 2), то ни одна система скольжения в экспериментально деформированных калиевых полевых шпатах не повторяет известные в природе системы скольжения этого же минерала. В то же время весьма удивительным оказывается то, что система скольжения $\{\bar{1}30\} [001]$, выявленная лишь в природно-деформированных калиевых полевых шпатах, экспериментально воспроизводится в плагиоклазах ($A_{n_{38}}$).

Кроме того, еще одна система скольжения, свойственная природно-деформированным калиевым полевым шпатам, — $\{10\bar{1}\} \langle 101 \rangle$ — была воспроизведена экспериментально в высокоосновном плагиоклазе (An_{77}).

Анализ данных по микроструктурным ориентировкам природных плагиоклазов показывает, что наиболее часто распространены системы скольжения $(010) [100]$; $\{120\}$ и $\{130\} [001]$; $\{10\bar{1}\} \langle 101 \rangle$. Эти системы скольжения имеют экспериментальное обособание в интервале температур 700—800°С и давлений 5—10 кбар.

Механическое двойникование плагиоклаза. Пластическая деформация плагиоклазов путем внутрикристаллического скольжения происходит с трудом из-за ограниченного числа систем скольжения. Можно сказать, что плагиоклаз гораздо чаще реагирует на деформацию образованием структур излома (Таблица II, а) и механическим двойникованием, чем трансляцией. Механическое двойникование плагиоклазов обычно легко воспроизводится в экспериментах. К. Сейферт [245] подвергал всестороннему сжатию полизернистый образец лабрадорита из Адирондакского массива при температурах 400—1000°С, давлении 5—15 кбар и скорости деформации $7,7 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. В зернах плагиоклаза (An_{50}) возникали механические двойники, сформировавшиеся по альбитовому и периклиновому законам. Деформация сопровождалась сильным катаклизмом и микротрещиноватостью, степень которых уменьшалась с повышением температуры. К. Сейферт пришел к выводу, что в плагиоклазах механическое двойникование осуществляется путем простого сдвига и добавочной перетасовки атомов. В результате этого происходит сдвигание слоя, закрепленного в решетке атомов, вправо и формируется законченный двойник. Степень совершенства альбитовых двойников является функцией условий, при которых эти двойники формируются. Исследование двойников под электронным микроскопом показало, что в одних и тех же условиях эксперимента альбитовые двойники оказываются более совершенными, чем периклиновые.

В плагиоклазах магматического происхождения обычно развиты комплексные двойники, в то время как в метаморфических комплексах наиболее часто встречаются альбитовый и периклиновый законы двойникования. Как показывают экспериментальные данные [204, 245], механические двойники плагиоклазов формируются только по альбитовому и периклиновому законам. Механические двойники отличаются от двойников роста своими морфологическими особенностями. Для механических двойников характерно линзовидное строение, утоненные концы, которые исчезают иногда внутри зерна, не достигая его границ. В таблице III, а (см. вкл.) приведены механические двойники в плагиоклазах из габброидного массива Северного Прибайкалья. Здесь же можно видеть первично-магматические плагиоклазы с комплексными двойниками.

Рекристаллизация плагиоклаза. Обзор экспериментальных данных по деформации плагиоклаза показывает, что динамическая рекристаллизация в них осуществляется обычно с трудом. В эксперименте по деформации перистерита, проведенном Д. Маршаллом и

соавт. [203] при T 800°C и P 10 кбар, была достигнута стадия динамической рекристаллизации. В центральной части образца, где деформация была максимальной, наблюдались многочисленные сплетения дислокаций и отдельные участки новообразованных полигональных зерен и субзерен.

В то же время рекристаллизация плагиоклазов в природе — типичное явление и, как правило, всегда связана с изменением их химического состава. В Таблице III, а можно видеть типичную динамическую рекристаллизацию плагиоклаза, сопровождавшуюся изменением состава новообразованных зерен. Крупные зерна плагиоклаза содержат 70% An , рекристаллизованные — 45—50% An . Кристаллографические ориентировки новообразованных и исходных зерен плагиоклаза близки, что служит указанием на динамический контроль в ходе рекристаллизации. Этот пример хорошо иллюстрирует связь химических и физических процессов преобразования горных пород.

То, что рекристаллизованные зерна плагиоклаза сопровождаются изменением состава, объясняется тем, что для малопластичных минералов энергии, запасенной при пластической деформации, недостаточно для преодоления энергетического барьера, а это является необходимым условием образования зародышей новых зерен. Поскольку изменение химического состава связано с разрывом "сильных" межатомных связей, то именно этот процесс способствует более легкой миграции дислокаций и образованию субзеренных структур и отдельных центров кристаллизации.

ОЛИВИН

История вопроса. Оливин является одним из наиболее распространенных породообразующих минералов, определяющих состав нижних горизонтов земной коры и верхней мантии. Большинство оливинсодержащих пород (перидотиты, дуниты), слагающих офиолитовые пояса фанерозойских областей и зеленокаменных поясов докембрия на континентах, транспортированы в верхние горизонты земной коры из мантии тектоническим путем. Часть пород ультрабазитового состава поступает наверх в виде ксенолитов, которые выносятся потоками щелочных базальтовых лав. Кроме того, оливинсодержащие ксенолиты локализируются в трубках взрыва среди кимберлитов. Многочисленные образцы оливинсодержащих пород были драгированы со дна современных океанов. Все эти гипербазитовые образования представляют собой мантийный материал, доступный для непосредственного изучения. Благодаря развитию концепции плитной тектоники геологи обратили внимание на особенности пластических деформаций мантийных ультрабазитов. Были высказаны предположения, что структуры пластического течения мантийных перидотитов отражают процессы твердопластического течения в астеносфере, посредством которого, возможно, осуществляется движение литосферных плит [187].

Оливины из природных ксенолитов и ультрабазитов океанических областей, а также офиолитовых и зеленокаменных поясов, расположенных в пределах континентов, обнаруживают следы структур, образовавшихся в процессе активных пластических деформаций, перекристаллизации и регенерации. В различных лабораториях мира структуры подобного типа были воспроизведены экспериментальным путем на искусственных и природных образцах оливинов при высоких температурах и давлениях и медленных скоростях деформации. Были получены сведения о том, что оливин — кинематически активный минерал, а его способность к пластическому течению в значительной мере определяется температурой и почти не зависит от давления и скорости деформации. В оливине было выявлено до 6 систем скольжения, смена и взаимодействие которых контролировалась изменением температуры от 600 до 1400°С.

Можно без преувеличения сказать, что эти экспериментальные данные произвели революцию в структурной петрологии. Несмотря на то что первые пластические деформации оливина были описаны Ф. Тернером еще в 1942 г. [254], до недавнего времени считалось, что оливин является кинематически пассивным минералом, обладает только одной системой скольжения — (010) [100]. Как правило, отмечались только хрупкие деформации оливина, связанные с процессами серпентинизации: грануляция периферических частей крупных исходных зерен оливина и отчленение их от зерна-хозяина перекрестно-сетчатыми зонками, заполненными серпентином. Довольно долгое время, с точки зрения микроструктурного анализа, оливин рассматривался как неперспективный минерал [52, 112].

Многочисленные теоретические и экспериментальные исследования механических свойств оливина открыли общие закономерности процессов течения мантийных пород в широком диапазоне температур, давлений и скоростей деформации, которые оказалось возможным экстраполировать на реальные геологические условия. Это расширило перспективы для дальнейшего более углубленного развития представлений о динамике движения литосферных плит, а также открыло новые возможности для интерпретации некоторых геофизических данных, касающихся проблем сейсмической анизотропии глубинных зон земной коры и мантии.

Кристаллография. Оливин $(Mg, Fe)_2(SiO_4)$ является представителем ортосиликатов; характеризуется ромбической симметрией (пространственная группа $Pbnm$). На рис. 25 представлена кристаллографическая форма форстерита по В.Е. Трегеру [109]. Основные кристаллографические элементы оливина: ось a [100], с которой совпадает ось индикатрисы Ng (Z); ось b [010], ей соответствует ось индикатрисы Np (X); ось c [001], с которой совпадает ось индикатрисы Nm (Y). Параметры решетки оливина (a [100]=4,76, b [010]=10,21, c [001]=5,99 Å) свидетельствуют об очень больших значениях вектора Бюргерса в направлении [010].

Структура решетки оливина может быть рассмотрена как серия изолированных кремнекислородных тетраэдров, соединенных между собой металлическими катионами, которые обладают октаэдрической

координацией. Такой тип связи очень прочный и с трудом поддается каким-либо нарушениям.

Согласно правилу Франка, энергия деформации дислокаций прямо пропорциональна квадрату ее вектора Бюргерса [115, 118]. Это значит, что в кристаллах оливина наиболее благоприятными направлениями скольжения окажутся a [100] с межatomным расстоянием 4,76 Å и c [001] с расстоянием 5,99 Å, которым соответствуют самые короткие векторы Бюргерса. Исходя из кристаллографических особенностей этого минерала, можно полагать, что наиболее благоприятными для внутрикристаллического скольжения могут оказаться плоскости (100), (010) и {110}.

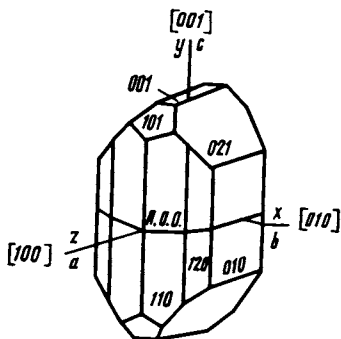


Рис. 25. Кристаллография оливина по В.Е. Трегеру [109]

Пластические деформации оливина. Механизм внутрикристаллической трансляции. Исследование механизмов пластической деформации оливина и его агрегатов проводилось во многих лабораториях мира экспериментальным путем в различных диапазонах температур, давлений и скоростей деформации. В результате этих экспериментов было обнаружено, что в искусственно деформированных образцах оливина возникают структуры, подобные тем, которые наблюдаются в природных оливинах, деформированных в определенных геологических обстановках.

Широкое применение просвечивающей электронной микроскопии позволило детально изучить характер и морфологию дислокаций, контролирующую пластические деформации оливина и его агрегатов, и определить кристаллографические направления, к которым они приурочены.

Первые экспериментальные работы по воспроизведению пластических деформаций в оливине были осуществлены К. Рэли [232]. Образцы природных оливинсодержащих пород были подвергнуты сжатию при P 5 кбар, T 250°С и скорости деформации $10^{-2}—10^{-3}c^{-1}$. Деформированные образцы были затем изучены с помощью оптических методов. В этих образцах К. Рэли установил развитие полос излома, по замерам которых определил системы скольжения (100) [001]. При низких температурах (100°—450°С), давлениях, варьирующих от 3 до 20 кбар, и более медленных скоростях деформации ($10^{-3}—10^{-7}c^{-1}$)

Н. Картер и Х. Аве' Лаллеман [147] также обнаружили в искусственно деформированном оливине системы скольжения (100) [001].

С повышением температуры до 800—900°С в экспериментально деформированных оливинах отмечалась смена плоскостей скольжения, в то время как направление скольжения [001] оставалось прежним. Преобладающими становились системы {110} [001]. Кроме того, почти во всех экспериментах было отмечено второстепенное скольжение в направлении [100]. П. Фейки и соавт. [226] при температуре 800°С в одном из экспериментально деформированных образцов оливина наблюдали совершенные дислокации системы (100) [010]. Необходимо отметить, что направление [010] соответствует наибольшему вектору Бюргерса (10,2 Å), а направления [100] и [001] отвечают его наименьшим значениям (4,76 и 5,99 Å). Согласно правилу Франка, осуществление скольжения в кристаллической решетке оливина в направлении [010] оказывается маловероятным. Как будет показано далее, системы скольжения (100) [010] возникали также в ходе более высокотемпературных экспериментов при T 1000°С, а {101} [010] — при температурах 1300°С, скоростях деформации 10^{-5} с⁻¹ и давлении 3—20 кбар [270]. Объяснения этому явлению отступлению от правила Франка, сформулированного для кристаллических решеток металлов, пока не дано.

Эксперименты, проведенные при более высоких температурах (от 800 до 3000°С) и при различных давлениях (5—20 кбар), показали, что в деформированном оливине более важным становится скольжение типа {0kl} в направлении [100]. Эти данные были получены как на образцах монокристаллов оливина [138, 270], так и на поликристаллических агрегатах [34, 138, 177].

Скольжение по системе {0kl} [100] К. Рэли [232] сравнил с карандашевидным скольжением, которое было описано как "волнистое" некристаллографическое скольжение в направлении <111> в кристалле железа еще в 1926 г. Ж. Тейлором и К. Илэмом [250]. К. Рэли считал, что в зоне направления [100] любая плоскость, которой будет соответствовать максимальное напряжение сдвига, может быть плоскостью скольжения. Совокупность таких плоскостей и создает систему {0kl}. Работа Н. Картера и Х. Аве' Лаллемана [147] поставила под сомнение представления К. Рэли о природе карандашевидного скольжения по {0kl} как совокупности активных плоскостей сдвига в оливине. Эти авторы показали, что скольжение {0kl} [100] происходит по многочисленным дискретным кристаллографическим плоскостям зоны [100].

Р. Фейки и соавт. [226] предположили, что так называемое карандашевидное скольжение в оливине является результатом перекрестного скольжения по плотноупакованным кристаллографическим плоскостям призмы гексагональной кислородной решетки. Исследования распределения дислокаций и их морфологии в кристаллах деформированного оливина в трансмиссионном электронном микроскопе подтвердили эти представления [226].

Таким образом, было выяснено, что системы скольжения {0kl} [100], возникающие при высокотемпературных деформациях оливина, соот-

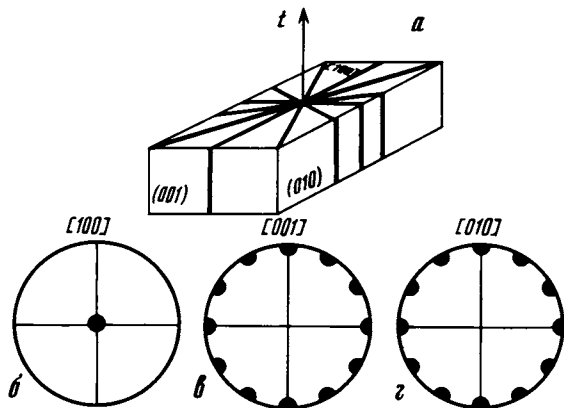


Рис. 26. Упрощенная схема систем скольжения $\{0kl\} [100]$ в оливине
 а — плоскости скольжения и направление трансляции (t) в кристалле; б—г — стереографические проекции плоскостей скольжения $\{0kl\}$

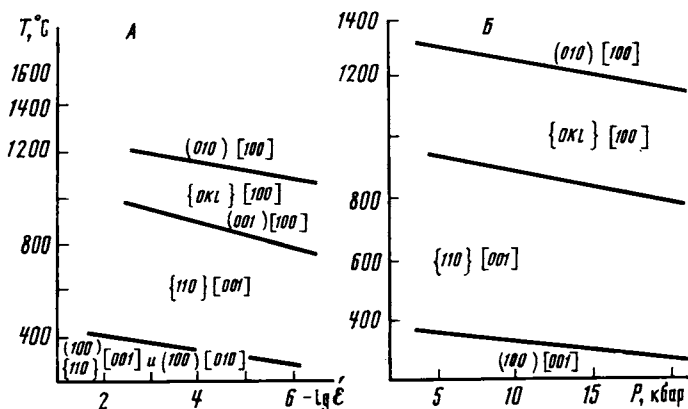


Рис. 27. Диаграммы преобладающих систем скольжения в оливине [147]
 А — зависимость систем скольжения от температуры и скорости деформации; Б — та же зависимость от температуры и давления

ветствуют плотноупакованным кристаллографическим плоскостям призмы гексагональной кислородной решетки: плоскостям призмы первого порядка $\{011\}$, (010) , $\{0\bar{1}1\}$ и плоскостям призмы второго порядка (001) , $\{031\}$, $\{0\bar{3}1\}$. На рис. 26 дана упрощенная схема скольжения $\{0kl\} [100]$ оливина.

В ходе высокотемпературных деформаций в оливине образуются деформационные ламели, которые наблюдаются только в микроскопах с большой разрешающей способностью. Деформационные ламели представляют собой скопление краевых дислокаций, которые приурочены к плоскостям скольжения $\{0kl\}$. При самых высоких температурах, достигнутых в экспериментах ($1300\text{—}1400^\circ\text{C}$), деформационные ламели различаются очень редко [34, 270]. Возможно, это связано с умень-

шением плотности дислокаций настолько, что они не могут дать оптического изображения плоскостей, к которым эти дислокации приурочены. Как показали многочисленные эксперименты, проведенные при самых высоких температурах [177, 194], наибольший вклад в деформацию вносит процесс переползания дислокаций, в то время как внутрикристаллическое скольжение становится ограниченным.

Было также установлено [147, 270], что при температурах свыше 1200°C карандашевидное скольжение $\{Ok\}$ в направлении $[100]$ становится более пассивным и стремится ограничиться только одной плоскостью (010) . По данным А. Николя и соавт. [220], при осевом сжатии полизернистых агрегатов оливина более чем на 30%, при T 1200 — 1300°C , давлении 13—15 кбар и скорости деформации 10^{-5}c^{-1} возникает сильная предпочтительная ориентировка за счет скольжения по системе (010) $[100]$.

В результате всех экспериментов, осуществлявшихся в пределах от самых низких (100°C) до самых высоких (1300 — 1400°C) температур и скоростей деформации не ниже 10^{-8}c^{-1} , кристаллы оливина или его агрегаты приобретали деформационные структуры, подобные тем, которые известны в природно-деформированных оливинах. Постоянно присутствовали полосы излома, волнистое погасание, возникали предпочтительные ориентировки оливина за счет внутрикристаллической трансляции по определенным системам скольжения.

Анализ многочисленных экспериментальных данных показал, что смена систем скольжения в оливине является функцией температуры и в незначительной степени зависит от скорости деформации. Роль давления в преобладании той или иной системы скольжения в пластически деформированном оливине также незначительна. Зависимость преобладания тех или иных систем скольжения от температуры и скорости деформации и давления изображена на рис. 27. Здесь (см. рис. 27, А) видно, что в интервале температур 100 — 450°C при возрастании скоростей деформации от 10^{-6} до 10^{-2}c^{-1} преобладают системы скольжения (100) $\{110\}$ $[001]$. В интервале температур от 450 до 800 — 950°C сохраняется система скольжения $\{110\}$ $[001]$. При дальнейшем возрастании температур и уменьшении скорости деформации постепенно более важным становится скольжение в направлении $[100]$. При самых высоких температурах, достигнутых в экспериментальных условиях, происходит постепенная смена системы $\{Ok\}$ на одну плоскость скольжения (010) , в то время как направление скольжения остается неизменным — $[100]$.

Преобладающие механизмы скольжения как функция давления представлены на рис. 27, Б. На диаграмме Н. Картера и Х. Аве' Лаллемана [147] видно, что при небольших температурах (300 — 400°C) и давлениях 5—15 кбар существенно преобладают системы скольжения (100) $[001]$, с возрастанием температуры до 900 — 950°C и с уменьшением давления до 5—10 кбар — $\{110\}$ $[001]$.

Развитие ориентированных текстур в процессе внутрикристаллической трансляции. Экспериментальные

работы А. Николя и соавт. [220] показали, что в условиях деформации при T 1250—1300°С, P 13—14 кбар, $\dot{\epsilon}$ 10^{-4} — 10^{-5} с $^{-1}$ в образце синтетического дунита возникает предпочтительная ориентировка оливина, при которой [010] располагается параллельно оси укорачивания, а [100] и [001] — в плоскости уплощенности минералов.

Эти авторы считают, что главным условием развития ориентировки оливина является большая деформация. В экспериментах А. Николя и соавт. [220] величина деформации изменялась от 20 до 58% при практически постоянных T , P и $\dot{\epsilon}$. Незначительные элементы предпочтительной ориентировки оливина начали вырисовываться при 44%-й деформации образца при T 1300°С, P 14 кбар, $\dot{\epsilon}$ 10^{-4} и 10^{-5} с $^{-1}$. При 58%-й деформации и тех же значениях T , P , $\dot{\epsilon}$ порфирокласты оливина обнаружили хорошую предпочтительную ориентировку.

Динамическая рекристаллизация и регенерация оливина. Динамическая рекристаллизация оливина особенно хорошо выявляется в экспериментально деформированных образцах при сжатии образца более чем на 40% в условиях высоких температур и низких скоростей деформации. Х. Аве'Лаллеман и Н. Картер [129] провели многочисленные эксперименты по исследованию процессов динамической рекристаллизации оливина. Они показали, что динамическая рекристаллизация оливинсодержащих пород происходит почти так же, как экспериментально деформированных кварцитов. Синкинематической рекристаллизации предшествует внутрикристаллическая трансляция, миграция дислокаций и миграция границ зерен. На границах крупных деформированных зерен оливина появляются эффекты напряженного состояния — блоки субзерен. Рекристаллизация начинается с краевых частей крупного зерна и постепенно распространяется в его центральную зону. При повышении температуры крупные зерна оливина оказывались полностью рекристаллизованными в мелкозернистые агрегаты, лишенные эффектов напряженного состояния, с плавными или неравномерными границами.

А. Аве'Лаллеман и Н. Картер [129] показали, что в результате динамической рекристаллизации новые зерна оливина приобретают предпочтительную ориентировку, при которой [010] расположена параллельно направлению укорачивания, а [001] и [100] создают поясовый узор, параллельный плоскости уплощения. Такие же предпочтительные ориентировки оливина были получены А. Николя и соавт. [220] при экспериментальной деформации образца синтетического дунита. В этом случае основной вклад в деформацию вносил механизм внутрикристаллической трансляции.

Исследование природных образцов деформированных оливинсодержащих пород показывает, что, по-видимому, оба процесса способствуют созданию предпочтительных ориентировок. В настоящее время предмет дискуссии может составлять лишь оценка роли вклада механизма внутрикристаллической трансляции и динамической рекристаллизации в создание ориентированных текстур в ходе пластического течения оливинсодержащих пород. Многочисленные публикации посвящены описанию структур оливина, созданных в процессе динамической рекристаллизации и регенерации, которые изучались

под электронным микроскопом [170, 177, 194]. В краевых частях крупных деформированных зерен оливина наблюдались повышенные концентрации дислокационных петель, слияние винтовых дислокаций с краевыми, развитие стабилизированных дислокационных сеток [177, 178]. Динамическая рекристаллизация выражена в таких случаях в образовании новых кристаллов оливина, которые как бы наследуют структурные особенности исходных зерен.

Рекристаллизация и регенерация оливина в процессе отжига. К. Гетц и Д. Кельстедт [170] изучили процессы рекристаллизации и регенерации оливина на природных образцах, которые в лабораторных условиях подвергали отжигу сначала в течение 1 ч, а затем — 13 ч при температуре 1100°C. Эти авторы показали, что во время отжига общая плотность дислокаций меняется незначительно, большой вклад в процесс рекристаллизации и регенерации вносит образование зерен с малоугловыми границами. В экспериментах при высокотемпературном отжиге [170] были установлены очень большие скорости регенерации оливина. После 1 ч отжига уже были заметны следы регенерации оливина, в то время как после 13 ч регенерация была интенсивной.

Х. Грин [34] показал, что в эксперименте по высокотемпературному отжигу образцов оливина (1300°C), проведенных С. Редклифом и Х. Грином, также наблюдались явления рекристаллизации и регенерации. Но скорость регенерации в этом случае была более низкой, чем в экспериментах К. Гетца и Д. Кельстедта.

Результаты всех этих экспериментов имеют очень большое значение для интерпретации структур оливина в ксенолитах мантийных перидотитов, которые по-видимому, подвергаются регенерации во время переноса их горячей базальтовой магмой.

Карта пластичности оливина. Как показали многочисленные работы [138, 147, 232, 270], в зависимости от температуры, условий давления и скорости деформации твердопластическое течение оливина осуществляется под контролем различных механизмов. М.Ф. Эшби [127] составил карту механизмов деформации оливина, где в координатах напряжение (σ) — температура (T) для различных скоростей деформации показаны области преобладания того или иного механизма пластического течения. На рис. 28 представлена карта установившейся деформации для поликристаллического агрегата оливина (Fo_{85-95}) [247]. Диаметр зерен оливина 1 мм. Общее гидростатическое давление 10 кбар. Объем активации для диффузии 50 см³/моль.

Из карты видно, что при относительно низких температурах и небольших скоростях деформации ведущим механизмом является скольжение дислокаций. Конфигурации дислокаций при температуре 600°C и скорости деформации 10⁻⁵—10⁻⁴ с⁻¹ прямолинейны и строго параллельны направлениям с малыми индексами — [001], винтовая составляющая преобладает над краевой, что свидетельствует о более быстром перемещении краевых дислокационных петель по сравнению с винтовыми [226].

При промежуточных значениях температуры и скорости деформации преобладает механизм переползания дислокаций. Процесс пере-

Закон установившегося течения обычно выражается общеизвестным уравнением Аррениуса

$$\dot{\epsilon} = A \exp(-Q_c/RT) \sigma^n$$

где $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации при равновесном крипе; A — константа материала, слегка чувствительная к температуре; Q_c — энергия активации; σ — разность напряжений ($\sigma_1 - \sigma_3$); n — экспонента стресса; R — газовая постоянная; T — температура, К.

По данным экспериментов Р. Поста [229], проведенных при ограниченном давлении — 15 кбар на "сухих" образцах, уравнение течения приобретает вид

$$\dot{\epsilon} = 4,3 \cdot 10^8 \exp(-126/RT \cdot 10^{-3}) \cdot \sigma^{3,0}$$

Для "мокрых" образцов (0,3 мас.% H_2O в серпентине) Н. Картер и Х. Аве'Лаллеман [147] предложили следующий вид уравнения течения:

$$\dot{\epsilon} = 5,1 \cdot 10^9 \exp(-111/RT \cdot 10^{-3}) \cdot \sigma^{3,3}$$

Энергия активации (Q_c) для уравнения Поста составляет 121,2 ккал/моль, для уравнения Картера—Аве'Лаллемана — 106,2 ккал/моль. Общий вид уравнения течения может иметь вид [239]:

$$\dot{\epsilon} = A \exp(-Q_c + 13,4 \cdot 2,39 \cdot 10^{-2} P / RT \cdot 10^{-3}) \sigma^n = A \exp(-Q_c + 0,32P / RT \cdot 10^{-3}) \sigma^n$$

где значения констант для "сухих" образцов $Q_c = 121,2$ ккал/моль, $A = 4,3 \cdot 10^8$; для "мокрых" — $Q_c = 106,2$ ккал/моль, $A = 5,1 \cdot 10^9$, $n = 3,3$; P и σ даются в кбарах.

Чтобы экстраполировать эти данные на медленно протекающие тектонические деформации, необходимо быть уверенным, что ход природных процессов сопоставим с экспериментальными данными. Прежде всего для этого необходим анализ качественного подобия микроструктур природных и экспериментально деформированных образцов и выяснение механизмов деформации в природных объектах.

Оценка величины напряжения σ , т.е. палеостресса, была предложена Д. Кельстедтом и К. Гетцем [194] как функция плотности свободных дислокаций в деформированном в условиях высокотемпературной ползучести оливине: $\sigma = c \mu b \rho^{1/2}$, где μ — модуль сдвига; b — средняя величина векторов Бюргерса; c — константа, равная приблизительно единице; ρ — плотность свободных дислокаций.

Структуры природно-деформированного оливина. *Волнистое погасание. Полосы излома.* Оливины альпинотипных ультрабазитов и из ксенолитов мантийных перидотитов имеют весьма сложную структуру и предпочтительные ориентировки, которые они приобрели в месте своего первоначального нахождения — в верхней мантии.

С помощью оптического микроскопа обычно хорошо наблюдаются волнистое погасание и полосы излома. Волнистое погасание представляет собой области искривления кристаллической решетки минерала и классифицируется как результат низкотемпературных деформаций оливинсодержащих пород [221]. Такой процесс может быть сопоставлен с известным в металлургии процессом "холодной обработки", или "холодной закалки".

Полосы излома в оливине формируются в ходе пластического течения в интервале умеренных и высоких температур. В Таблице I, а приведены фотографии шлифов, на которых хорошо видны полосы излома в оливине.

Метод определения систем скольжения в оливине с помощью анализа полос излома. Полосы излома хорошо видны в оптическом микроскопе как удлинённые резко очерченные полосы разного погасания (Таблица I, а), расположенные в пределах одного зерна. Эти полосы равного погасания симметричны относительно плоскости границы полосы излома. Геометрия полос излома может быть использована для выявления систем скольжения, т.е. плоскостей и направлений кристалла, по которым происходит внутрикристаллическая трансляция.

Методы определения систем скольжения с помощью анализа полос излома были разработаны Ж. Кристи и соавт. [153] и К. Рэли [232]. Их суть состоит в следующем. Из геометрии полос излома следует, что направление скольжения располагается перпендикулярно к границе полосы излома (рис. 29). Исходя из этого, плоскость скольжения ($P_{ск}$) определяется как плоскость, в которой будут располагаться линия направления скольжения (T) и ось вращения (OB). Метод базируется на определении осей индикатрисы оливина в каждой полосе излома и нахождении путем графических построений оси вращения, направления скольжения и плоскости скольжения.

Определение систем скольжения в оливине с помощью полос излома. Определение систем скольжения по полосам излома производится на Федоровском столике. Зерно оливина с полосами излома выводится в центральную часть поля зрения микроскопа так, чтобы граница полосы излома была совмещена с вертикальной линией "перекрестья нитей". Традиционным методом производится замер линии границы полосы излома. Затем отдельно в каждой зоне полосы излома определяется выход осей индикатрисы, которые наносятся на стереографическую проекцию (см. рис. 29, б). Обычно работают с одной структурой излома, производя замеры в двух соседних зонах (см. рис. 29, а). После осуществления этих операций на стереографической проекции окажутся шесть точек, соответствующих осям индикатрисы, расположенных попарно (рис. 29, б).

Теперь необходимо определить положение плоскости границы полосы излома ($P_{гип}$), так как измеренная ранее линия границы полосы излома не даёт нам представления об угле падения этой плоскости и отражает лишь линию пересечения $P_{гип}$ с поверхностью шлифа. Для этого нам необходимо определить, какие две пары осей индикатрисы из трёх ближе всего располагаются к границе полосы излома. При этом мы руководствуемся данными по ориентировке границы полосы излома. Допустим, что к границе полосы излома ближе всего лежат точки Nm_1 , Nm_2 и Np_1 , Np_2 . Тогда через точки Nm_1 , Nm_2 и Np_1 , Np_2 проводим биссекторную плоскость, которая и будет являться плоскостью границы полосы излома (см. рис. 29, б).

Теперь необходимо найти ось вращения (OB). Согласно определению, она должна быть линией пересечения плоскости скольжения и плос-

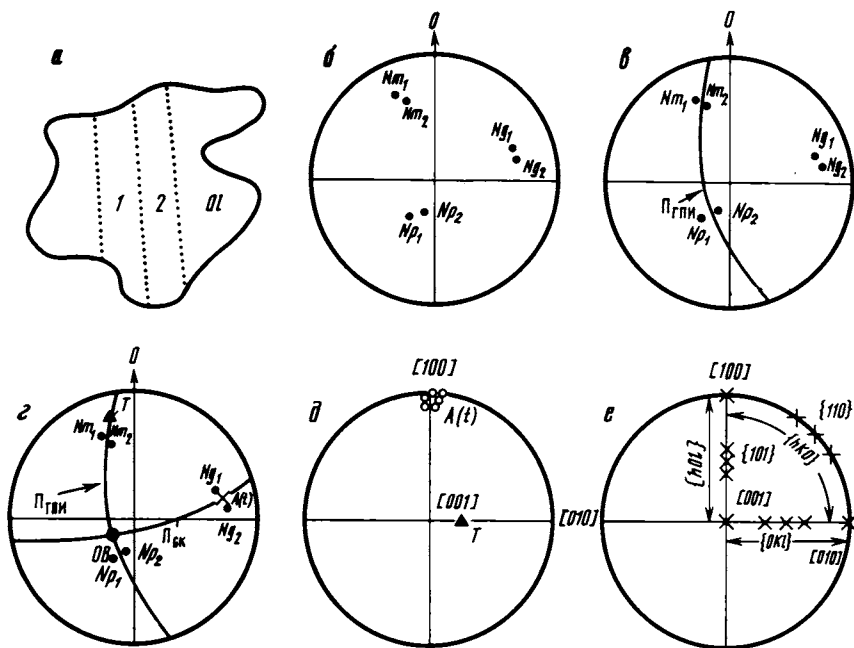


Рис. 29. Определение систем скольжения в оливине
Последовательность операций (а—е) описана в тексте

кости границы полосы излома, которые имеют взаимно перпендикулярное положение. Исходя из этого, находим плоскость скольжения ($P_{ск}$), которая должна быть плоскостью нормальной к $P_{гпн}$ и в то же время в ней должна лежать третья ось индикатрисы, наиболее удаленная от границы полосы излома (в нашем примере это оси Ng_1, Ng_2). Находим затем полюс плоскости границы излома (A) и ось вращения (см. рис. 29, з). Таким образом завершены все операции по нахождению геометрических соотношений главных элементов полос излома. Теперь мы имеем набор калек, на которые нанесены все элементы строения конкретных полос излома, установленных в пределах шлифа. Переходим к следующим операциям.

Для установления индекса систем скольжения проводим анализ поведения элементов полос излома. Для этого строим схематическую диаграмму для идеального кристалла оливина, куда наносим его главные кристаллографические направления (см. рис. 29, д). С диаграмм с реальными элементами полос излома на схематическую диаграмму переносим полюса плоскостей границ излома (на рис. 29, з это точка A). Из рис. 29, з, видно, что точки этих полюсов концентрируются вокруг осей $Ng_1—Ng_2$, на диаграмме (см. рис. 29, д) они будут концентрироваться в точке $[100]$, в то время как оси вращения будут располагаться на плоскости, в которой лежат $[010]$ и $[001]$. Это позволяет определить направление скольжения (t) как $[100]$. Теперь необходимо определить индекс плоскости скольжения. Плоскостью скольжения ($P_{ск}$) будет

являться плоскость, содержащая ось вращения OB и полюс $P_{гпн}$. Чтобы установить индекс этой плоскости, необходимо найти ее полюс (T) (см. рис. 29, з) и нанести на схематическую диаграмму (см. рис. 29, д).

На схематическую диаграмму точка T (полюс плоскости скольжения) наносится на нужный отрезок $[100]$ — $[001]$ или $[001]$ — $[010]$, которые лежат на вертикальном и горизонтальном диаметре стереографической сетки, или на отрезок $[100]$ — $[010]$, лежащий на дуге большого круга. Выбор этого отрезка определяется тем, какие оси индикатрисы лежат в плоскости $P_{зпн}$, причем полюс наносится ближе к той оси индикатрисы, которая расположена к нему ближе всего на реальной диаграмме построения. Выбор отрезка для нанесения точки T зависит от того, какие оси индикатрисы лежат в плоскости $P_{гпн}$.

На рис. 29, д нанесена точка T , перенесенная с диаграммы построения (см. рис. 29, з). Теперь предстоит лишь определить индекс плоскости скольжения, которая в виде ее полюса оказывается нанесенной на идеальную диаграмму. Рассмотрим три случая:

1. На рис. 29, е нанесены зоны концентрации полюсов плоскостей для идеального кристалла оливина. Исходя из его кристаллографических особенностей, на отрезке $[100]$ — $[001]$ будут концентрироваться полюса плоскостей с индексами $\{h0\}$. Это означает, что если на этот отрезок попадает полюс T исследуемой структуры излома, то плоскость скольжения имеет индекс $\{101\}$, поскольку в оливине из всего семейства плоскостей $\{h0\}$ реализуется только $\{101\}$. Если же полюс плоскости скольжения располагается близко к осям $[100]$ или $[001]$ (угол отклонения может составлять 5 — 10°), то его можно отождествлять с этими осями и относить подобное расхождение на ошибку метода.

2. Если точка T (полюс плоскости скольжения) попадает на отрезок $[100]$ — $[010]$, составляющий часть дуги большого круга, то она отражает плоскость из семейства плоскостей $\{hk0\}$. Из этой системы плоскостей в оливине реализуется только плоскость $\{110\}$.

3. Если точка T попадает на отрезок $[001]$ — $[010]$, то она отражает плоскость из семейства плоскостей $\{0k\}$. В оливине могут одновременно реализоваться все плоскости этого семейства.

Таким образом, для рассмотренного примера мы определили систему скольжения $\{0k\}$ $[\bar{1}00]$.

Метод синоптических диаграмм. Определение систем скольжения с помощью петроструктурных узоров осей индикатрис оливина. Кроме метода определения систем скольжения по геометрии полос излома по Ж. Кристи и соавт. [153] и К. Рэли [232], рассмотрим оценку систем скольжения в оливине по характеру петроструктурного узора осей индикатрис. Естественно, что эта методика имеет ряд слабых сторон и не такая совершенная, как вышеупомянутая, но может быть использована в ряде случаев как предварительная оценка систем скольжения. Она применима в случае отсутствия в шлифе структур полос излома, а также как предварительная оценка, предшествующая анализу геометрии полос излома.

Принцип определения систем скольжения с помощью петроструктурных узоров состоит в сравнительном анализе реальных микроструктурных узоров ориентировки осей индикатрис оливина с теоре-

тически возможными узорами, которые можно вывести, исходя из кристаллографии этого минерала. Такие диаграммы мы называем синоптическими.

Метод синоптических диаграмм не является новинкой. В практике микроструктурного анализа он довольно обычен. Сравнительный анализ диаграмм при исследовании ориентировок *c*-осей кварца применяли Х.В. Ферберн [112], Н.А. Елисеев [52] и вслед за ними многие другие исследователи. С.А. Щербаков [123] использовал этот метод для интерпретации систем скольжения в оливине. В таблице (рис. 30, А) сведены почти все теоретически возможные варианты ориентировок осей индикатрисы оливина, возникающие в ходе внутрикристаллической трансляции при различных температурах. На рис. 30, Б даны синоптические узоры распределения осей индикатрисы, возникающие при синтетической рекристаллизации оливина.

Очевидно, что узоры ориентировки осей индикатрисы оливинов, деформированных в геологических условиях, будут обнаруживать гораздо более сложный рисунок, чем синоптические диаграммы. Механизм внутрикристаллической трансляции в оливине сменяется динамической рекристаллизацией или эти два механизма проявлены одновременно. Исследование природных образцов показывает, что в одном шлифе часто присутствуют зерна, деформированные путем трансляции и динамической рекристаллизации (рис. 31). На рис. 31 видно, что в шлифе присутствуют две генерации зерен оливина различной морфологии. Крупные зерна оливина-I содержат полосы излома, границы зерен искривлены, иногда характеризуются ступенчатыми контурами, которые сочетаются с плавными "врезами" и "выступами". Эти зерна имеют хорошую предпочтительную ориентировку кристаллографических осей (рис. 32, а). Мелкие зерна оливина-II полигональной формы, в них отсутствуют полосы излома. Кристаллографические оси оливина-II имеют рассеянную ориентировку. Это хорошо видно из диаграммы на рис. 32, б, где [100] оливина-II дает поле рассеивания вокруг компактно распределенных точек [100] оливина-I. Суммарный петроструктурный узор оливинов в этом случае будет очень сложным и вряд ли может быть интерпретирован с помощью синоптических диаграмм. Но в тех случаях, когда в шлифе хорошо распознается какой-нибудь преобладающий механизм деформации, а другие механизмы, приводящие к изменению ориентировки решетки оливина, выражены незначительно, метод синоптических диаграмм дает хорошие результаты.

Мы проводили контроль результатов метода синоптических диаграмм путем определения систем скольжения по геометрии структур полос излома. При хорошей статистике (измеряется не менее 120 зерен оливина) получаются компактные максимумы и характер распределения узоров осей индикатрис деформированных оливинов хорошо сопоставим с таковыми на синоптических диаграммах. На рис. 32, г, д, ж даны диаграммы оливина из дунитов массива горы Красной (Корякское нагорье, Чукотка). По характеру узора они сопоставимы с синоптическими диаграммами (рис. 32, е, з, и), соответствующими системе скольжения $\{0kl\}$ [100]. На рис. 32, в расположена диаграмма

A

	$Ng \llbracket 100 \rrbracket$	$Nm \llbracket 001 \rrbracket$	$Np \llbracket 010 \rrbracket$		
$t = \llbracket 100 \rrbracket$ $P = (010)$					$t = Ng \parallel L$ $1300 - 1600^\circ$
$t = \llbracket 100 \rrbracket$ $P = \{0K1\}$					$t = Ng \parallel L$ $900 - 1300^\circ$
$t = \llbracket 001 \rrbracket$ $P = \{110\}$ (100)					$t = Nm \parallel L$ $600 - 900^\circ$
$t = \llbracket 010 \rrbracket$ $P = (100)$					$950 - 1000^\circ$
$t = \llbracket 010 \rrbracket$ $P = \{101\}$					$t = Np \parallel L$ 1300°

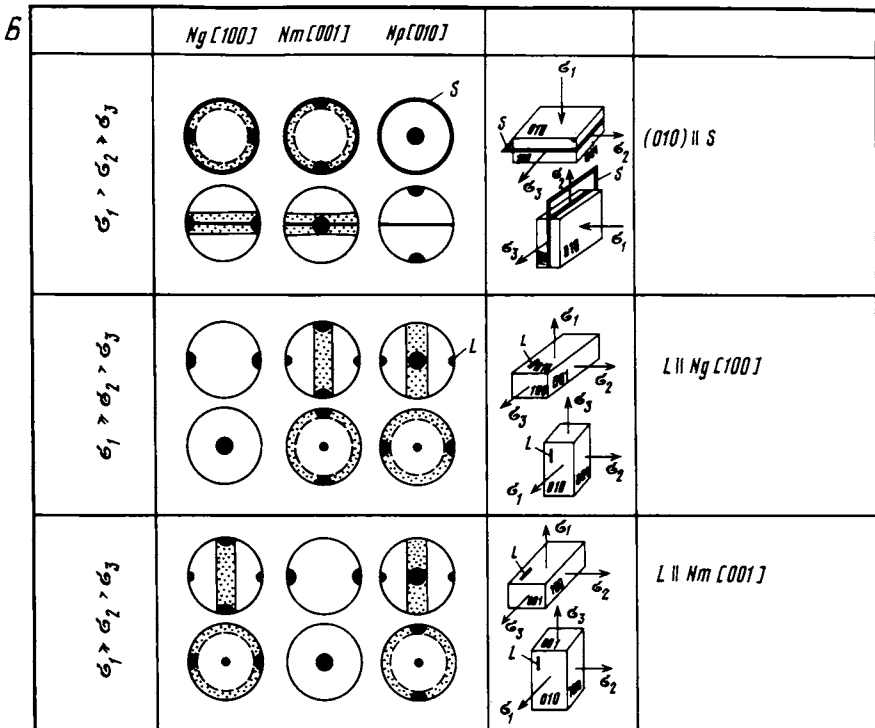


Рис. 30. Синоптические диаграммы теоретически возможных петроструктурных узоров кристаллографических направлений оливина

А — при механизме внутрикристаллической трансляции; Б — при механизме синтетонической рекристаллизации

геометрии полос излома. Распределение полюсов плоскости указывает систему трансляции $\{0kl\}$ [100].

Кроме указанных ограничений к использованию метода синоптических диаграмм существует еще явление наложения деформаций разных этапов. Особенно это характерно для мантийных перидотитов докембрия, подверженных региональному метаморфизму и неоднократным деформациям, связанным с ним. Узор, соответствующий ориентировкам позднего этапа, будет как бы напечатываться на предыдущий, создавая очень сложную картину распределения осей индикатрисы оливина.

Методы оценки палеонапряжений по элементам микростроения оливина. Величина палеонапряжений может быть рассчитана с помощью известного в металловедении уравнения зависимости размера зерен (D) от напряжения: $\sigma = 1/D$. Для оценки σ может быть использован размер динамически рекристаллизованных зерен (D), размер дислокационных субзерен (d) и плотность свободных дислокаций (ρ). В геологии широко используются [165, 183, 198, 240] следующие уравнения: 1) $\sigma = l\mu b/d^v$; 2) $\sigma = m \cdot D^{-w}$; 3) $\sigma = L_0\mu/D$; 4) $\sigma = k\mu b\rho^u$, где k, l, m, v, w ,

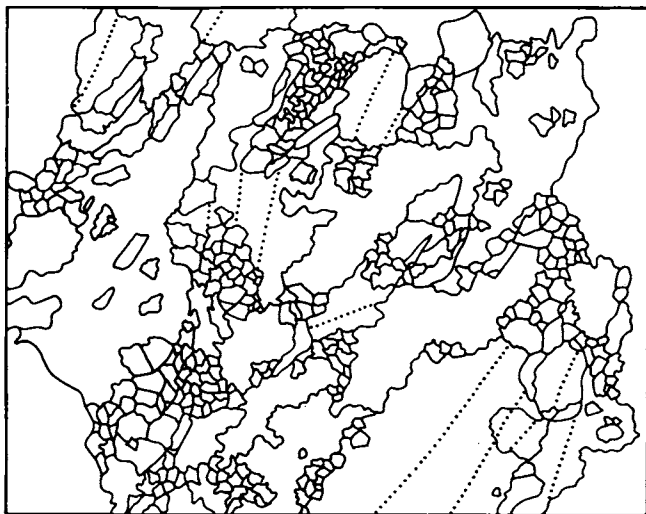


Рис. 31. Структура дунита из Парамского массива (Восточная Сибирь)
Зарисовка по фотографии шлифа, увел. 20. Точки — границы полос излома в оливинах

L_0 — константы, зависящие от свойств материала, скорости деформации и механизмов деформации. Здесь мы предлагаем значения констант, приведенные в обзоре С. Уайта [268]: $k=1-3$, $l=10-100$, $\nu=1$ или $3/2$, $L_0=5 \times 10^{-5}$, $w=0,75$. Значения модуля сдвига $\mu=7 \times 10^2$ кбар, вектора Бюргерса $b=6,98 \times 10^{-7}$ см.

Многочисленные обзоры показывают, что уравнения (1)–(4) имеют ограничения. Все они справедливы только для деформации, протекающей в условиях установившейся ползучести. Эти уравнения совершенно неприменимы для пород из зон бластомилонитов, характеризующихся двухфазной деформацией — хрупким разрушением и последующей фазой перекристаллизации в условиях метаморфизма. Механизм формирования бластомилонитов не может быть сопоставим с процессом установившегося течения. Применение уравнений (1)–(4) к бластомилонитам обычно приводит к чрезвычайному завышению результатов оценки палеонапряжений. Кроме того, многочисленные теоретические расчеты [213: 240, 268] показывают, что для более точных оценок уравнения по оценке палеонапряжений должны содержать выражение $\exp(-A/RT)$, где A — константа; R — газовая постоянная. По нашим расчетам, введение этого параметра не меняет конечного результата при высоких температурах деформации. Для температур ниже 600°C эта величина существенно влияет на оценку палеостресса.

Некоторые исследователи указывают [262], что на размер необласт и рекристаллизованных субзерен влияет присутствие примесей и включений, что также вносит искажение в конечную оценку величины σ . Не исключено также влияние других минералов. Все это указывает на то, что формулы оценки палеонапряжений нуждаются в усовер-

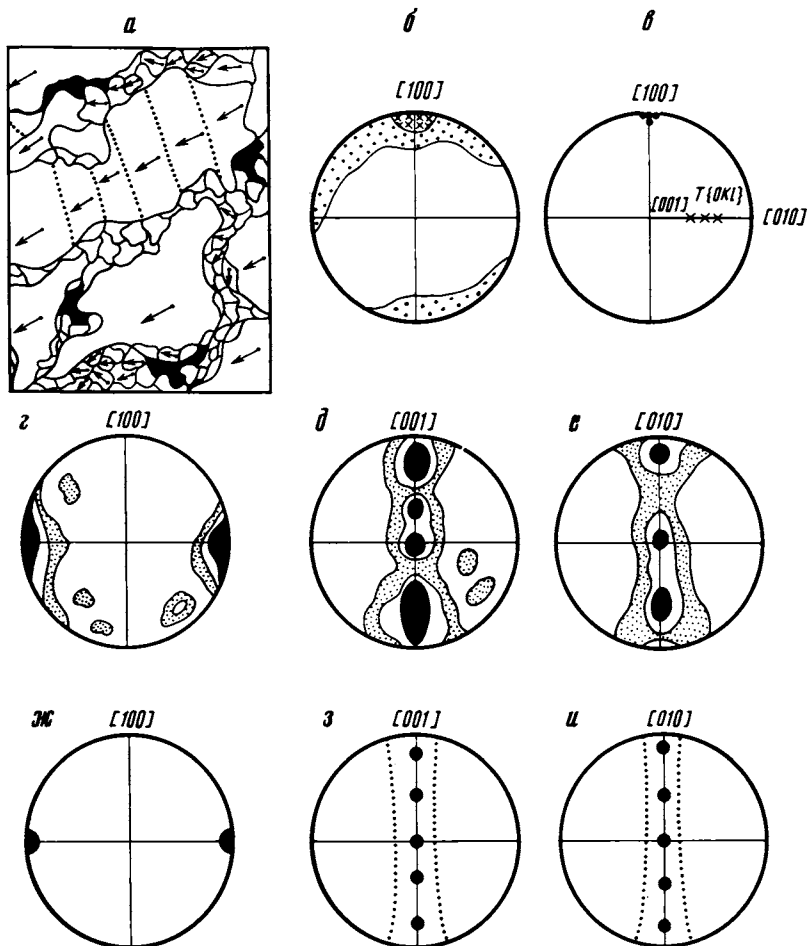


Рис. 32. Сравнительный анализ петроструктурных диаграмм

a — карта ориентировки осей индикатрисы оливина из дунитов горы Красной (Чукотка); *б-и* — микроструктурные диаграммы: *б, в* — диаграмма геометрии полос излома в оливинах из дунитов горы Красной, *з-е* — диаграммы ориентировки оливинов с системой скольжения $\{0kl\} [100]$, *ж-и* — синоптические диаграммы

шенствовании. Большую неопределенность вносит выбор констант, значения которых варьируют довольно широко в пределах выбранных материалов. В идеальном варианте к каждому реальному случаю необходимы экспериментальные работы по определению констант. Это особенно важно для полиминеральных пород. Тем не менее, несмотря на все указанные сложности и неопределенности, применение уравнений (1)–(4) возможно как предварительная оценка параметров стресса со всеми известными допущениями.

ПИРОКСЕН

История вопроса. Пироксен, так же как и оливин, является одним из породообразующих минералов, определяющих состав нижних горизонтов земной коры и верхней мантии. Пироксен входит в состав эндербитов, слагающих фундамент древних щитов. Таким образом, в ассоциации с различными минеральными парагенезисами пластические свойства пироксена вносят определенный вклад в деформацию верхней мантии и базальтового и гранитного слоев земной коры.

То, что в природных пироксенах существует система скольжения (100) [001], было известно уже в конце XIX в. [216]. Экспериментальные работы по выявлению механизмов деформации пироксенов подтвердили существование этой системы скольжения. Кроме того, был открыт новый механизм деформации пироксенов, заключающийся в том, что сдвиговая деформация в решетке пироксена приводит к фазовому переходу этой нарушенной области. Было установлено, что в зонах сдвиговых превращений происходит переход ромбического пироксена в моноклинный. Этот тип деформации, по-видимому, широко осуществляется в мантийных условиях.

Кристаллография. Группа ромбических пироксенов (энстатит—бронзит, гиперстен—зулит—ферросилит) имеет близкий состав с моноклинными пироксенами ряда клиноэнстатит—клиноферросилит (Mg, Fe)₂SiO₆. Оптические исследования показали, что и в ромбических и в моноклинных пироксенах наиболее эффективной оказывается система скольжения (100)[001]. Поэтому особенности деформации пироксенов будут рассмотрены на примере энстатита, который наиболее хорошо изучен в этом отношении. На рис. 33, А представлена кристаллографическая форма энстатита во В.В. Трегеру [109].

Основные кристаллографические элементы строения энстатита: ось a [100], с которой совпадает ось индикатрисы Nm ; ось b [010], с которой совпадает ось индикатрисы Np ; ось c [001], которой соответствует ось индикатрисы Ng . Параметры решетки энстатита [83] (в Å): a [100] = 18,2, b [010] = 8,9, c [001] = 5,2.

Структура пироксенов представлена слоями, состоящими из параллельных цепочек Si₂O₆, которые связаны между собой катионами металлов Mg и Fe. Согласно правилу Франка [115], наиболее предпочтительным направлением скольжения в пироксене окажется направление [001] с межатомным расстоянием 5,2 Å, которому соответствует самый короткий вектор Бюргера. Направления скольжения [010] и [100] не являются благоприятными для скольжения, так как в этих направлениях атомы характеризуются наиболее "рыхлой" упаковкой. Им соответствуют наиболее длинные вектора Бюргера — 8,9 и 18,2 Å.

Внутрикристаллическое скольжение в пироксене осуществляется вдоль слоев, состоящих из цепочек Si—O. В ходе внутрикристаллического скольжения наименее прочными оказываются связи между металлом и кислородом, в то время как связь между кислородом и кремнием внутри цепочки оказывается очень прочной.

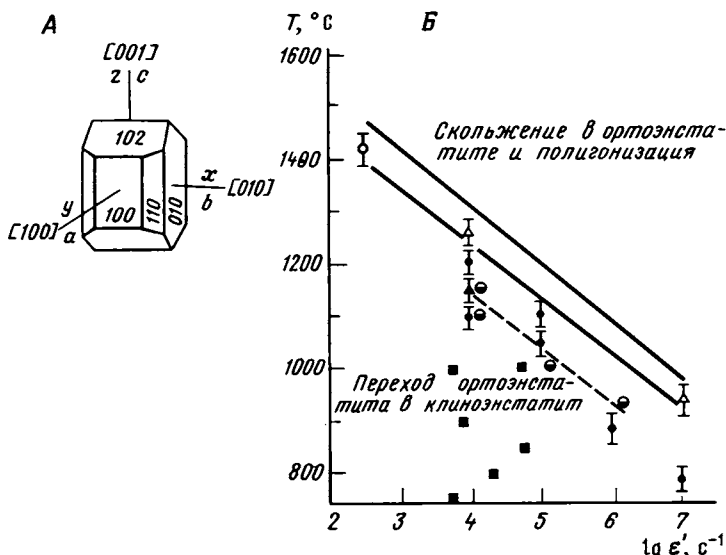


Рис. 33. Кристаллография пироксена (А) [109] и характер его пластической деформации (Б) по данным К.В. Рэли и соавт. [231]

Пластические деформации пироксена. Внутрикристаллическое скольжение. В экспериментальных условиях внутрикристаллическое скольжение по системе (100) $[001]$ в энстате было воспроизведено Ф. Тернером и соавт. [255]. Позднее эта же система скольжения была выявлена К. Рэли [231] и подтверждена многочисленными исследованиями дислокаций в трансмиссионном электронном микроскопе [176, 195]. По данным К. Рэли и соавт. [231], в энстатите система скольжения (100) $[001]$ становится доминирующей при температуре 1000° и скорости деформации 10^{-7}c^{-1} . На графике механизмов деформации энстатита в зависимости от температуры и скорости деформации область преобладания скольжения по системе (100) $[001]$ в энстатите показана двумя параллельными прямыми (см. рис. 33, Б).

Существуют указания [195] о возможном скольжении по направлению $[010]$ в плоскости (100). В целом скольжение в энстатите ограничивается только одной системой скольжения (100) $[001]$. В основном пластические свойства пироксенов определяются механизмом сдвиговых превращений, при котором осуществляются фазовые переходы ортоэнстатита в клиноэнстатит.

Сдвиговые превращения. Основной вклад в пластическую деформацию энстатита определяется механизмом сдвиговых превращений. Теоретические аспекты этого превращения были даны В. Брауном и соавт. [144] и Р. Коэ [154] и подтверждены многочисленными экспериментальными исследованиями [176, 195]. В результате этих работ было выяснено, что деформация сдвига в плоскости (100) параллельна оси $[001]$ на $13,3^\circ$ и приводит к образованию своеобразной

зоны изгиба, вдоль которой осуществляется переход из ортоэнстатита в клиноэнстатит. Этот переход осуществляется благодаря скольжению дислокаций в направлении $[001]$, при котором на плоскости (100) остаются дефекты дислокаций. В результате этого в структуре энстатита образуются деформационные ламели клиноэнстатита, при наблюдении в обычном оптическом микроскопе очень похожие на ламели структур распада. Ограничения ламелей распада в ортоэнстатитах соответствуют плоскости (100) , а клиноэнстатита — плоскости (001) . Ламели распада являются продуктом роста или диффузии, и поэтому природа их резко отлична от ламелей дислокационной природы. В то же время габитусные очертания у сдвиговых ламелей те же, что и у ламелей распада. Отличить их друг от друга можно только по характеру распределения и морфологическим особенностям дислокаций с помощью высокоразрешающей трансмиссионной электронной микроскопии. Однако, несмотря на то что диагностика ламелей сдвига и ламелей распада достаточно сложна и требует специальных тонких методов, ламели сдвига развиты чрезвычайно широко в природно-деформированных пироксенах.

Из графика (см. рис. 33, Б) видно, что переход энстатита в клиноэнстатит за счет сдвиговых превращений осуществляется в широком диапазоне температур и скоростей деформации. Пунктирная линия соответствует теоретически рассчитанной границе, отделяющей область деформации ортоэнстатита путем сдвиговых превращений, ведущих к переходу в клиноэнстатит, от области, в которой ортоэнстатит деформируется только путем скольжения и последующей рекристаллизации. Согласно экспериментальным данным, область перехода от сдвиговых превращений к внутрикристаллическому скольжению располагается между двумя параллельными прямыми. Из графика (см. рис. 33, Б) также видно, что критическая температура, выше которой сдвиговые превращения невозможны, а возможно лишь только скольжение и полигонизация, сильно зависит от скорости деформации.

Регенерация и рекристаллизация. Из экспериментальных работ известно, что пироксены намного хуже поддаются процессам регенерации и рекристаллизации. В условиях высокотемпературного отжига ($T = 1000—1500^\circ\text{C}$) плотности дислокаций в исходных деформированных зернах ортоэнстатита изменяются очень мало [195]. В то же время в этом же опытном образце в сосуществующем рядом с пироксеном оливине уже при температуре 1380°C практически все свободные дислокации испытывают миграцию и локализуются на границах субзерен. В этих экспериментах были отмечены низкие скорости переползания дислокаций по сравнению с таковыми в оливинах, в которых высокотемпературный крип осуществляется главным образом за счет активной ползучести дислокаций. Процессы рекристаллизации пироксена, так же как и регенерация, происходят с большим трудом. Все рассмотренные здесь пластические свойства ортоэнстатитов характерны и для клинопироксенов. Для пироксенов диопсид-геденбергитового ряда установлена также одна доминирующая система скольжения $(100)[001]$, которая становится активной при температуре 1000°C и скорости деформации $5 \times 10^{-5} \text{c}^{-1}$. Вместо сдвиговых превраще-

ний, известных пока только для ортопироксенов, в моноклинных пироксенах широко проявлен процесс механического двойникования по системам (100) [001] и (001) [100]. При низких скоростях деформации и высоких температурах двойникование моноклинных пироксенов по системе (100) [001] преобладает над двойникованием по системе (001) [100].

Глава 4

ДЕФОРМАЦИИ ПРОТОКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ (НА ПРИМЕРЕ ТОНАЛИТОВ, ГРАНИТОВ И АНОРТОЗИТОВ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)

Большинство пород, слагающих древнюю протоконтинентальную кору, представлены метаморфизованными в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций тоналитами, диоритами и различными гранитоидами палингенно-метасоматического генезиса, среди которых присутствуют тела габбро-анортозитов и лабрадоритов. Благодаря относительно низкой первичной структурной анизотропии, эти породы являются надежными маркерами тектонических процессов, происходящих в глубинных зонах протоконтинентальной коры. Мы рассмотрим особенности структурообразования древнейших магматических образований Кольского полуострова на разных уровнях структурной иерархии и главные механизмы твердопластического течения коровых масс в условиях метаморфизма на примере Центрально-Кольского и Мурманского блоков, наиболее детально изученных нами с этих позиций.

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОРОД ЧАРНОКИТОВОЙ СЕРИИ И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ОБРАЗОВАНИЙ КОЛЬСКОЙ СЕРИИ АРХЕЯ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Исследования пород чарнокитовой серии и других гранитоидов Балтийского щита были проведены автором совместно с сотрудниками ГИН АН СССР М.С. Марковым, И.К. Кацура и К.Х. Авакяном в центральной и северо-восточной частях Кольского полуострова. Были применены комплексное структурно-геологическое картирование, анализ последовательности структурных и метаморфических событий, микроструктурный анализ, а также изучение особенностей деформаций отдельных минералов с помощью электронной микроскопии.

Чарнокитовая серия Кольского полуострова представлена генетически единой ассоциацией гиперстенсодержащих пород, состав которых варьирует от основных (метапироксениты, амфибол-двупироксеновые плагиосланцы) до средних и кислых разновидностей (эндербиты и собственно чарнокиты). Согласно нашим исследованиям [1—3, 77], образования чарнокитового комплекса представляют собой единую рас-

слоенную серию магматических пород — пироксенит, габбро-норит, кварцевый диорит, тоналит-плагиогранит, метаморфизованную в условиях гранулитовой фации. Общая черта всех пород чарнокитовой серии Кольского полуострова — преимущественное развитие эндербитов, в то время как собственно чарнокиты и породы основного состава резко подчинены им.

Возраст пород чарнокитовой серии (район хр. Веже-тундра) 3000—3100 млн лет (Pb—Pb термоизохронный метод по цирконам из эндербитов и амфибол-двопироксеновых плагиосланцев, данные Л.В. Сумина) и 2900 млн лет (U—Pb определения по цирконам из тех же пород, данные Г.В. Грачевой и К.Х. Авакяна, Е.В. Бибиковой и соавт. [33]). Возраст эндербитов (“гиперстеновых тоналитов”) из района оз. Канентъявр, определенный Ю.Р. Пушкаревым и соавт. [96] по цирконам U—Pb изохронным методом, равен 2820 ± 20 млн лет.

Центрально-Кольская зона (район хребтов Веже-тундра, Афанасий-тундра, станций Кица и Пулозеро. В этом районе (рис. 34) породы чарнокитового комплекса слагают серию повторно-деформированных пластин, чередующихся с пластинами пород кольской серии. Образование кольской серии представлены гранат-биотитовыми, гиперстен-гранат-кордиеритовыми, силлиманит-гранат-кордиеритовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми гнейсами, метаморфизованными и гранитизированными в условиях гранулитовой фации. Контакты между гнейсами кольской серии и породами чарнокитовой серии, как правило, тектонические. Комплекс пород чарнокитовой серии, так же как и гнейсы кольской серии, в зоне контакта подвержены интенсивной бластомилонитизации, происходившей в условиях метаморфизма гранулитовой фации.

Характер внутреннего строения одной из крупных пластин пород чарнокитовой серии представлен на рис. 35. Наиболее распространены здесь эндербиты, составляющие 60% общего объема. Они характеризуются неясно выраженной полосчатостью, которая подчеркивается неоднородным распределением плагиоклаза, кварца и гиперстена. Двопироксеновые кристаллосланцы представлены тонкими полосками или довольно протяженными пластами, имеющими четкие границы на контактах с эндербитами. По распространенности эти породы уступают лишь эндербитам, составляя 30% общего объема образований чарнокитовой серии. В восточной части хр. Веже-тундра выделена “пачка” неравномерного тонкого переслаивания эндербитов и двопироксеновых кристаллосланцев. Метапироксениты развиты в резко подчиненных количествах, образуя серию будинообразных тел, смещенных вдоль простирания.

Рассмотрим характер структурообразования в пределах Вежетундровской пластины (см. рис. 35). Наиболее ранние этапы деформации представлены мелкими складками F_1 , мощность замковых частей которых резко превышает таковые на крыльях. Складки этой генерации встречаются только в виде реликтовых форм, не имеющих соседних сопряженных замковых пар. Параллельно их осевым плоскостям развита сланцеватость, выраженная в ориентировке кварца и гиперстена (S_1). Крупные структуры этого этапа (D_1) не были уста-

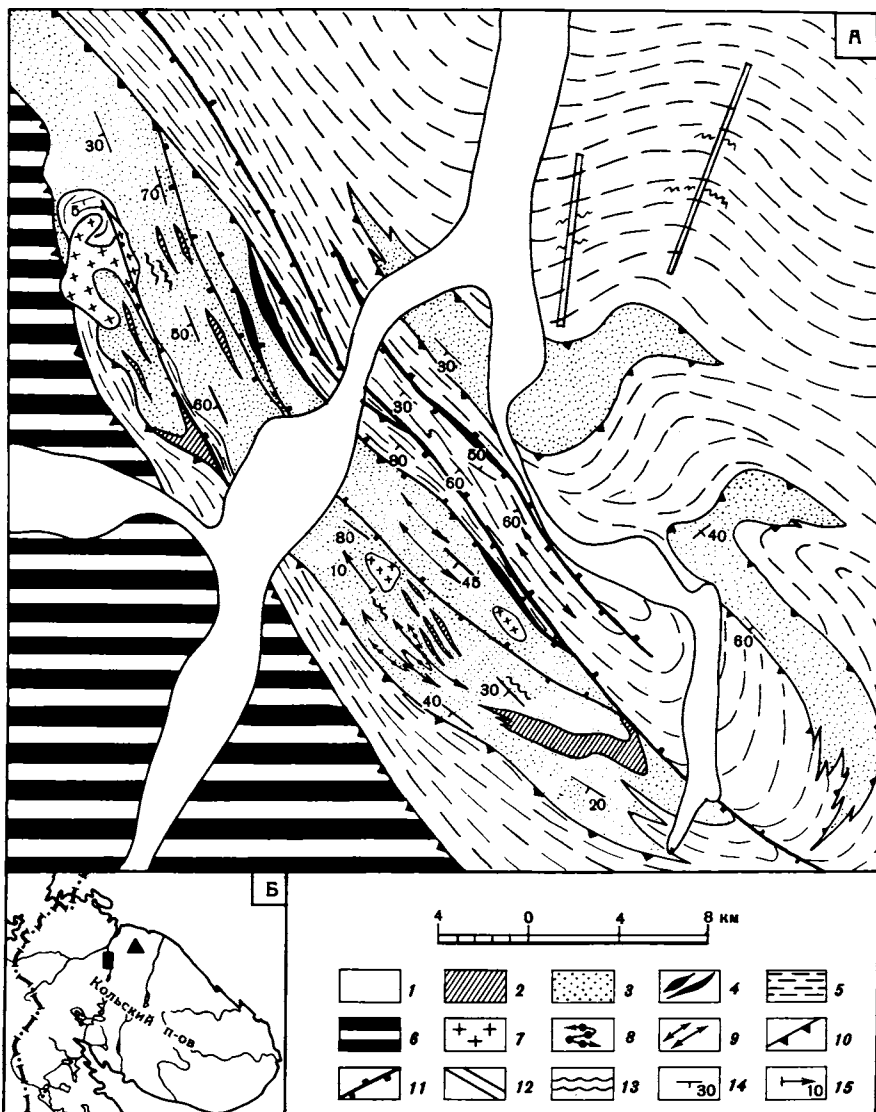


Рис. 34. Структурно-геологическая карта хребтов Веже-тундра и Афанасий-тундра

Структурная схема района (А) и схема расположения участков работ (Б). А: 1 — четвертичные отложения; 2—7 — архейские образования: 2—5 — раннеархейский комплекс пород фундамента (2—4 — чарнокитовая серия: 2 — амфибол-двупироксеновые плагиосланцы, 3 — эндрбиты, 4 — сапфиринсодержащие чарнокиты; 5 — кольская серия), 6 — лопийские образования Оленегорского зеленокаменного пояса, 7 — плагио-микроклиновые граниты; 8—15 — структурные элементы: 8, 9 — ориентировка осевых поверхностей пакетов изоклиальных складок, F_1 (8) и F_2 (9), 10 — положение границ надвиговых пластин, 11 — ориентировка сдвигов (S_3), 12 — ориентировка осевых поверхностей складок F_4 , 13 — зеркало складок F_1 , 14 — ориентировка сланцеватости (S_{1-2}) и метаморфической полосчатости (S_0), 15 — направление погружения линейности L_2 и шарниров складок F_2 . На Б: черный прямоугольник — месторасположение участка хребтов Веже-тундра и Афанасий-тундра (Центрально-Кольская зона); черный треугольник — район оз. Канентъявр (Мурманский блок)

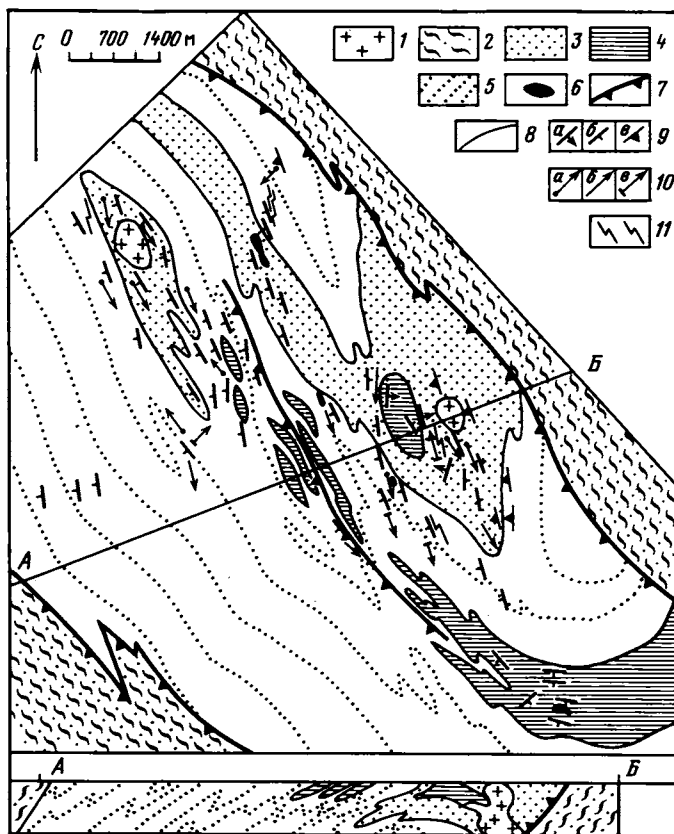


Рис. 35. Геологическая карта хр. Веже-тундра

1 — архейские плагиомикроклиновые граниты; 2 — глиноземистые гнейсы кольской серии; 3—6 — комплекс пород архейской чарнокитовой серии: 3 — крупно-среднезернистые биотит-гиперстеновые эндрбиты (60%) с прослоями биотит-амфибол-двупироксеновых эндрбитов (40%), 4 — биотит-амфибол-двупироксеновые эндрбиты с резко подчиненным развитием биотит-гиперстеновых эндрбитов, 5 — крупно-среднезернистые биотит-гиперстеновые эндрбиты (80%) с подчиненными прослоями биотит-амфибол-двупироксеновых эндрбитов (20%), 6 — метавебстериты, метагаббро-нориты; 7 — границы синметаморфических надвигов; 8 — геологические границы; 9 — положение плоскостных элементов; метаморфической полосчатости и сланцеватости (выраженной в ориентировке минералов гранулитовой фации) с углами падения 5—20° (а) и 20—60° (б), сланцеватости зон бластомилонитов (в) с углами падения 30—60°; 10 — погружение линейности зон бластомилонитов с углами 40—60° (а), шарниров мелких изоклиналильных складок первой генерации с углами 40—60° (б), минеральной линейности, выраженной в ориентировке агрегатов кварца, биотита и амфибола, шарниров изоклиналильных складок второй генерации (в) с углами 5—15°; 11 — рисунок мелких асимметричных складок второй генерации. Внизу дан разрез по линии А—Б

новлены. Параллельно шарнирам складок F_1 развита минеральная линейность, выраженная в ориентировке кварца.

Второй этап деформации (D_2) представлен дискретным развитием пакетов мелкомасштабных изоклинальных складок F_2 той же морфологии, что и складки F_1 . Эти складки F_2 представлены асимметричными правосторонними формами, размеры которых не превышают первых десятков метров. Внутри пластины эндрбитов отсутствует симметричное повторение разрезов, что косвенным образом указывает на отсутствие крупных складок F_2 . Параллельно шарнирам F_2 широко развита минеральная линейность L_2 , выраженная в ориентировке удлиненных зерен кварца и гиперстена, коричневой роговой обманки и высокотемпературного биотита. Длинные крылья складок F_2 субпараллельны плоскости надвига, а короткие — обнаруживают более крутые падения по отношению к ориентировке плоскости подошвы пластины. Вдоль осевых плоскостей складок F_2 часто отмечаются зоны локальных надвигов, которые смещают антиформные части замков в область фронтальной зоны Вежетундровской пластины. Синформные зоны при этом располагаются ниже подошвы локальных надвигов. Развитие таких структурных форм известно во фронтальных зонах многих надвиговых областей [155, 162]. Шарниры складок F_2 ориентированы перпендикулярно к направлению транспорта Вежетундровской пластины. Параллельно шарнирным зонам V_2 располагаются цепочки тектонизированных метапироксенитов, которые ведут себя подобно жестким "поплавкам" в пластичном субстрате. Структурный анализ (рис. 36) показывает, что шарниры складок F_2 и линейность L_2 располагаются под углом $80-90^\circ$ к направлению перемещения пластины эндрбитов. На рис. 36 также приведены соотношения и характер площадных ориентировок метаморфической полосчатости, кристаллизационной сланцеватости и шарниров складок первой генерации — V_1 .

Распределение складок F_2 в пределах единой пластины неоднородно. Они сосредоточены главным образом во фронтальной и центральной зонах пластины, в то время как в тыловой части количество складок минимально. Концентрация складок F_2 во фронтальной зоне пластины свидетельствует прежде всего о неоднородной динамической вязкости одного и того же эндрбитового материала в ходе твердопластического течения и указывает на разноградиентный характер этого течения. Как показывают минеральные ассоциации, участвующие в структурном парагенезисе складок F_2 , течение осуществлялось в условиях метаморфизма гранулитовой фации. Благодаря разноградиентному течению "горячих" коровых пластин в их фронтальных частях формируются зоны локального скупивания материала. Эти зоны картируются в виде крупной антиформной складки F'_2 , ядро которой представляет собой сложную зону нагромождения замковых частей складок F_1 и F_2 . Анализ положения антиформных замков мелких складок указывает, что материал перемещался в северо-восточном направлении (40°) под углом $10-30^\circ$. Во фронтальной зоне надвиговой пластины отмечается также обилие зон частичного плавления эндрбитов, представленных телами плагиоклазитов и выделением жильных и гнездообразных кварц-гиперстен-плагиоклазовых ассоциаций. Эти данные поз-

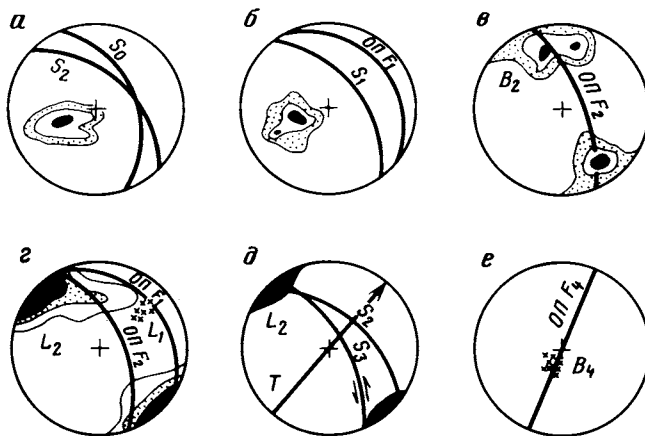


Рис. 36. Структурный анализ в породах чарнокитовой серии района хребтов Вежтундра и Афанасий-гундра

Диаграммы построены на верхней полусфере стереографической сетки Вульфа; *a* — πS -диаграмма ориентировки полюсов плоскостей метаморфической полосчатости S_0 . Изолинии 2—4—18% (74 замера); S_2 — положение плоскости надвига; *b* — πS -диаграмма ориентировки полюсов плоскостей кристаллизационной сланцеватости S_1 . Изолинии 3—8—30% (35 замеров); *c* — диаграмма ориентировки шарниров B_2 изоклиналиных складок и положение их осевых плоскостей — ОПФ₂. Изолинии 2—5—10% (39 замеров); *d* — диаграмма ориентировки линейности L_2 ; крестики — положение линейности L_1 . Нанесены осевые плоскости складок F_1 и F_2 ; изолинии 1—7—20% (68 замеров); *e* — положение плоскости надвига Вежтундровской пластины пород чарнокитовой серии S_2 и плоскости более позднего пластического сдвига S_3 , T — направление линии транспорта Вежтундровской пластины; *e* — ориентировка шарниров складок F_4 (крестики) и положение их осевой поверхности ОПФ₄.

воляют предполагать, что перемещение "горячих" эндербитовых пластин протекало в условиях неоднородного твердопластического течения, сопровождающегося метаморфизмом гранулитовой фации и частичным плавлением корового материала, особенно значительного в зонах скучивания. В тыловых зонах пластины развиты лишь структуры растяжения — будинирование более жестких пластов метапироксенитов и тотальное развитие линейности *a*-типа по кварцу.

Согласно теоретическим моделям надвиговых зон [155, 162, 184], в породах, вовлеченных в надвигообразование, возможно преимущественное развитие линейных текстур, ориентированных параллельно направлению тектонического транспорта. В пределах Вежтундровской пластины наблюдается обратное: широко развиты линейные ориентировки зерен кварца в направлении, перпендикулярном линии транспорта. Линейность L_2 , так же как и шарниры складок F_2 , имеет субгоризонтальную ориентировку в северо-западном—юго-восточном направлении (см. рис. 36, *d*).

Что касается шарниров складок F_2 , то их ориентировка, перпендикулярная направлению транспорта, может быть объяснена вращением пластов в ходе перемещения пластины. При этом ось вращения B_2 ориентирована нормально к линии транспорта. Дополнительные аргу-

менты в пользу вращения были получены при наблюдении за отдельными фрагментами будинированных малоомощных тел метапироксенитов. Разобшение этих пластов на мелкие фрагменты и дальнейшее их вращение приводят к образованию локальных "ксенолитоподобных" включений метапироксенитов среди эндербитов. Эти включения имеют тектоническую природу [49], характер сланцеватости, обрамляющей включения, свидетельствует об их вращении вокруг оси V_2 .

Если элементы вращения, присутствующие в породах, подтверждают вращательную природу складок F_2 , то вряд ли вращением можно объяснить предпочтительную ориентировку лентикулярного кварца L_2 . Никаких элементов вращения кварца в шлифах не наблюдалось. Напротив, анализ элементов микростроения эндербитов показал, что деформация эндербитов протекала под контролем высокотемпературной ползучести, в которой большая роль отводится внутрикристаллической трансляции кварца и динамической рекристаллизации [44, 46]. Казалось, при таких механизмах деформации было бы обычным ожидать, что удлинённые зерна кварца будут маркировать направление транспорта тектонической пластины, как это известно для многих регионов [163, 199, 242]. Решение этого противоречия будет показано позже с помощью модели формоизменения кристалла кварца в поле тектонических напряжений с учетом особенностей строения его кристаллической решетки.

С этапом деформации D_3 мы связываем формирование собственно чарнокитов, слагающих локальные узкие зоны, вытянутые в северо-западном направлении и отдельные неопределённой формы участки в поле развития эндербитов и амфибол-двупироксеновых плаггиосланцев. Собственно чарнокитовые образования приурочены к зонам повышенной проницаемости флюидов [3], которыми являются области контактов пород чарнокитовой серии с гнейсами кольской серии, а также тектонические контакты между мелкими чешуями эндербитов внутри крупных пластин. Чарнокиты представлены тонкопосочатыми бластомилонитами и среднезернистыми гнейсовидными породами, содержащими гиперстен, силлиманит, кордиерит, сапфирин, шпинель, гранат, ортоклаз и кварц. Особенности состава чарнокитов подробно рассмотрены ранее [3].

В чарнокитах развита локальная мелкомасштабная складчатость (F_3) с четко выраженной дисгармоничностью их замковых частей. Морфология этих складок резко отличается от линейных изоклиналиных складок F_1 и F_2 , широко развитых в эндербитах. Для складок F_3 характерны крутые осевые поверхности и крутые, почти вертикальные шарниры. Параллельно осевым плоскостям складок развиты крутопадающие на юго-запад зоны бластомилонитовой сланцеватости (S_3).

Такие соотношения позволяют предполагать, что складчатость F_3 и формирование бластомилонитовых структур, развитых только локально, там, где присутствуют чарнокиты, составляют единый структурный парагенезис. Формирование этих структур контролировалось крупной зоной сдвига северо-западного простирания. Основная линия этого сдвига проходит у подножия северо-восточных склонов

горной гряды Веже-тундра и Афанасий-тундра и приблизительно совпадает с зоной северо-восточного контакта крупной пластины пород чарнокитовой серии и гнейсов кольской серии. Плоскость сдвига имеет северо-западное простирание при крутом (70—80°) падении на юго-запад. Благодаря развитию этого более позднего сдвига в породах чарнокитовой серии наблюдается закономерный для геометрии сдвига подворот сланцеватости и метаморфической полосчатости. Согласно рисунку этих подворотов сдвиг определяется как левосторонний (см. рис. 34). Формирование сдвига происходило в условиях гранулитового метаморфизма высоких давлений [3].

Мурманский блок (район оз. Канентъявр). Рассмотрим теперь чарнокитовый комплекс, расположенный в другой структурно-фациальной зоне. Давно известные обширные выходы эндербитов в районе оз. Канентъявр, горы Сэвэр и прилегающих к правобережью р. Средней площадях часто называют Канентъяврским массивом, или канентъяврской эндербитовой серией [16]. Наши исследования в районе оз. Канентъявр—р. Средняя показали, что в разрезе этой "эндербитовой" серии действительно преимущественно развиты массивные лейкократовые (20%) и мезократовые эндербиты (75%), среди которых в резко подчиненных количествах наблюдаются маломощные линзы метапироксенитов (5%).

Эндербиты характеризуются неравномерной грубой полосчатостью (S_0) и гнейсовидностью. Переходы между разностями постепенные, они обеспечиваются вариациями эндербитов по составу — от кварцевых диоритов и тоналитов до трондъемитов и плагиогранитов. Среди эндербитов района оз. Канентъявр встречаются отдельные полосы гранатсодержащих эндербитов, в которых гранат ассоциирует с гиперстеном, а также гиперстен-кварц-плагиоклазовые жилы, расположенные параллельно полосчатости S_0 , и отдельные гнездовидные выделения такого же состава. Все эти особенности указывают на то, что породы "эндербитовой серии" района оз. Канентъявр были подвержены метаморфизму и ультраметаморфизму гранулитовой фации. Процессы наложного метаморфизма амфиболитовой фации устанавливаются по реакциям замещения гиперстен → обыкновенная зеленая роговая обманка → буро-зеленый биотит.

Геологические соотношения всех разновидностей, слагающих породы "эндербитовой серии" района оз. Канентъявр, и их петрографический состав позволяют сопоставить их с чарнокитовой серией, развитой на хребтах Веже-тундра, Афанасий-тундра и в районе оз. Пулозеро—ст. Кица. Несмотря на то что в районе оз. Канентъявр отсутствуют такие члены разреза, как двупироксеновые кристаллосланцы и собственно чарнокиты, известные в Центрально-Кольской зоне, мы относим ассоциацию этих пород также к чарнокитовой серии по терминологии С.Е. Тилли [251] и Т.Н. Холланда [191].

Согласно точке зрения А.Н. Виноградова и Г.В. Виноградовой [16], детально изучавших канентъяврский комплекс, эндербиты рассматриваются как первично-коровые гранитоиды, а метапироксениты считаются ксенолитами основных пород, спорадически расположенными среди них. Согласно нашим данным [49], форма включений метапи-

роксенитов и их пространственное распределение среди эндербитов обязаны тектоническим процессам. В связи с этим метапироксениты также включаются нами в разрез чарнокитовой серии района оз. Канентъявр.

Породы чарнокитовой серии в районе оз. Канентъявр подвержены интенсивной плагиогранитизации и плагиомикроклинизации. Наблюдаются постепенные переходы от эндербитов к плагиогранитам, плагио-микроклиновым гранитам и гранито-гнейсам. Картирование территории позволило установить их неравномерное развитие. На рис. 37 (см. вкл.) хорошо видно, что породы чарнокитовой серии сохраняются лишь в виде отдельных пятнистых полей и неясно выраженных зон северо-восточного простирания, "утопающих" среди гранитов и гранито-гнейсов. В этих реликтовых эндербитах часто наблюдается ортогональная система плагиогранитных жил субширотного и субмеридионального простирания. Встречаются отдельные рассеянные среди эндербитов гнезда плагиомикроклиновых гранитов.

В юго-западном направлении от оз. Канентъявр породы чарнокитовой серии сменяются осадочно-вулканогенными образованиями зеленокаменного пояса Петцордынч. Эти породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Именно здесь проводится современная граница Мурманского блока и Центрально-Кольской зоны. Структурное положение зеленокаменного пояса Петцордынч позволяет предполагать, что он является тектоническим фрагментом более крупного архейского зеленокаменного пояса Колмозеро—Воронья. В северо-западном направлении на левобережье р. Средней осадочно-вулканогенные образования пояса Петцордынч тектонически выклиниваются, исчезая среди поля развития глиноземистых гнейсов кольской серии.

Из анализа структурно-геологической карты (см. рис. 37) следует, что в районе горы Лисьей в контакте с гранитоидами Мурманского блока находится еще один зеленокаменный пояс, строение которого сопоставимо с поясом Петцордынч. Не исключено, что пояса Лисьегорский и Петцордынч некогда составляли единую структуру. В настоящее время они разобщены субмеридиональным разломом сдвиговой природы, проходящим по долине р. Средней.

Контакты между породами чарнокитовой серии и осадочно-вулканогенными образованиями пояса Петцордынч субвертикальные. В зоне контакта развиты мощные тела плагиопегматитов, плагиогранитов, плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов. Среди эндербитов, развитых вблизи контакта, наблюдается обилие гранатсодержащих плагиогранитов.

Наиболее ранние деформации обнаружены в породах чарнокитовой серии. К ним мы относим формирование уплощенности, выраженной в ориентировке кварца и агрегатов гиперстена. В зонах появления гранатовых эндербитов иногда отмечается слабое линзовидное удлинение зерен граната, ассоциирующего с гиперстеном. Эта ранняя плоскостная структура (S_{n+1}) деформирована единичными изоклинальными складками (F_1). Осевые плоскости этих складок полого погружаются на юг, юго-запад. Ориентировку шарниров складок F_1 установить не удастся из-за неблагоприятных эрозионных срезов.

Второй этап деформации представлен пакетами изоклиналильных складок (F_2) с пологими, падающими на юг—юго-запад осевыми плоскостями. Шарниры складок погружаются в субширотном направлении с углами $0—10^\circ$. Со складками F_2 связана минеральная линейность L_2 , выраженная в ориентировке зерен кварца. Вдоль осевых плоскостей этих складок расположены гиперстен-кварц-плаггиоклазовые жилы. Соотношения складок F_1 и F_2 были установлены в нескольких случаях по типичным для наложенной складчатости структурам "замок в замке".

Складки F_2 развиты в эндрбитах неравномерно. Они сохраняются в пределах отдельных зон, в которых преобладает пологое залегание кристаллизационной сланцеватости и полосчатости. Зоны пологого залегания кристаллизационной сланцеватости S_2 вытянуты в северо-западном направлении. По периферии вдоль направления простираения они ограничены зонами бластомилонитов и новой более поздней кристаллизационной сланцеватостью (S_3), выраженной в ориентировке минералов амфиболитовой фации: буро-зеленого биотита и амфибола. Эти зоны характеризуются северо-западным простираением и почти вертикальным падением. Такие соотношения позволяют предполагать, что пакеты изоклиналильных складок $F_1—F_2$ являются реликтовыми структурами пород чарнокитовой серии, сохранившимися на фоне более позднего рассланцевания и бластомилонитизации, сопровождавшихся метаморфизмом амфиболитовой фации. Формирование пакетов изоклиналильных складок сопровождалось метаморфизмом и ультраметаморфизмом гранулитовой фации. Пространственная ориентировка шарниров складок и минеральной линейности позволяет предположить, что они сформировались в условиях глубинного надвигообразования. Направление перемещения материала осуществлялось с северо-востока на юго-запад.

Этап деформации D_3 связан с метаморфизмом амфиболитовой фации, сопровождающимся интенсивным развитием гранитизации. В это время формируются многочисленные дисгармоничные складки, которые деформируют новообразованный плаггиогранитный и плаггиоклиновидный материал. Наибольшее развитие в эпоху гранитизации получают гранито-гнейсовые купола и овалы. Эти структуры были описаны ранее [84]. В зоне, прилегающей к южному ограничению Мурманского блока, эти купола почти полностью линейаризированы, и установление таких структур затруднено из-за развития здесь крутой сланцеватости северо-западного направления — S_3 . Однако реликтовые зоны куполовидных структур, связанных с плаггиогранитизацией амфиболитовой фации, при детальном картировании выделяются и здесь. Так, на горе Кемвид закартирована типичная купольная структура, в строении которой участвуют породы чарнокитовой серии, подверженные интенсивной плаггиогранитизации (см. рис. 37). Другая реликтовая куполовидная структура закартирована на левом берегу р. Средней, севернее оз. Мальявр. Здесь гранито-гнейсовый купол формируется тонкополосчатыми мигматизированными послыбно биотитовыми гнейсами. Эти породы резко отличны от гранито-гнейсов, сформированных в результате развития кристаллизационной сланцеватости по плаггиогранитам. В них наблюдается контрастная полосчатость, которая уси-

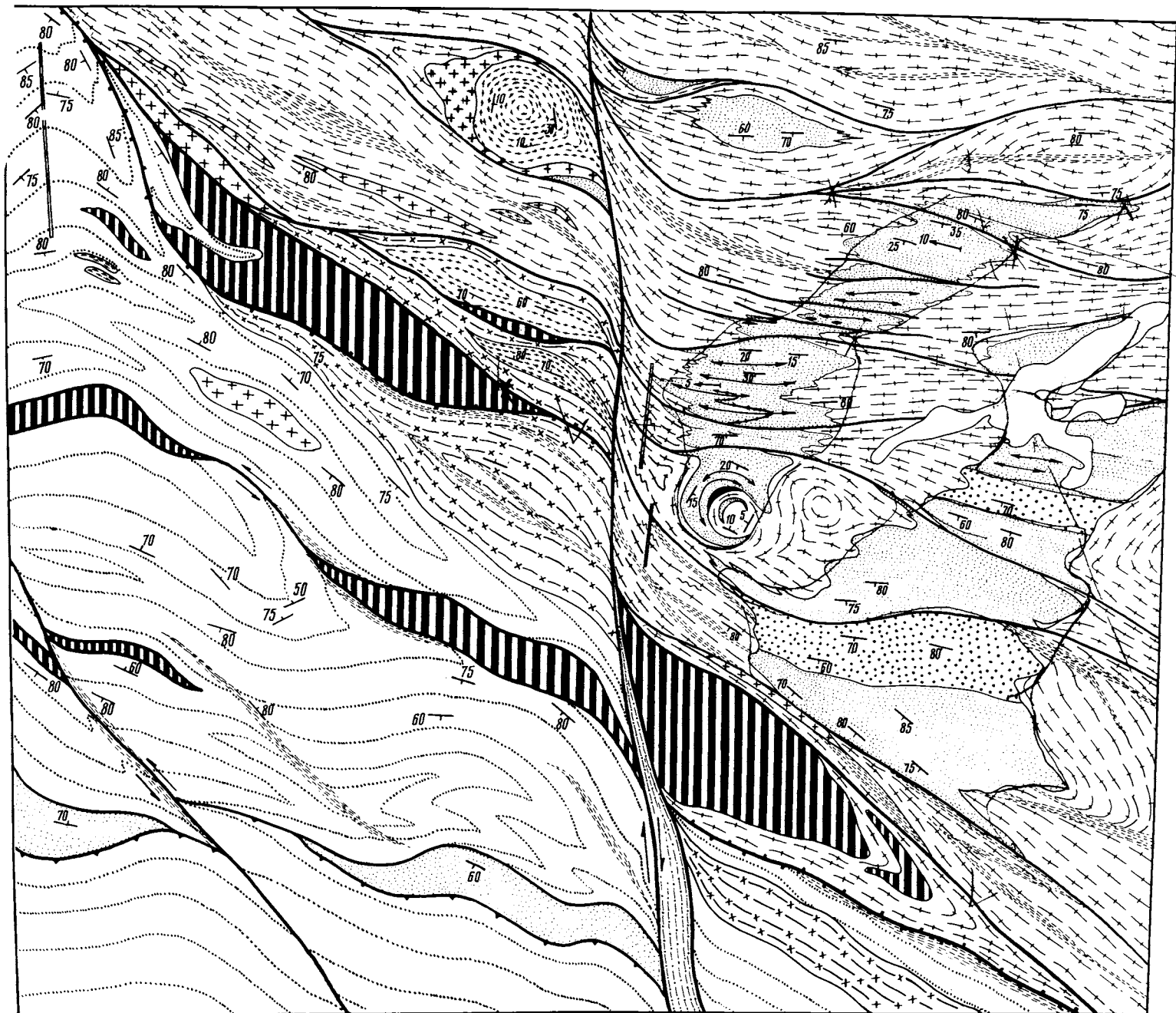


рис. 37. Структурная карта района оз. Канентъявр (Мурманский блок)
 Местоположение района работ отмечено черным треугольником на врезке Б на рис. 34. 1, 2 — раннеархейский комплекс пород фундамента: 1 — породы чарнокитовой серии (а — метапироксениты, б — мезократовые эндербиты, в — лейкократовые эндербиты), 2 — кольская серия; 3—5 — метаморфогенные гранитоиды: 3 — плагиограниты и плагиомикроклиновые граниты и гранитогнейсы, 4 — плагиопегматиты, 5 — микроклиновые граниты; 6, 7 — осадочно-вулканогенные образования лопийских зеленокаменных поясов; 6 — осадочный комплекс (шельфовые отложения чехла — мигматизированные биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы), 7 — осадочно-вулканогенные образования, насыщенные телами метагаббро (собственные образования зеленокаменных поясов);

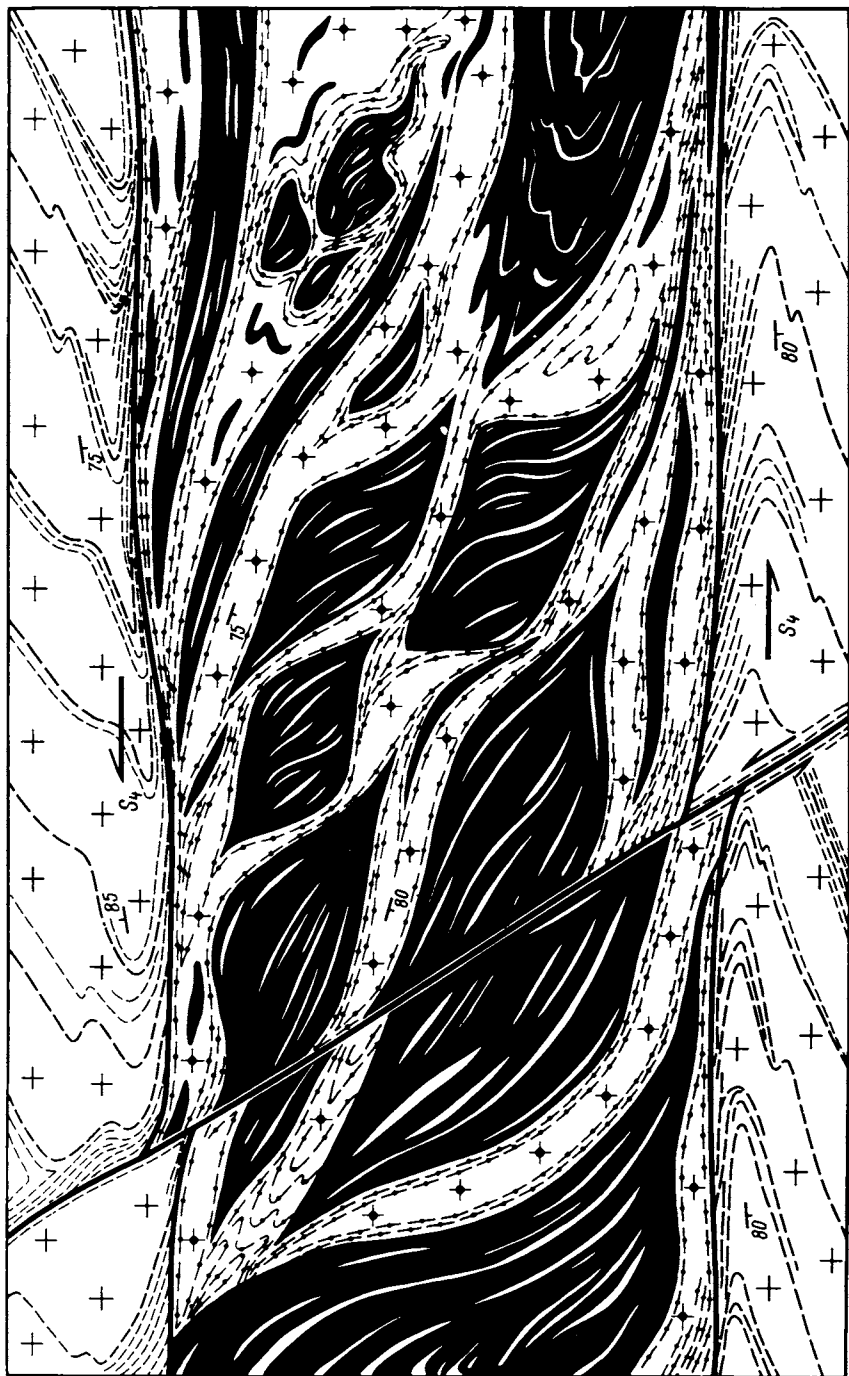
8—16 — структурные элементы: 8 — осевые поверхности изоклиальных складок F_1 , 9 — осевые поверхности изоклиальных складок F_2 , 10 — зеркало складок F_3 (а) и положение их осевых поверхностей (б), 11 — надвиговые границы пластин пород чарнокитовой серии, 12 — зоны сдвигов (стрелки — направление сдвига, там, где стрелки отсутствуют, жирные линии соответствуют зонам бластомилонитов, совпадающих с пластическими сдвигами этапа D_4), 13 — зоны интенсивного расщепления и бластомилонитизации, S_4 , 14 — ориентировка кристаллизационной сланцеватости S_2 и S_4 , 15 — ориентировка шарниров B_2 и минеральной линейности L_2 , 16 — эпидот-хлоритовые и хлоритовые динамосланцы (S_5); 17 — граница Мурманского блока и Центрально-Кольской зоны

ливается послышной мигматизацией. Возможно, этот комплекс первично-осадочный. По периферии купольной зоны расположены крутоориентированные интенсивно рассланцованные тела плагиомикроклиновых и микроклиновых гранитов. Сланцеватость в них характеризуется северо-западным простиранием с крутым падением на юго-запад.

Этапу деформации D_3 свойственны широко развитые пластические сдвиги, осуществлявшиеся вдоль крутонаклонных плоскостей северо-западного простирания. Зона главного сдвига пересекает породы чарнокитовой серии, поля плагиогранитов и плагиомикроклиновых гранитов Мурманского блока, захватывая осадочно-вулканогенные породы зеленокаменных поясов Лисьегорсокго и Петцордынч. С заложением этого мощного сдвига мы связываем широкое площадное развитие кристаллизационной сланцеватости S_3 и бластомилонитов, которые наложены на пакеты изоклинальных складок F_2 в породах чарнокитовой серии и на купольные структуры, сложенные плагиогранитами и плагиомикроклиновыми гранитами. В тех местах, где сланцеватость S_3 развита наиболее интенсивно, эндербиты резко меняют свою текстуру: они становятся похожими на диоритогнейсы и биотитовые гнейсы. Лишь редкие реликты гиперстена и плагиоклаза с антипертитовыми структурами позволяют распознать их додеформационную природу. Такие сильные текстурные изменения наблюдаются и в плагиогранитах: они превращаются в биотитовые гнейсы или в типичные бластомилониты, бластокатаклизиты. Формирование мощного сдвига в южном контакте Мурманского блока сопровождается метаморфизмом амфиболитовой фации.

Особенно контрастно сдвиговые деформации проявляются в пластах метапироксенитов, входящих в состав чарнокитовой серии. На рис. 38 показана динамика этого процесса, наблюдаемая в одном из коренных обнажений, расположенном северо-западнее горы Сэввэр. В результате сдвиговой деформации маломощные пласты метапироксенитов были разбиты на отдельные ромбоздрические блоки, конфигурация которых находится в соответствии с геометрией касательных напряжений. Эти блоки затем были смещены относительно друг друга и "расташены" вдоль направления общего сдвига. Перемещение таких тектонических фрагментов сопровождалось вращением отдельных блоков и плавным сглаживанием их остроугольных очертаний. В результате этого часть мелких блоков метапироксенитов приобрела вид линз или эллипсоидных тел с плавными S-образными подворотами их утоненных концов. Промежутки между блоками заполнены плагиогранитным материалом, перераспределяющимся в условиях твердопластического сдвигового течения. Об этом свидетельствует кристаллизационная сланцеватость и пространственное распределение самого плагиогранитного материала, которые конформно обтекают тектонические фрагменты метапироксенитов. Именно такие включения рассматривались ранее [16] как ксенолиты базитовых пород среди первично-коровых гранитоидов.

Приведенные данные свидетельствуют о тектонической природе ксенолитоподобных включений. Площадное картирование показало также, что все ксенолитоподобные породы и отдельные линзы метапирок-



сенитов обособляются в отдельные полосы субширотной ориентировки. Простираение этих условных, реставрированных полос параллельно грубой полосчатости в эндрбитах. Ксенолитоподобные фрагменты метапироксенитов являются результатом структурно-метаморфической перестройки единого расслоенного комплекса пород, выделяемого нами в составе чарнокитовой серии.

С этапом деформации D_4 связано формирование открытых волнообразных складок (F_4), характеризующихся субмеридиональным, реже северо-восточным простираением их крутоориентированных осевых плоскостей. Шарниры складок F_4 субвертикальные. Вдоль осевых плоскостей складок F_4 развиты зоны локальной хлоритизации и эпидотизации, иногда отмечаются тонкие жилки, выполненные эпидотом и плагиоклазом. По-видимому, эту складчатость можно рассматривать как результат вращения ранних структурных плоскостей при формировании более молодого сдвига, погребенного под аллювиальными отложениями р. Средней. Сдвиг имеет субмеридиональное направление. На правом берегу р. Средней известны обнажения, где развиты мощные зоны низкотемпературных хлорит-эпидотовых бластокатаклизитов, характеризующиеся субвертикальной субмеридиональной ориентировкой. В результате этого субмеридионального сдвига Канентъяврский блок оказывается смещенным в южном направлении на 12 км.

Таким образом, особенности деформаций пород чарнокитовой серии в пределах Мурманского блока позволяют реконструировать следующие главные элементы тектонического развития этого региона в архейское время. Формирование ранних складок F_1 и пакетов изоклинальных складок F_2 , раннюю кристаллизационную сланцеватость S_1 и S_2 мы связываем с этапом надвигообразования, осуществлявшегося в условиях метаморфизма гранулитовой фации и сопутствующего ему ультраметаморфизма. Надвигообразование происходило с перемещением пластин в южном направлении.

Второе наиболее ярко выраженное явление архейского тектогенеза в зоне Мурманского блока — формирование гранито-гнейсовых куполов, которое осуществляется при метаморфизме и ультраметаморфизме амфиболитовой фации. В результате этого процесса породы чарнокитовой серии претерпевают значительные преобразования и сохраняются только в виде отдельных реликтовых полей, неравномерно размещенных в поле развития плагио- и плагиомикроклиновых гранитов.

Третий этап завершается формированием мощного пластического сдвига северо-западного направления, по которому сейчас и определяется южная граница Мурманского блока. Этот сдвиг дешифриру-

Рис. 38. Ксенолитоподобные фрагменты метапироксенитов в породах чарнокитовой серии района оз. Канентъявр (рисунок обнажения)

1 — метапироксениты амфиболсодержащие пироксениты, пироксеносодержащие амфиболиты и плагиоклазовые амфиболиты; 2 — эндрбиты; 3 — сланцеватость S_4 в эндрбитах; 4 — плагиомикроклиновые граниты; 5 — сланцеватость S_4 в плагиомикроклиновых гранитах; 6 — пластические сдвиги этапа D_4 ; 7 — ориентировка кристаллизационной сланцеватости

ется на космических и высотных аэрофотоснимках. Зона влияния Мурманского сдвига на породы Мурманского блока и Центрально-Кольской зоны довольно обширна. С ней связано формирование интенсивной кристаллизационной сланцеватости северо-западного простирания и зон бластомилонитов, затушевывающих структуры двух первых этапов.

Структуры позднего этапа представлены волнистыми складками субмеридионального, северо-восточного структурного плана, свойственными не только рассмотренным здесь чарнокитоидам и гранитоидам. Они присутствуют во всех архейских гранитоидах [58] Кольского полуострова. Во многих регионах, расположенных в северной части Кольского полуострова [40], эти складки связаны с низкотемпературной минерализацией, отвечающей условиям метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Однако датировать эти структуры довольно сложно. Как было выяснено на участке, прилегающем к оз. Канентъявр, складки F_4 обязаны своим происхождением субмеридиональному сдвигу. Возможно, что эти структуры являются заключительной стадией архейского тектогенеза, не исключается также их более молодой возраст.

Проанализируем особенности архейского тектогенеза пород чарнокитовой серии в двух различных структурно-фацильных зонах Кольского полуострова — Центрально-Кольской зоне и Мурманском блоке. Анализ особенностей деформаций и связь их с метаморфизмом и гранитизацией позволили обнаружить сходство в стиле ранних стадий и резкие отличия в стиле поздних деформаций архейского тектогенеза.

Как в Центрально-Кольской зоне, так и в Мурманском блоке установлена единая стадия глубинного надвигообразования, протекавшая в условиях гранулитового метаморфизма и ультраметаморфизма. В Центрально-Кольской зоне в надвигообразование были вовлечены также супракрустальные породы кольской серии, метаморфизованные совместно с породами чарнокитовой серии в условиях единого метаморфизма гранулитовой фации. Оба этих комплекса мы рассматриваем в составе раннеархейского фундамента Кольского полуострова. В Мурманском блоке образований, подобных кольской серии, как будто неизвестно. Это означает, что супракрустальные образования кольской серии на территории Мурманского блока не были развиты вообще или были локализованы лишь в виде небольших ограниченных участков, которые позже были полностью эродированы. Таким образом, в раннеархейском срезе породы фундамента обнаруживают общий стиль глубинного надвигообразования, который приводит к значительному сучиванию материала во фронтальных зонах тектонических пластин.

Причиной глубинного надвигообразования, по-видимому, послужило заложение зеленокаменных поясов — Петцордынского и Лисьегорского — на границе Мурманского блока и Центрально-Кольской зоны и Оленегорского зеленокаменного пояса, расположенного на границе Центрально-Кольской зоны и Беломорского блока. Строение Оленегорского пояса и его геодинамика будут рассмотрены ниже. Здесь же отметим, что Центрально-Кольская зона представляет собой древний микроконтинент, ограниченный лопийскими зеленокаменными поясами

[2, 77]. Характер структурообразования в пластинах пород чарнокитовой серии свидетельствует о нагнетании твердопластичного корового материала путем субгоризонтальных перемещений от зеленокаменных поясов к центру микроконтинента. Во фронтальных частях глубоких пластин, в зонах скупивания корового материала формируются области частичного плавления, выраженные в формировании тел плагиоклазитов и жильных гранитоидов. В осевой зоне Центрально-Кольского микроконтинента отмечается крутоориентированный складчатый пояс. В строении этого пояса участвуют породы супракрустальной кольской серии и комплекс чарнокитоидов. Здесь же широко развиты плагиограниты и плагиомикроклиновые граниты. Можно предположить, что этот складчатый пояс является тектоническим швом, где происходит перераспределение материала, двигавшегося во встречных направлениях от краевых областей микроконтинента в его осевую зону в эпоху заложения лопийских зеленокаменных поясов.

Рассмотрим гранито-гнейсовые купола, широко распространенные на территории Мурманского блока в северном обрамлении Лисьегорского, Петцордынчского и Колмозеро-Вороньинского зеленокаменных поясов, и обсудим, почему такие структуры отсутствуют внутри Центрально-Кольской зоны и в ее юго-западном обрамлении. Согласно модели В.С. Федоровского [111], разработанной для раннепротерозойских зеленокаменных поясов, гранито-гнейсовые купола формируются в зонах шельфовых отложений, примыкающих к структурам зеленокаменного трога. Поскольку у архейских зеленокаменных поясов много общего с раннепротерозойскими [43], привлечем раннепротерозойскую модель структурно-вещественного парагенеза зеленокаменных поясов к архейской ситуации. Анализируя площадное развитие гранито-гнейсовых куполов, можно предположить, что шельфовые отложения зеленокаменных поясов (Лисьегорского, Петцордынчского и Колмозеро-Вороньинского) перекрывали породы архейского фундамента на территории Мурманского блока и служили своеобразным экраном для гранитизирующих флюидов. По-видимому, шельфовые отложения оказались здесь либо полностью гранитизированными, так что их первичная природа теперь уже не может быть реставрирована, либо были полностью уничтожены эрозией. Однако появление в зонах развития гранито-гнейсовых куполов тонкополосчатых мигматизированных биотитовых гнейсов, которые были закартированы нами в небольшой куполовидной структуре на левобережье р. Средней, ставит перед нами вопрос: не является ли этот комплекс реликтами гранитизированного шельфа? Возможно, такие же реликты шельфовых пород существуют и в поле развития кольской серии в непосредственной близости с южным контактом Лисьегорского и Петцордынчского зеленокаменных поясов. Именно там нами отмечены зоны развития мигматизированных биотитовых и силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов, метаморфизованных в амфиболитовой фации, которые трудно отличить от диафторированных пород кольской серии близкого состава.

Предварительный анализ геологических материалов позволяет сделать предположение, что более широкие поля развития лопийского

шельфового комплекса располагаются в восточной части Мурманского блока, где они выделены в составе баренцевоморской толщи.

Таким образом, с учетом изложенных данных мы предполагаем, что до времени заложения лопийских зеленокаменных поясов Мурманский блок и Центрально-Кольский блок представляли собой единый прото-континент, сложенный раннеархейским чарнокитовым комплексом и неравномерно перекрытый супракрустальными образованиями кольской серии. В лопийское время этот протоконтинент был разделен на два микроконтинента, внутренняя структура которых была определена геодинамическим режимом зеленокаменных поясов (мелких рифтовых зон). После того как на территории Мурманского блока в фундаменте, перекрытом шельфовыми образованиями, сформировались структуры гранито-гнейсовых куполов, началась эпоха деформаций, связанная с пластическим сдвигообразованием. Мощная зона Главного Мурманского сдвига, разделяющая сейчас Центрально-Кольскую зону и Мурманский блок, оказала влияние на современный структурный стиль прилегающих к ней площадей развития раннеархейских образований. Крутоориентированные зоны пластических сдвигов оказались наложенными на купольные структуры и привели к их значительной линейаризации в северо-западном направлении. Более ранние этапы надвигообразования, запечатленные в породах чарнокитовой серии, в зонах наложенной сланцеватости распознаются только по пакетам лежащих изоклинальных складок.

По периферии Мурманского сдвига была сформирована серия менее протяженных локальных сдвиговых зон, ориентировка которых хорошо согласуется с геометрией касательных напряжений главного сдвига. Таким локальным сдвигом можно считать Вежетундровский сдвиг в Центрально-Кольской зоне, который ориентирован под углом 45° к зоне Мурманского сдвига. И хотя в зоне Мурманского сдвига тектонические деформации сопровождаются метморфизмом и гранитообразованием амфиболитовой фации, а в зоне Вежетундровского сдвига формируются сапфиринсодержащие бластомилониты, оба этих сдвига дают хорошо согласованную картину. Кроме того, формирование сапфиринсодержащих чарнокитов, по-видимому, связано со вторым локальным гранулитовым метаморфизмом [3], проявившимся в Центрально-Кольском блоке вдоль зон тектонических контактов. Мы предполагаем, что в эпоху сдвигообразования в разных тектонических зонах одновременно проявился гранулитовый (вдоль Вежетундровского сдвига) и амфиболитовый (вдоль Мурманского сдвига) метаморфизм. Архейский тектогенез завершается, по-видимому, складчатостью северо-восточного структурного плана, не оказывающей существенного влияния на уже сформированный структурный ансамбль.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МЕЛАНОКРАТОВЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В АРХЕЙСКИХ ГРАНИТОИДАХ

Почти во всех регионах мира среди гранитоидов с возрастом от 3,8 до 2,8 млрд лет известны небольшие по размеру включения меланократовых пород, рассматривающихся либо как реликты древнего меланократового фундамента, либо как ксенолиты. Понимание природы этих включений является главной проблемой в решении вопроса о составе архейской протокоры. Кроме того, исследование геометрии формы включений часто оказывается важным фактом, который можно использовать для палеорекопструкций тектоники, приводящей к фрагментированию или "разрушению" глубинных горизонтов литосферы. Здесь мы проведем анализ конфигурации меланократовых включений в архейских гранитоидах, а несколько позже будут приведены такие же данные по мантийным ксенолитам, вынесенным на дневную поверхность базальтовыми расплавами. Сравнительный анализ конфигурации этих разных по глубинности образования пород показывает, что фрагментация, т.е. "разрушение", подчиняется общим законам и контролируется сходными тектоническими процессами, протекающими как в нижних горизонтах коры, так и в верхней мантии.

Включения меланократовых пород среди архейских эндербитов были изучены нами в районе хр. Веже-тундра (Центрально-Кольская зона), а также в районах оз. Канентъявр и междуручья Иоканьга—Сухая (Мурманский блок).

В районе хр. Веже-тундра меланократовые включения представлены изолированными линзовидно-округлыми телами метапироксенитов, размеры которых определяются соотношениями длинной оси к короткой: 30×15 и 20×10 см. Иногда отмечаются и более крупные тела размером до $2 \times 0,5$ м. Мелкие включения содержат следы вращения в виде утоненных концов, испытывающих S-образные подвороты. Фрагменты такого включения даны на рис. 39, ж.

Согласно геолого-петрологическим данным метапироксениты хр. Веже-тундра являются тектонизированными фрагментами единого расслоенного комплекса пород первично-магматической природы [49, 77]. Первоначально они были представлены, по-видимому, отдельными маломощными слоями, перемежающимися с габбро-норитами, кварцевыми диоритами и тоналитами. В ходе глубинного надвигообразования прежде всего эти пласты как самые маломощные были тектонически нарушены и разобщены относительно друг друга. Анализ конфигурации включений и особенностей тектонической обстановки, в которой они формировались, позволяет рассматривать две главные стадии "разрушения" некогда единых пластов пироксенитов. На рис. 39 изображена модель последовательности тектонических событий, приводящих к фрагментации пироксенитов в условиях надвигообразования, синхронного гранулитовой фации.

Согласно данным М. Коварда и Ж. Плотта [155], во фронтальной части надвиговой зоны отмечается деформация сжатия, в то время как в латеральной зоне будет возникать сдвиговая деформация. При этом сдвиговая деформация развивается по плоскостям сдвига в

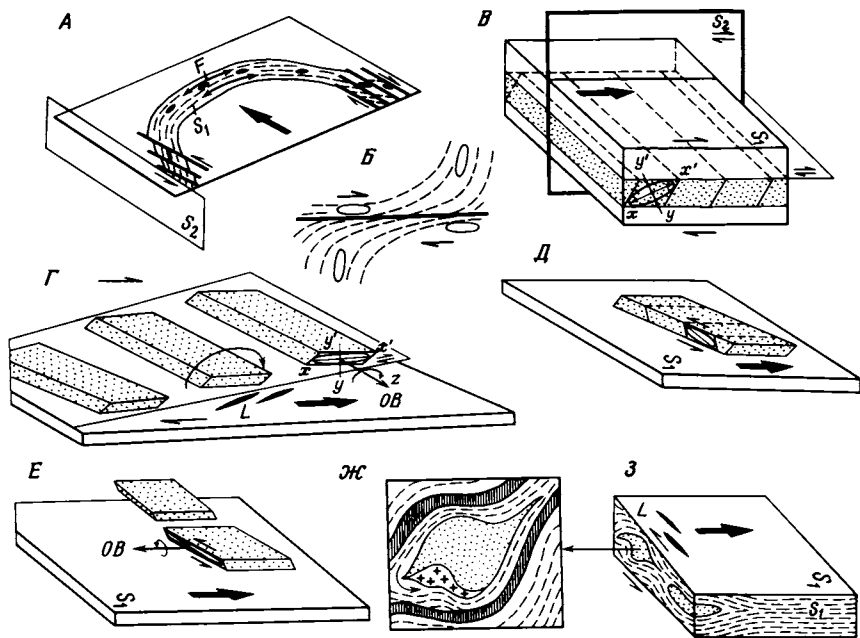


Рис. 39. Модель фрагментации жестких пластов метапироксенитов в пластичной матрице

A — модель зоны надвига по данным [155]; *B* — распределение удлиненных маркеров деформации в зоне пластического сдвига [155]; *B—E* — последовательность фрагментирования жестких пластов в ходе пластического надвигообразования (объяснение в тексте, мелкие точки — пласт метапироксенитов); *Ж—З* — фрагмент S-образного включения метапироксенитов в эндебритах Везетундровской пластины: *Ж* — конфигурация включения, *З* — структурная позиция включения метапироксенитов в эндебритах. Точки — включения метапироксенитов; вертикальная штриховка — лейкократовые эндебриты; пунктирные линии — мезократовые эндебриты; крестики — гипрестен-кварц-плагноклазовый материал

зонах, перпендикулярных к плоскостям надвига, но с тем же направлением транспорта, что и в надвиговой зоне (рис. 39, *A*).

Предложим, что в каком-то идеальном блоке кварцевых диоритов расположен пласт пироксенитов (рис. 39, *B*). Параллельно слоистости располагается плоскость надвига. Направление транспорта указано большой черной стрелкой. Надвигообразование сопровождается высокотемпературным метаморфизмом и частичным плавлением кварцевых диоритов (эндебритов). Эндебриты обладают более высокой пластичностью, чем метапироксениты, поскольку в них содержится до 30% кварца, по своей способности к пластическому течению во много раз превосходящего пироксен. В этом случае при надвигообразовании метапироксениты будут вести себя, как "жесткие" маркеры деформации, а эндебриты будут сминаться в складки. Такое поведение этих двух разновидностей пород отмечается повсеместно в обнажениях.

В условиях высокотемпературного метаморфизма в горизонтальной

плоскости надвига, по сути дела, осуществляется разноградиентное пластическое сдвиговое течение. Его направление указано маленькими противоположно ориентированными стрелками в плоскости S_1 . При этом по системе максимальных напряжений жесткий пласт пироксенитов будет раскалываться на серию ромбоэдрических блоков, направление максимального растяжения которых совпадает с длинной осью эллипсоида XX' . Максимальное укорочение будет осуществляться в направлении YY' , т.е. параллельно короткой оси эллипсоида. Третья ось эллипсоида Z является промежуточной при $X > Z \gg Y$. Поскольку при надвигообразовании одновременно по вертикальным плоскостям закладываются зоны сдвигов (на рис. 39, *В* это плоскость S_2), то система разрывов, связанная с этими сдвигами, будет нарушать пласт пироксенитов в направлении, перпендикулярном к средней оси эллипсоида Z . В результате таких взаимодействий в ходе прогрессивного надвигообразования пласт пироксенитов окажется разделенным на серию мелких блоков, подобно тому как это показано на рис. 39, *Г*. Отдельные блоки метапироксенитов будут испытывать вращение вокруг оси Z или OB . В направлении YY' они будут несколько утонены по сравнению с первоначальной мощностью исходного пласта. Пространство между разобщенными блоками окажется заполненным пластичным веществом эндербитов. Остроугольные очертания блоков постепенно сгладятся и уже на этой стадии могут появиться утоненные концы, растянутые в направлении транспорта материала. На рис. 39, *Г* видно, что фрагменты ромбоэдрических блоков метапироксенитов явно удалены по оси Z в то время как их максимальное растяжение за счет деформации параллельно направлению XX' . В действительности длинная ось тектонизированных блоков пироксенитов вовсе не определяется направлением максимального растяжения. Она будет определяться лишь тем, с какой частотой и на каких расстояниях друг от друга закладываются зоны латеральных сдвигов S_2 (см. рис. 39, *А*, *В*). Вполне вероятно, что на первой стадии фрагментации образуются "брусковидные" или эллипсоидальные удлиненные по оси Z блоки метапироксенитов.

В эндербитах хр. Веже-тундра метапироксениты характеризуются небольшими параметрами деформации: $K = XX'/YY' = 2$. Такое значение коэффициента деформации соответствует эллипсоиду, образованному в условиях растяжения. Еще одна возможная стадия растяжения блоков метапироксенитов при условии, если на конечной стадии надвигообразования в плоскости надвига будут аккумулярованы незначительные сдвиги с направлением транспорта (перпендикулярным к направлению перемещения пластины), показана на рис. 39, *Д*, *Е*. Суть деформации в этом случае та же, что и на рис. 39, *Б*, *В*. Меняется лишь конечное положение длинных осей включений по отношению к плоскости надвига S_1 и линии его транспорта. На рис. 39, *З* представлена блок-диаграмма конечного положения разобщенных блоков метапироксенитов в структуре надвиговой пластины. Длинные оси включений лежат в плоскости сланцеватости S_1 (она же плоскость надвига) и ориентированы перпендикулярно к линии транспорта. Именно такое положение в структуре надвиговой пластины эндербитов хр. Веже-тундра занимают включения метапироксенитов. Следо-

вательно; фрагментация исходных относительно жестких пластов метапироксенитов осуществляется путем сложного сочетания нескольких систем сдвигов, которые представляют собой дополнительные системы для перераспределения вещества в условиях глубинного надвигообразования.

Теперь обратимся к меланократовым включениям, развитым среди эндрбитов района оз. Канентъявр. На рис. 38 дана реальная картина "разрушения" единого пласта метапироксенитов. Как было уже отмечено в предыдущем разделе, этот процесс контролировался системой касательных напряжений пластических сдвигов в крутоориентированных областях северо-западного простиранья.

Особого внимания заслуживают меланократовые включения, развитые среди гранитоидов Мурманского блока в районе междуречья Иоканьга—Сухая. Нами было детально изучены включения меланократовых пород в районе Иоканьгского купола, где они рассматривались ранее как реликты меланократового фундамента, переработанного в процессе гранитизации [84]. Гранитоиды Иоканьгского купола представлены средне- и крупнозернистыми плагиомикроклиновыми гранитами и плагиогранитами массивного и гнейсовидного строений. Среди них отмечаются участки тоналитов, содержащие реликты гиперстена и(или) диопсида. Тоналиты, плагиомикроклиновые граниты и плагиограниты связаны между собой взаимопереходами, так что говорить о границах разновидностей пород приходится с известной долей условности. Меланократовые включения обычно встречаются среди плагиомикроклиновых гранитов и плагиогранитов. Их размеры ограничиваются первыми десятками сантиметров, форма разнообразна. Конфигурация включений, соотношения их с вмещающими гранитоидами дают противоречивые представления об их природе. С одной стороны, они действительно похожи на ксенолиты, с другой — напоминают реликты измененных при гранитизации пород меланократового фундамента. Выделяются три главных типа включений.

1. Включения с резкими контактами и остроугольными очертаниями. Среди таких включений отмечаются иногда плавно закругленные первоначально остроугольные фрагменты. При этом создается впечатление, что остроугольные формы были трансформированы путем вращения в плавные включения в пластической матрице (Таблицы III, б, IV, а (см. вкл.)).

2. Включения с постепенными диффузионными границами. На контакте таких включений наблюдается постепенное уменьшение амфибола и биотита, увеличение содержания плагиоклаза. Гранитоидный материал проникает во внутренние части меланократового включения, разделяя его на более мелкие фрагменты, которые затем как бы "растворяются" в гранитоидной массе. Помимо этого, пластические деформации способствуют утонению и растаскиванию этих тенеподобных "останцов", в результате чего образуется невыразительная полосчатая текстура. Эта новообразованная полосчатость выражена чередованием богатых и бедных амфиболом полос. Благодаря ей распознаются сложные по морфологии складки среди мало контрастных в деформационном отношении гранитов.

3. И наконец, широко развиты включения, конфигурация которых свидетельствует о двух процессах: постепенной ассимиляции меланократовых "обломков" в гранитоидном материале и об их дальнейшей совместной пластической деформации. В результате формируются включения округлой и ромбоэдрической форм с оттянутыми плавнойогнутыми концами, что указывает на их вращение в гранитоидной матрице (Таблица IV, б). Прилегающие к границам включений участки гранитоидов также обнаруживают следы твердопластического вращения, что запечатлено в конформном положении "внешней сланцеватости".

Нетрудно заметить, что соотношения включений с гранитоидами могут иметь двоякое трактование. Эти включения могли быть как ксенолитами, вынесенными гранитными магмами в верхние горизонты литосферы, так и реликтами какого-то древнего фундамента базитового состава, переработанного в процессе гранитизации.

Однако дальнейшие исследования, связанные с характером расположения включений на площади, показали, что они являются продуктом структурно-метаморфической переработки генетически единого расслоенного магматического комплекса пород, известного на Кольском полуострове под названием гиперстеновых диоритов. Меланократовые включения, как правило, представлены горнблендитами, содержащими реликты гиперстена и диопсида (метавебстериты), полевошпатовыми амфиболитами (метагаббро, метагаббро-нориты) и продуктами их гранитизации — амфибол-биотитовыми гнейсами. Гораздо реже встречаются включения, представленные гранитизированными эндербитами, в которых среди минеральной ассоциации кварц ± плагиоклаз ± амфибол ± биотит присутствуют реликты гиперстена и характерного для эндербитов черного плагиоклаза. В целом по минералогическому составу эти включения аналогичны эндербитам хр. Веже-тундра, магматическим аналогом которых являются кварцевые диориты. В отличие от последних эндербиты в районе р. Иоканьги гораздо более изменены плагиомикроклиновой гранитизацией. По-видимому, редкие находки эндербитов в виде включений можно объяснить полной ассимиляцией их в кинематически и реакционно-активном гранитоидном материале.

Визуальные оценки площадного распределения меланократовых включений приводят к представлению о том, что количество этих образований весьма непостоянно. Характер распределения их таков, что хаотически расположенные между собой включения как бы формируют грубые полосы шириной в несколько сот метров. Эти "условные" меланократовые полосы разделены более широкими полосами, выполненными плагиомикроклиновыми гранитами и плагиогранитами, где количество меланократовых включений мало или они отсутствуют вообще. Для того чтобы понять, действительно ли такая закономерность существует, на одном из хорошо обнаженных участков левобережья р. Иоканьги, в 2 км ниже по течению от устья р. Сухой, была проведена детальная съемка (рис. 40). Было выявлено, что включения разного состава (горнблендиты, полевошпатовые амфиболиты и амфибол-биотитовые гней-

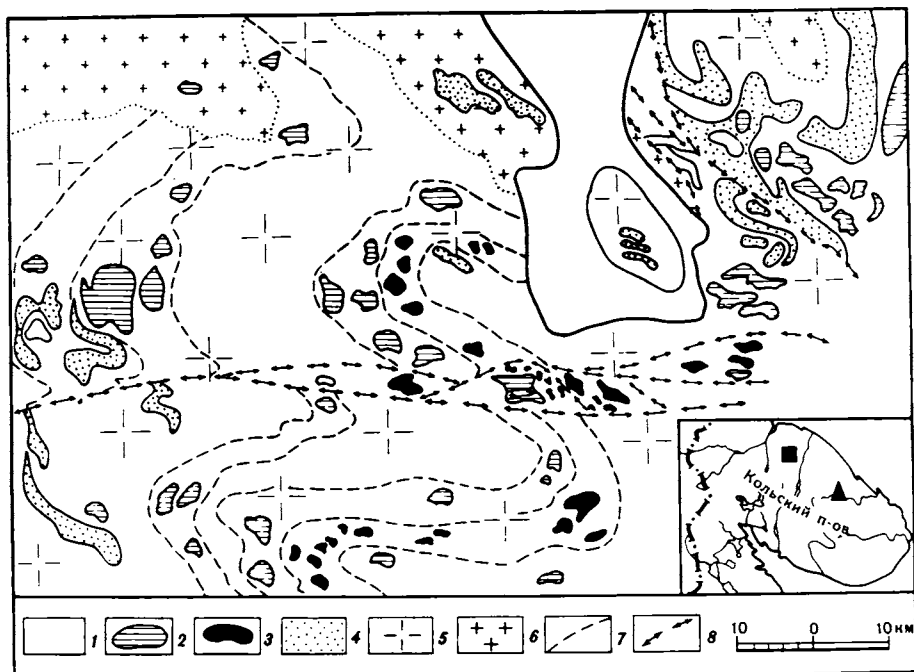


Рис. 40. Детальная карта района р. Иокан'ги

1 — почвенный покров; 2—4 — меланократовые включения: 2 — полевошпатовые амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы, 3 — горнблендиты, 4 — области скопления крупнокристаллического амфибола; 5, 6 — комплекс архейских гранитоидов: 5 — плагиограниты, содержащие реликтовые участки эндербитов, 6 — плагиомикроклиновые граниты; 7 — структурные линии; 8 — зоны пластических сдвигов. На врезке: черный квадрат — район оз. Канент'явр, треугольник — район р. Иокан'ги

сы) образуют единые параллельно расположенные пласты, деформированные субширотной складчатостью. В южной части участка, в зоне пластического сдвига субширотной ориентировки, наблюдается смещение включений разного состава.

Обращает на себя внимание постоянная локализация крупнокристаллического амфибола вокруг меланократовых включений. Формирование этого амфибола мы рассматриваем как результат перераспределения магнезиально-железистых компонентов при гранитизации.

Между реконструированными пластами меланократовых образований расположены поля плагиомикроклиновых гранитов и плагиогранитов, содержащие реликты гиперстена и черного плагиоклаза, что позволяет нам предполагать в этих пространствах наличие переработанных эндербитов. Сравнение данных по мелко- и крупномасштабному картированию позволяет предполагать также, что поля, занятые сейчас плагиомикроклиновыми гранитами и плагиогранитами до гранитизации, были выполнены не меланократовыми образованиями, а, скорее всего, были представлены эндербитами (т.е.

гиперстенсодержащими кварцевыми диоритами). Таким образом, в целом наиболее ранние образования района р. Иоканьги — это расслоенные (от перидотитов, габбро-норитов, габбро- до кварцевых диоритов, тоналитов) комплексы пород. Эта расслоенность по своему характеру удивительно напоминает таковую в генетически едином комплексе древнейших магматических пород хр. Вежундра, который рассматривается нами в составе чарнокитовой серии Центрально-Кольской зоны.

Динамика формирования включений нам представляется следующей. В период плагио- и плагиомикроклиновой гранитизации мощные потоки гранитизирующих флюидов пропитывали, а палингено-метасоматические продукты гранитизации, устремляющиеся вверх, разрушали и как бы "взрывали" расслоенные образования эндербитов и ассоциирующих с ними меланократовых пород. Сформировавшиеся при этом остроугольные обломки плотных меланократовых пород вели себя в "мягком" гранитоидном материале подобно твердому поплавку в водном потоке. В результате вращения отдельные остроугольные блоки были трансформированы в округлые фрагменты; некоторые включения сохранили сочетания тех и других форм. Можно также предположить, что перенос меланократовых обломков гранитным материалом был неравномерным и неоднородным, так как в некоторых сечениях сохраняются грубые очертания — "тени" — бывшей первичной расслоенности пород древнего фундамента.

Несомненно, разрушение материала было предопределено структурно-текстурной анизотропией эндербитов и ассоциирующих с ними меланократовых пород. В Таблице IV,а представлены ромбоэдрические включения эндербитов в плагиомикроклиновых гранитах. Такая форма включения свидетельствует о нарушениях его первичной сплошности путем сдвиговой деформации.

По-видимому, эти данные можно распространить и на другие участки Мурманского блока. Подобные явления отмечались В.А. Костиным в районе нижнего течения р. Вороньей. Ксенолитоподобные меланократовые образования среди гранитоидов восточного побережья Кольского залива — бухты Зеленецкой были описаны А.К. Болдыревым и Л.Е.Роговенко.

Таким образом, исследование морфологии и пространственного распределения меланократовых включений среди архейских гранитоидов Балтийского щита показало, что они представляют собой продукт структурно-метаморфической перестройки некогда единого генетического расслоенного комплекса пород первично-магматической природы, известного на Кольском полуострове под названиями "гиперстенновые диориты", "первично-коровые гранитоиды" или "породы чарнокитовой серии".

Анализ конфигурации меланократовых включений во всех трех районах развития пород чарнокитовой серии показал, что они были сформированы в условиях пластического сдвигообразования, приводящего к "разрушению" первоначально единых маломощных некомпетентных пластов метапироксенитов, залегающих среди более компетентных эндербитов. В условиях прогрессивной сдвиговой

деформации нарушенные блоки метапироксенитов перемещаются относительно друг друга в направлении транспорта материала и в итоге оказываются разобщенными и изолированными относительно друга.

О ТИПЕ АРХЕЙСКОЙ КОРЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В предыдущих разделах было показано, что древнейшие породы Кольского полуострова с возрастом 3,1 млрд лет представлены тоналитовым серогнейсовым комплексом, который метаморфизован в условиях гранулитовой фации, неоднократно деформирован и в различной степени насыщен плагио- и плагиомикроклиновыми гранитами. В определении типа раннеархейской коры существуют противоречия, связанные с известными трудностями реставрации первичного состава сильно измененных при метаморфизме и гранитизации древних пород. И тем не менее к настоящему времени накоплены данные, свидетельствующие о разных типах докембрийской коры древнейших сиалических сегментов Земли. Выделяются следующие главные типы разрезов: тоналитовый (серогнейсовый), гранулит-базитовый и базит-ультрабазитовый. В то же время в каждом конкретном регионе, относящемся, казалось бы, к одному и тому же типу коры, имеется много своих особенностей. Тоналитовый фундамент Кольского полуострова по своим чертам отличается от уже ставшего классическим древнейшего в истории Земли серогнейсового разреза Гренландии и Лабрадора. Сравнительный анализ геологических данных приводит к выводу, что существуют по крайней мере два типа серогнейсовых разрезов [77].

Серые гнейсы Гренландии и Лабрадора представляют собой результат гранитизации более ранних коровых образований [76], в то время как формирование серогнейсовых комплексов Кольского полуострова мы связываем с образованием в нижних частях коры расслоенных от пироксенитов до плагиогранитов магматических образований с большим количеством дифференциатов тоналитового, трондъемитового и плагиогранитного состава. Серые гнейсы кольского типа распространены также в горах Утай Северо-Китайской платформы [157] и, вероятно, в Антарктиде [97].

Анализ петрохимических особенностей серогнейсовых комплексов Кольского региона, проведенный К.Х. Авакяном [77], показал, что эндербиты из чарнокитового комплекса хр. Веже-тундра на диаграмме *AFM* образуют тренд, соответствующий трондъемитам, в то время как гнейсы Амитсок и Уивак II (Канадский щит) и чарнокиты Мадраса (Индия) характеризуются трендами, близкими к толеитовому типу. Поле составов серых гнейсов хр. Веже-тундра на нормативной диаграмме *Ab-An-Ort* локализуется строго в тоналитовой области. Составы серых гнейсов Амитсок и Уивак II образуют широкие области, перекрывающие поля трондъемитов, тоналитов, гранодиоритов, кальциевых монзонитов и даже гранитов. Чарнокиты Мадраса на этой диаграмме соответствуют адамелитовым составам. По характеру распределения редкоземельных элементов

тоналиты хр. Веже-тундра образуют кривые РЗЭ с фракционированным характером распределения РЗЭ: они более обогащены легкими элементами по сравнению с тяжелыми. По степени фракционированности серогнейсовые комплексы располагаются в следующем порядке: гнейсы Амитсок, Льюисские гнейсы и тоналиты хр. Веже-тундра. Необходимо отметить, что кривые распределения РЗЭ в серых гнейсах из разных типов коры не дают существенного различия между собой и в то же время резко отличны от кривых мезозойских и кайнозойских трондъемитов островных дуг и океанов большей степенью фракционирования. Первичные изотопы $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ свидетельствуют, что серые гнейсы Кольского полуострова являются мантийными образованиями. Диаграммы, о которых шла речь, здесь не приводятся, так как они были опубликованы [77].

Существуют попытки рассматривать архейскую кору Кольского полуострова в качестве гомологов коры океанического типа. Так, в одной из недавних публикаций П.М. Горяинов и Е.Е. Федоров [26] утверждают, что эндербитовый комплекс хр. Веже-тундра является базитовым субстратом, отжатым вдоль "встречи разнонаправленных структур" [26, с. 67]. К сожалению, при этом делается ссылка на наши работы, в которых мы как будто рассматриваем метапироксениты и метагаббро-нориты как самые древние породы, по которым образовались эндербиты.

Во-первых, на хр. Веже-тундра нет никакой "встречи разнонаправленных структур". Как можно видеть на рис. 34, 35, хр. Веже-тундра сложен породами чарнокитовой серии, образующими тектоническую пластину, полого погружающуюся на юго-запад. При удалении от хр. Веже-тундра на северо-восток в междуречье Кола—Кица в сложноскладчатом комплексе супракрустальных пород кольской серии также преобладают юго-западные падения. И только в зоне влияния Главного Мурманского сдвига наблюдается широкая гамма разнонаправленных падений метаморфической полосчатости и кристаллизационной сланцеватости в породах кольской серии и в единичных выходах эндербитов. Но и среди них преимущественно развиты крутые ориентировки северо-западного простирания.

Во-вторых, отмечая дифференцированный характер чарнокитового комплекса хр. Веже-тундра, представленного метапироксенитами, метагаббро-норитами, тоналитами, трондъемитами и плагиогранитами, мы рассматриваем его в составе единой магматической серии, постоянно акцентируя внимание на количественных соотношениях этих пород. Меланократовые образования в чарнокитовом комплексе составляют не более 20% общего объема в целом, в то время как в отдельных разрезах количество меланократовых образований может вообще не превышать 5—10%. Так, например, наиболее широко меланократовые образования представлены в разрезах чарнокитовой серии района горы Волшепахк, в районе хребтов Веже-тундра и Афанасий-тундра они распространены в гораздо меньшей степени, а в районе оз. Канентъявр их развитие минимально. На территории Мурманского блока в районе междуречья Иоканьга—Сухая специальные структурные исследования показали, что меланократовые "ксено-

литоподобные” включения в гранитоидах являются фрагментами разобщенных в процессе деформации и гранитизации пластов метапироксенитов, которые некогда переслаивались с эндербитами, образуя вместе с ними единый первично-магматический дифференцированный комплекс, подобный тому, который был выделен нами на хр. Веже-гундра.

В области развития раннего докембрия среди гранитоидных или гранодиоритовых пород почти везде отмечаются меланократовые “ксенолитоподобные” фрагменты, линзы или отдельные пласты меланократовых пород. Не всегда можно определить их пространственное положение в общей структуре, так же как невозможно определить и их первоначальный объем, который они занимали среди лейкократовых образований. Довольно часто используется прием, основанный лишь на образных сравнениях: если среди гранитоидных пород присутствуют небольшие разрозненные блоки меланократовых пород, то они рассматриваются либо в качестве реликтов первично-базитового фундамента, либо как ксенолиты. Однако ситуация может быть совсем иной. На одном из объектов Мурманского гранитоидного поля среди хаотического, как это казалось нам на первый взгляд, распределения меланократовых включений при более детальных исследованиях были выявлены элементы нарушенной в ходе деформации полосчатости (см. рис. 40). Эта полосчатость в реставрированном виде представляла собой чередование маломощных полос меланократовых пород, переслаивающихся более мощными полосами лейкократовых эндербитов и обширных полей гранитов, где меланократовые фрагменты не встречаются вообще. Только благодаря тщательному картированию отдельных разрозненных и смещенных относительно друг друга на небольшие расстояния меланократовых пород удалось понять, что эти меланократовые образования не являлись сплошным базитовым субстратом, по которому прошла тотальная гранитизация. Оказалось, что этот субстрат в гораздо больших объемах содержал первично-тоналитовые образования, которые в ходе гранитизации иногда полностью оказываются преобразованными в плагио- и плагиомикроклиновые граниты и гранито-гнейсы.

Таким образом, все это показывает, что наши знания о первичном распределении базитового материала в ранней докембрийской коре весьма условны. Именно эта условность в большей мере и определяет конечное заключение о типе раннеархейской коры в том или ином регионе.

Анализ комплексных данных по геологии, структурному положению, метаморфизму, петрохимии и геохимии приводит нас к выводу, что раннеархейская кора Кольского полуострова принадлежала тоналитовому типу, который характеризуется четкой бимодальностью: ультрабазиты и базиты—тоналиты—трондэемиты—плагиограниты. Одна из проблем древнейших тоналитовых комплексов архея заключается в решении вопроса о генезисе этих пород и о том, насколько большими могли быть участки их первоначальной локализации.

Существует несколько моделей генезиса первичных пород тонали-

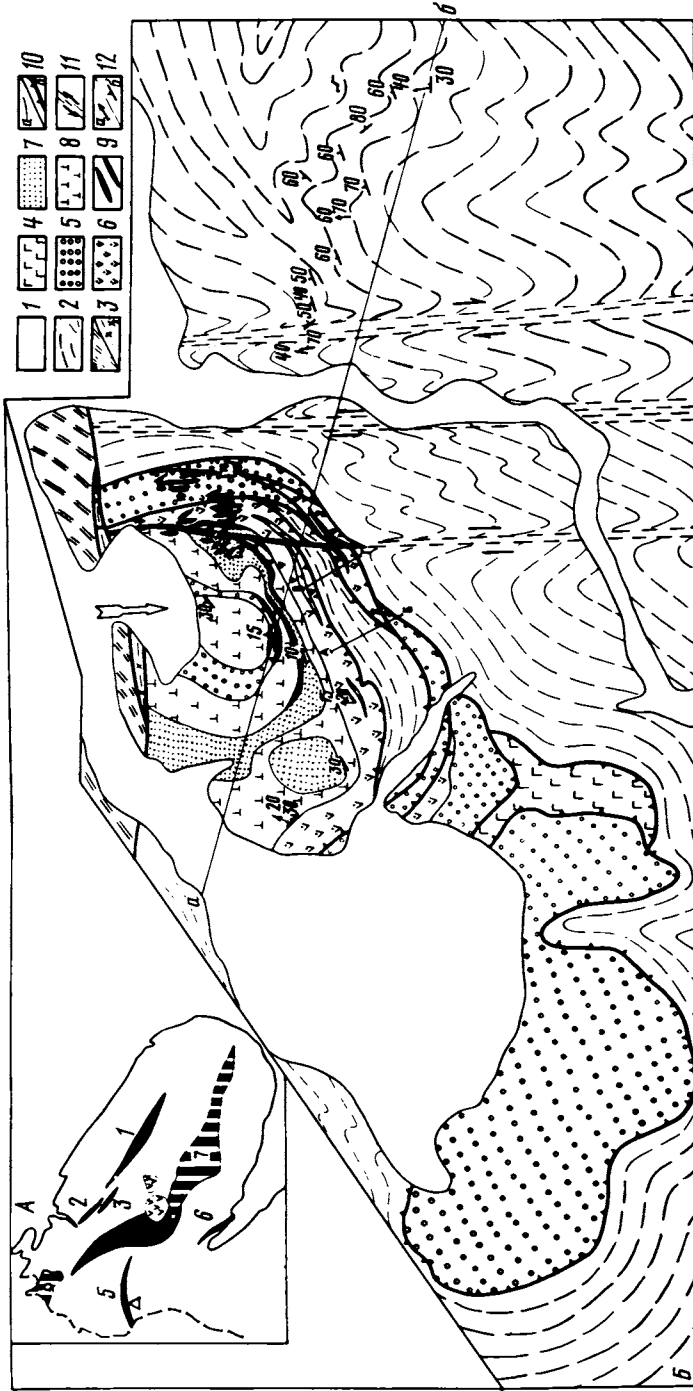
тового состава. Одна из наиболее предпочтительных моделей — это модель частичного плавления и фракционной кристаллизации [126]. Согласно этой модели, наиболее ранняя архейская кора существенно базитового состава была метаморфизована в амфиболиты или эклогиты, а затем расплавлена. При 20% плавления этих пород возможно образование тоналит-трондьемитовых магм с характерным фракционированным распределением РЗЭ в том случае, если респит будет содержать такие фазы, как амфибол и гранат. Присутствие основных гнейсов в таких бимодальных сериях объясняется существованием зон с большой степенью плавления вещества.

Другая модель [136] рассматривает возможность фракционной кристаллизации базальтовой магмы, ведущей к образованию непрерывных дифференцированных серий в результате прямого плавления мантии либо путем переплавления уже существовавшей базальтовой коры.

Во всех моделях по плавлению возникает проблема объема тоналитового и плагиогранитного материала. Существуют представления, что термальный режим раннего архея был в состоянии обеспечить парциальное плавление пиролита на глубине 400 км не более чем на 4—5%, если содержание воды в мантии соответствовало 0,1%. Но если допустить содержание воды 0,23% и гранатитовый состав мантии на глубинах 410—670 км, то тоналитовый расплав мог составить массу $(15—17) \cdot 10^{18}$ т, что могло сразу обеспечить образование тоналитовой коры мощностью 40 км [87]. Что касается масштабов начального распространения первичного сиалического вещества, то имеются предположения, что первичное в истории Земли сиалическое вещество появлялось лишь на отдельных участках планеты за счет неравномерного теплового потока, вызванного метеоритной бомбардировкой [77, 78].

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА В СТРУКТУРЕ АРХЕЙСКОЙ ПРОТОКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Само по себе существование зеленокаменных архейских поясов в областях развития гранитоидных образований докембрия — весьма обычное явление. Однако на Кольском полуострове, вся территория которого представлена главным образом архейскими образованиями, на сегодняшний день выделены и хорошо изучены только два зеленокаменных пояса лопийского возраста — Колмозеро-Вороньинский, расположенный в северной части Кольского полуострова, и Колвицкий, расположенный на северном побережье Белого моря. Наиболее полное представление об их структурах как о лопийских зеленокаменных поясах, было дано в работах А.Б. Вревского [19, 20] и М.Н. Богдановой [11, 12]. Благодаря тщательным и целенаправленным исследованиям этих сложно построенных структур архея, мы располагаем сегодня опорными разрезами, которые являются главными тектонотипами лопийских зеленокаменных поясов Кольского полуострова. Граниты, прорывающие породы Колмозеро-Вороньинского пояса, по геохронологическим данным имеют возраст



2,8 млрд лет [96]. Лопийский возраст Колвицкого пояса установлен по геологическим данным.

Опираясь на эти два тщательно обработанных объекта, среди пород тоналитового фундамента Кольского полуострова нами была выделена серия зеленокаменных поясов в районе оз. Канентъявр: Лисьегорский и Петцордынчский, Корватундровский (район междуречья Нота—Падос) и Оленегорский, расположенный в центральной части Кольского полуострова на границе Беломорской и Центрально-Кольской зон (рис. 41, А).

Разрезы этих поясов пока изучены нами лишь в общих чертах и нуждаются в дополнительных специальных геохимических, петрографических и структурных исследованиях. Но отдельные комплексы пород, включенные нами в состав поясов, такие, как гипербазиты и габбро-анортозиты, были исследованы детально с точки зрения истории их деформаций и соотношения с вмещающими образованиями.

Оленегорский зеленокаменный комплекс представляет собой структуру шириной около 10—15 км при протяженности более 150 км, разделяющую два архейских блока — Беломорский и Центрально-Кольский. Наиболее широко распространены в поясе породы, представленные гранат-биотитовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми и двуслюдяными гнейсами и сланцами, метаморфизованными и мигматизированными в условиях амфиболитовой фации. Большое число химических анализов этих пород, распространенных в северо-западной части пояса на территории между р. Улитой и оз. Кожа, были приведены в диссертации В.И. Пожиленко [94]. Петрохимические пересчеты, сделанные В.И. Пожиленко, показывают, что в этом комплексе пород широко развиты терригенные образования, отвечающие по составу грауваккам и метапесчаникам, кроме того, часть гнейсов характеризуется составами дацитов. С этими породами тесно ассоциируют маломощные горизонты железистых кварцитов и амфиболитов (метабазальтов). Осадочно-вулканогенные образования, вмещающие известное Оленегорское месторождение железистых кварцитов, располагаются в центральной осевой части пояса. Вдоль простираения Оленегорский пояс был прослежен от оз. Пяйве на севере до района оз. Верхнее Волче на юге, что составляет около 120 км. Анализ структурного поло-



Рис. 41. Геологическая карта массива Падос-тундра и схема расположения докембрийских зеленокаменных поясов Кольского полуострова

А — схема расположения зеленокаменных поясов. 1—6 — лопийские пояса: 1 — Колмозеро-Воронинский, 2 — Лисьегорский, 3 — Петцордынчский, 4 — Оленегорский, 5 — Корватундровский, 6 — Колвицкий; 7, 8 — раннепротерозойские: 7 — Имандра-Варзугский, 8 — Печенгский. Треугольник — местоположение гипербазитового массива Падос-тундра. Б — геологическая карта массива Падос-тундра. 1 — четвертичные отложения; 2 — гнейсы беломорской серии; 3 — корватундровский комплекс (а — гнейсы, б — амфиболиты); 4 — метагаббро; 5—8 — гипербазиты массива Падос-тундра: 5 — аподунитовые серпентиниты, 6 — гарцбургиты, 7 — дуниты, 8 — бронзититы; 9 — зоны магнезиальных динамосланцев; 10—12 — структурные линии: 10 — геологические границы (а) и линии надвигов (б), 11 — зоны пластических сдвигов, 12 — минеральная линейность (а) и ориентировка полосчатости (б; углы падения 10—30°). Внизу дан разрез по линии аб

жения этого пояса показывает, что его южное окончание попадает прямо в осевую зону раннепротерозойского зеленокаменного пояса Имандра—Варзуга, а северное окончание, по-видимому, проходит южнее зоны развития Печенгской структуры.

Осадочно-вулканогенные образования Оленегорского зеленокаменного пояса насыщены многочисленными, но небольшими по размеру телами метагабброидов и метагаббро-пироксенитов, часть из которых превращена в линзовидно-полосчатые гранат-амфибол-биотитовые гнейсы, плагиоклазовые амфиболиты и метапироксениты. В районе возвышенности Кезвуд-тундра нами были отмечены кососекающие контакты небольшого тела метагаббро-перидотитов по отношению к вмещающим биотитовым и амфибол-биотитовым гнейсам. Но в большинстве случаев контакты габброидных тел и вмещающих их амфибол-биотитовых гнейсов представлены типичными для метаморфических толщ параллельными контактами. Здесь все разновидности метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород Оленегорского пояса характеризуются вторичным пологим, почти субгоризонтальным залеганием. Габбро-перидотитовые и габброидные тела, насыщающие этот комплекс, также деформированы и характеризуются вторичным субгоризонтальным залеганием. На рис. 42 приведена детальная карта этого района.

Пологие залегания осадочно-вулканогенных образований Оленегорского пояса выявлены в районе оз. Верхнего Волчьего, где наблюдается тектоническое переслаивание гранат-биотитовых гнейсов, биотитовых гнейсов и амфиболитов с небольшими по мощности горизонтами железистых кварцитов (рис. 43, см. вкл.). Во всех пологозалегающих разновидностях метаморфических пород широко проявлены единичные изоклинальные складки, но крупных изоклинальных складок, которые могли бы быть закартированы по маркирующим горизонтам или симметрично повторяющимся сходным набором чередования в разрезах одних и тех же пород, установлено не было. Кроме того, по периферии Оленегорского зеленокаменного пояса отмечается развитие вторичных наложенных складок северо-западного структурного плана с крутоориентированными осевыми плоскостями и пологими шарнирами. Синхронно с этими складками развиваются крутоориентированные зоны локального рассланцевания, свидетельствующие о низкотемпературном режиме этих деформаций: хлорит + биотит + эпидот + альбит. Часть зон этой генерации насыщена жилами микроклиновых гранитов. Простирание зон варьирует от субмеридионального до северо-западного.

В юго-западной части Оленегорского зеленокаменного пояса расположено крупное тело габбро-норитового, габбро-лабрадоритового состава, которое слагает хребты Монче—Чуна—Волчьих—Лосевых тундр. Этот анортозитовый комплекс магматической природы давно изучается геологами и исследован с точки зрения его петрографии, петрологии и металлогении. Интрузивные контакты массива с вмещающими породами достаточно хорошо обоснованы: они установлены в северной части хр. Монче-тундра [120] и на горе Кивайвынч [51]. Габбро-анортозиты сейчас залегают в виде крупной тектонической пластины

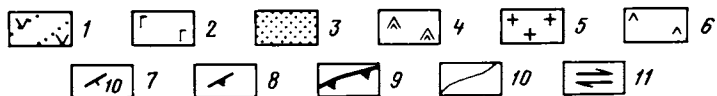
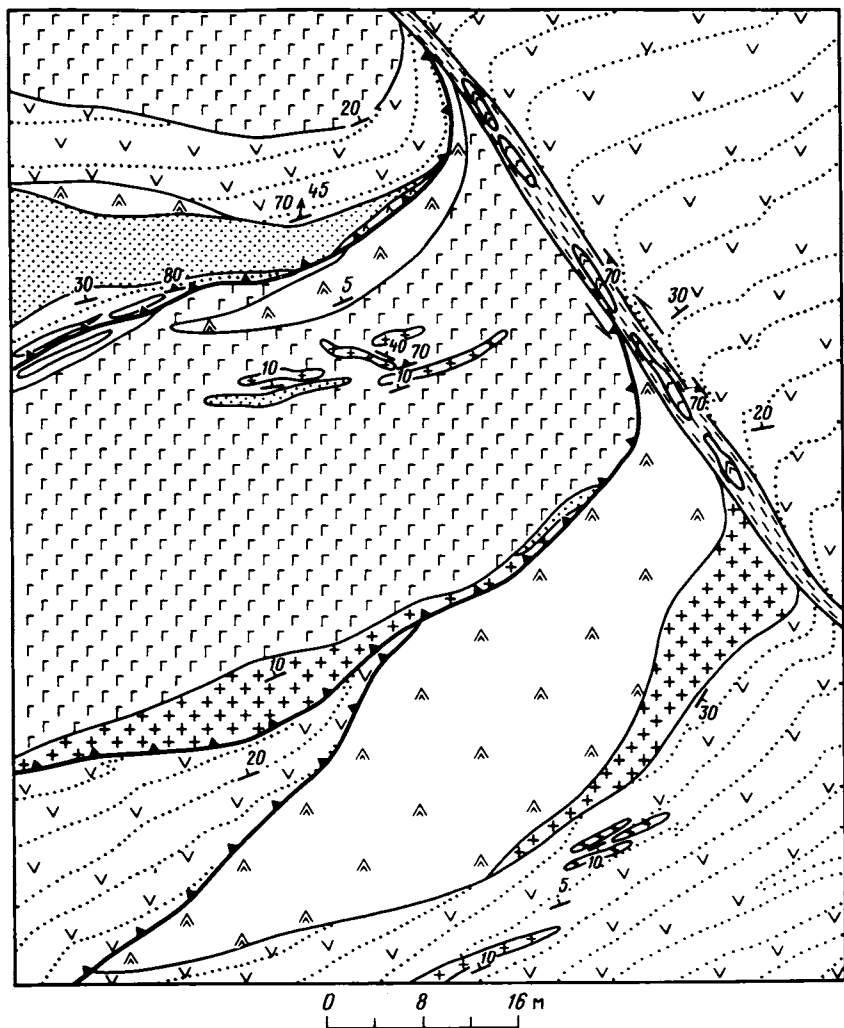


Рис. 42. Детальная структурная карта габбро-перидотитового тела в районе хр. Кезвыд-тундра

1 — амфибол-биотитовые гнейсы Оленегорского зеленокаменного пояса; 2—4 — комплекс слоистого габбро: 2 — метагаббро, 3 — гранатосодержащее метагаббро, 4 — метаперидотиты; 5 — плагиомикроклиновые граниты; 6 — ультрабластомилониты зеленосланцевой фации; 7—11 — структурные элементы: 7 — ориентировка сланцеватости, 8 — ориентировка зон сдвига S_3 , 9 — границы надвигов, 10 — геологические границы, 11 — направление сдвигов

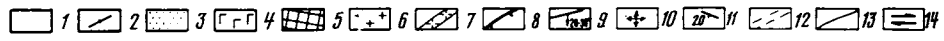
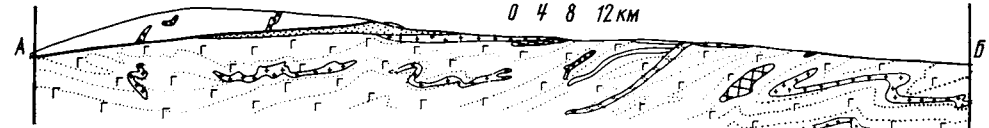
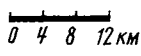
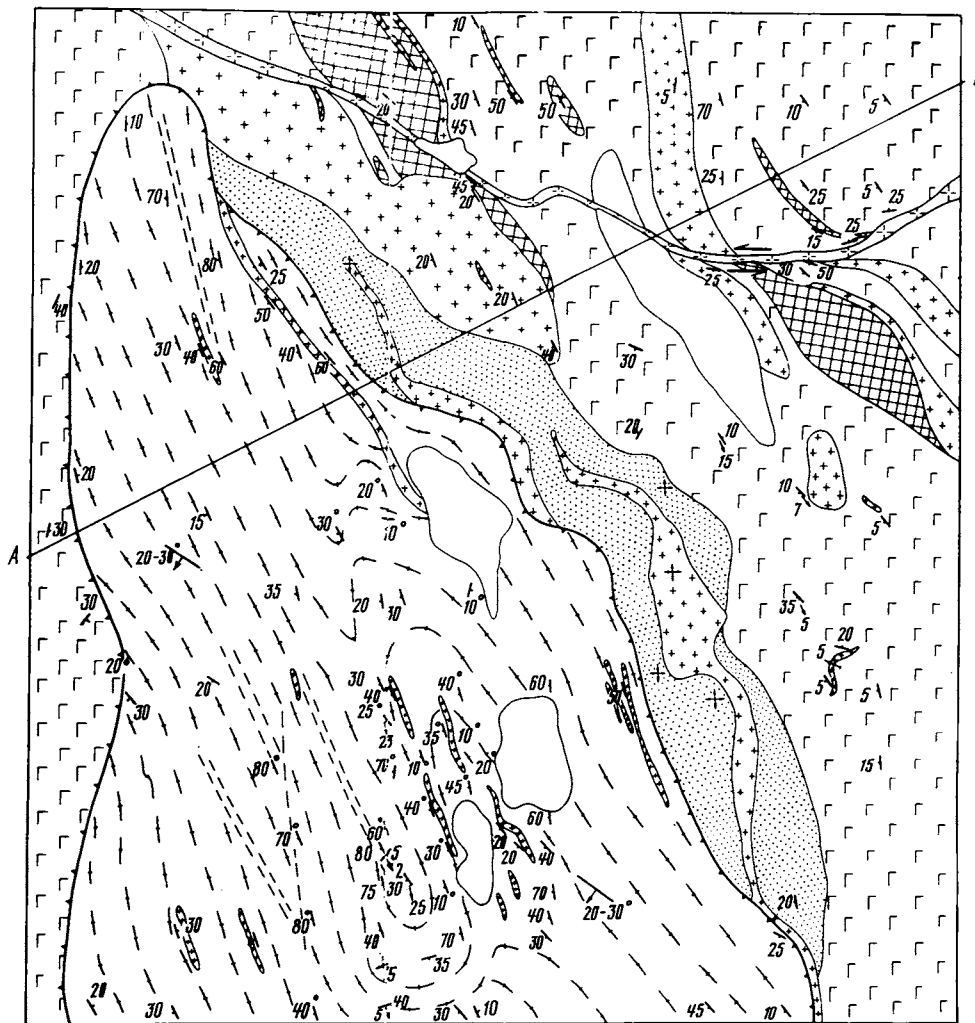


Рис. 43. Детальная структурная карта района оз. Верхнее Волжье
 1 — четвертичные отложения; 2 — гранат-биотитовые гнейсы; 3 — железистые кварциты; 4 — биотит-амфиболовые, гранат-биотит-амфиболовые гнейсы; 5 — меланократовые амфиболиты; 6 — плагиограниты, плагиомикроклиновые граниты; 7 — аплитовидные микроклиновые граниты; 8—14 — структурные линии: 8 — зоны надвигов, 9 — ориентировка зон сдвигов (углы падения 20—30°), 10 — субгоризонтально ориентированная сланцеватость, 11 — наклонно ориентированная сланцеватость, 12 — зоны вертикального расланцевания S₃, 13 — геологические границы, 14 — ориентировка сдвигов. Внизу дан разрез по линии АБ

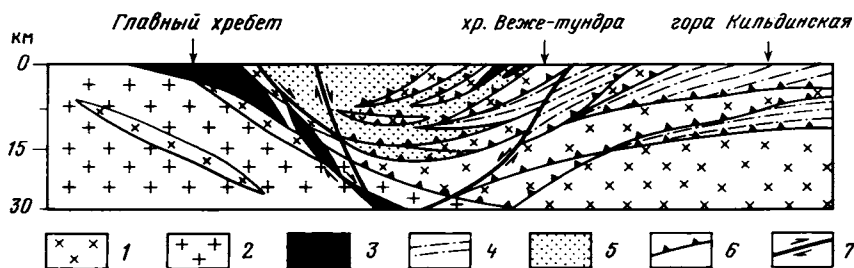


Рис. 44. Схематический разрез вкрест простирания Оленегорского зеленокаменного пояса

1 — породы архейского фундамента, представленные эндрбитами, плагиогранитами, чарнокитами с подчиненным развитием двупроксеновых кристаллосланцев; 2 — мигматизированные амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы беломорской серии; 3 — габбро-анортозитовый комплекс Волчьих—Лосевых тундр Главного хребта; 4 — глиноземистые гнейсы кольской серии; 5 — метавулканогенно-осадочные образования Оленегорского зеленокаменного пояса лопийского возраста; 6 — надвиговые границы; 7 — зоны пластических сдвигов

на метаморфических породах архейской беломорской серии и погружаются в юго-восточном направлении под метаморфические породы, представленные здесь амфиболитами, амфибол-биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, которые мы включаем в разрез Оленегорского пояса. Структура и история деформаций габбро-анортозитов будет рассмотрена нами детально несколько позже.

Наиболее важной особенностью Оленегорского зеленокаменного пояса является присутствие в его разрезе тектонических клиньев эндрбитов. Такие клинья были закартированы нами в юго-западной части пояса, где они входят в состав тектонической пластины, сложенной главным образом габбро-анортозитами Волчьих—Лосевых тундр. В одном из таких мест (район лесоучастка Куцколь—р. Ольче) Н.А. Богданова обнаружила интрузивный контакт габбро-анортозитов с эндрбитами. В северо-восточном борту пояса в районе Шучьего озера и горы Каменистой (р. Кумажья) были также закартированы тектонические клинья эндрбитов среди осадочно-вулканогенных образований, представленных биотитовыми гнейсами, переслаивающимися с небольшими по протяженности телами амфиболитов и амфиболовых гнейсов.

Схематический разрез, сделанный вкрест простирания Оленегорского зеленокаменного пояса, приведен на рис. 44. Поразительной особенностью этой структуры является ее синформный профиль, из которого видно, что внутренняя структура пояса характеризуется субгоризонтальными залеганиями метаморфической полосчатости и сланцеватости с пологими погружениями этих элементов к осевой зоне со стороны бортовых частей пояса. Это приводит к тому, что в осевой зоне пояса на больших площадях обнажаются однородные биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы, изредка сменяющиеся маломощными пачками амфиболитов. Однако о том, что это залегание вторич-

ное, свидетельствует широкое развитие локальных лежащих изоклинальных складок, среди которых можно выделить не менее чем две генерации. Эти складки представлены единичными замками, разобщенными зонами интенсивного субгоризонтального рассланцевания и бластокатаклаза. На фоне таких структур отмечается широкая сеть локально развитых северо-западных субвертикальных сдвигов с небольшой (до первых метров) амплитудой перемещения. Сдвиги этого этапа сопровождаются низкотемпературной минерализацией (хлорит—эпидот—биотит—альбит).

Совокупность всех структурных данных позволяет сделать следующие предварительные выводы. Оленегорский зеленокаменный пояс первоначально представлял собой троговую структуру типа рифта, заложившегося на тоналитовом фундаменте. Глубина заложения трога была не очень значительной, во всяком случае, его корни не достигали архейской мантии и "терялись" где-то в горизонтах тоналитовой раннеархейской коры. Об этом свидетельствует отсутствие в поясе мантийных перидотитов, которые свойственны офиолитовым зонам континентов и современных океанов. С бортов этого палеорифта в его осевую часть транспортировался терригенный материал, который сменялся вулканическими образованиями контрастной базальтриодацитового серии. Габбро и габбро-перидотиты в виде отдельных тел интродировали осадочно-вулканогенные образования. Эпоха метаморфизма и складчатости этих пород связывается нами с поддвижением Беломорского блока под Центрально-Кольский блок. В результате этого осадочно-вулканогенные породы и насыщающие их мелкие интрузии габбро и габбро-перидотитов были смяты в складки двух генераций, разлинзованы и тектонически перемешаны с породами подстилающего их основания, которые сейчас представлены тектоническими клиньями эндербитов.

Габбро-анортозитовый комплекс был закристаллизован в более глубинных горизонтах, по-видимому, в стабильных условиях. А затем во время сжатия зеленокаменного пояса он вместе с небольшим блоком эндербитов в твердопластическом состоянии был выдавлен в краевую зону пояса. В раннепротерозойское время породы, слагающие Оленегорский зеленокаменный пояс, подверглись растяжению в направлении, перпендикулярном простиранию его осевой зоны. Это растяжение происходило в условиях невысокой пластичности пород и сопровождалось локальным низкотемпературным преобразованием уже ранее деформированных и метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород осадочно-вулканогенного комплекса. В осевой части Оленегорского пояса в это время формировалась сеть северо-западных субмеридиональных сдвигов с крутоориентированными плоскостями, а в прибортовых зонах сформировалась локальная наложенная складчатость.

Учитывая то, что юго-восточное окончание Оленегорского зеленокаменного пояса пространственно располагается на оси раннепротерозойского зеленокаменного пояса Имандра—Варзуга, а его северное окончание "теряется" в районе южной границы Печенгской структуры, мы связываем вторичное растяжение Оленегорского пояса

с раннепротерозойским этапом рифтогенеза. Возможно, что пояс Имандра—Варзуга был заложен на оси более раннего лопийского Оленегорского пояса. В таком случае можно предполагать, что там, где раскрытие Имандра-Варзугского рифта было максимальным, произошло накопление раннепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ. В центральной части лопийского Оленегорского пояса процесс раннепротерозойского рифтинга "застыл" лишь на начальной стадии. Это предположение, конечно же, нуждается в дополнительной и более надежной аргументации. Такой аргументацией могут быть находки раннепротерозойских отложений среди пород Оленегорского зеленокаменного пояса. Необходимо отметить, что в районе оз. Вайкис на горной гряде, примыкающей к нему с севера, М.С. Марковым были обнаружены небольшие выходы метапесчаников и однородных мелкозернистых метабазальтов, по своему структурно-текстурному виду резко отличающихся от метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации пород Оленегорского пояса. Естественно, что поиск таких образований и определение их места в стратиграфической и структурной шкале региона будут иметь большое значение для понимания раннедокембрийской истории Кольского региона.

Теперь рассмотрим Корватундровский зеленокаменный пояс. Пояс расположен в юго-западной части Кольского полуострова в междуречье Нота—Падос (см. рис. 41, А). Осадочная часть разреза представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми, кианит-биотитовыми, кианит-ставролит-биотитовыми гнейсами и сланцами, среди которых в подчиненных количествах развиты амфиболиты [98]. Максимальная ширина пояса составляет 10—15 км при протяженности около 50 км. Породы, слагающие Корватундровский зеленокаменный пояс, неоднократно деформированы в условиях синметаморфического надвигообразования. Современная структура Корватундровского пояса — это крупная тектоническая пластина, внутри которой развиты многочисленные мелкие чешуи.

Корватундровская пластина характеризуется субширотным простиранием и пологим падением на север, северо-запад: она тектонически перекрывает породы автохтонного комплекса, представленные мигматизированными биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, насыщенными телами плагио- и плагиомикроклиновых гранитов. Породы автохтонного комплекса мы рассматриваем в составе беломорской серии архея. На севере Корватундровская пластина тектонически перекрыта сложнодеформированным комплексом пород, известных на Кольском полуострове под названием Лапландских гранулитов.

Среди сложноскладчатых метаморфических пород Корватундровского пояса отмечаются многочисленные линзовидные тела метаморфизованных гипербазитов, габброидов и амфиболитов. Последние, возможно, являются метаморфическими аналогами базальтов, хотя часть амфиболитов имеет явно апогабброидную природу. В подошве Корватундровской пластины наблюдается перемешивание пород автохтона и аллохтона, которое устанавливается в южной части пояса по тектоническому переслаиванию мигматизированных гнейсов и грани-

то-гнейсов беломорской серии с отдельными пластинами гипербазитов, габброидов и амфиболитов.

По-видимому, именно это обстоятельство послужило основанием для выделения в этом районе самостоятельного "гипербазитового пояса", что, с нашей точки зрения, лишено какого-либо геодинамического смысла. Анализ геологических данных показывает, что, несмотря на столь разрозненное тектоническое залегание осадочно-вулканогенного разреза Корватундровского пояса и насыщающих его базит-ультрабазитовых образований, мы рассматриваем их в составе единой палеоструктуры, ассоциация пород которой сопоставима с таковой в типичных докембрийских зеленокаменных поясах.

Вопрос о возрасте Корватундровского зеленокаменного пояса остается открытым. Согласно данным Д.К. Левицкого (1950 г.), гипербазиты, которые мы рассматриваем в единой ассоциации с другими породами пояса, прорваны жилами гранитов архейского возраста. А.М. Шукевич (1940 г.), С.А. Дюков и соавт. (1950 г.) рассматривали эти гранитоиды как раннепротерозойские. Нам ни разу не удалось наблюдать таких соотношений, но тем не менее, с нашей точки зрения, многие элементы разреза Корватундровского пояса, особенно его осадочно-вулканогенная часть, обнаруживают большие сходства с образованиями лопийского зеленокаменного пояса Колмозеро—Воронья. Несомненно, только геохронологические датировки смогут дать более реальное обоснование возраста.

Более мелкие зеленокаменные пояса Лисьегорский и Петцордынчский были выделены нами в зоне контакта Мурманского блока и Центрально-Кольской зоны на территории, прилегающей к автотрассе Мурманск—Серебрянская ГЭС. Их положение в структуре этого региона уже было рассмотрено в предыдущих разделах. Породы, слагающие Лисьегорский и Петцордынчский пояс, представлены биотитовыми, силлиманит-гранат-биотитовыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными гнейсами и сланцами, чередующимися с прослоями магнетитовых кварцитов. Широко развиты metabазальты, представленные однородными массивными и сланцеватыми амфиболитами. В Лисьегорском поясе были обнаружены горизонты микрозернистых кварцитов. Породы, слагающие оба пояса, интенсивно деформированы в складки с крутоориентированными осевыми плоскостями и шарнирами северо-западного простирания, на которые наложена еще одна складчатость северо-восточного простирания, изменяющая контуры поясов в плане. Эта складчатость в общей системе структурной шкалы региона сквозная и связана с широко проявленными на Кольском полуострове сдвигами северо-восточного простирания. Лисьегорский и Петцордынчский зеленокаменные пояса являются тектонизированными фрагментами лопийского зеленокаменного пояса Колмозеро—Воронья, смещенными относительно последнего вдоль Главного Мурманского сдвига. Естественно, что разрезы таких поясов неполные и не столь типичные, как в самом поясе Колмозеро—Воронья, где широко развиты базальты и коматииты [19, 21]. Кроме того, структура Лисьегорского и Петцордынчского поясов была очень сильно трансформирована в ходе более позднего сдви-

гообразования. В результате этого и границы поясов и их внутренняя структура характеризуются сейчас субвертикальными падениями.

В целом же для всей группы перечисленных здесь зеленокаменных поясов характерно присутствие осадочной и вулканогенной частей разреза, насыщенных в различной степени мелкими телами габбро и габбро-перидотов и крупными телами габбро-анортозитов. Последние обычно залегают в виде тектонически перемещенных тел в бортовых зонах зеленокаменных поясов. Но наиболее общей особенностью всех этих поясов является то, что все они заложены на раннеархейском тоналитовом фундаменте, о чем свидетельствует постоянная ассоциация этих пород как по периферии поясов, так и во внутренних зонах, где они были тектонически перемешаны с внутрипоясовыми осадочно-вулканогенными образованиями. Несмотря на то что в настоящее время имеются датировки только для зеленокаменного пояса Колмозеро—Воронья (2,8 млрд лет [96]), мы все же предварительно объединяем все эти пояса в лопийскую группу.

Во всех поясах, рассмотренных нами, присутствуют следы активных пластических деформаций, свидетельствующих о режиме сжатия, протекавшего в условиях метаморфизма амфиболитовой фации. Вследствие этого можно полагать, что современные размеры поясов вкрест простираения являются сокращенными по сравнению с их первоначальными размерами не меньше чем в 1,5—2 раза.

Еще одна важная особенность лопийских зеленокаменных поясов Кольского полуострова состоит в присутствии в их сложноскладчатой структуре тектонических клиньев эндрбитов, пород древнего тоналитового фундамента, а также в очень редкой встречаемости альпинотипных перидотитов. Только в Корватундровском зеленокаменном поясе были встречены тектонические фрагменты ультрабазитовых тел. Как будет показано ниже, альпинотипные перидотиты Корватундровского зеленокаменного пояса являются тектоническими фрагментами верхней мантии.

Несмотря на то что некоторые исследователи продолжают настаивать на том, что разрезы архейских зеленокаменных поясов Кольского полуострова сопоставимы с офиолитами [26, 88], с этим обстоятельством нельзя согласиться. Конечно, и сторонникам и противникам этой идеи довольно трудно приводить прямые аргументы, так как почти во всех поясах первичные отношения между породами во многих случаях оказываются нарушенными, их первичный химический состав изменен в ходе метаморфизма, а многоактные пластические деформации приводят к формированию вторичных текстур и структур и искажению конфигурации отдельных, особенно небольших по размеру, массивов. И все же многие, хотя и косвенные, данные свидетельствуют о том, что в раннем докембрии Кольского полуострова настоящие офиолитовые разрезы не формировались. Прежде всего для лопийских поясов характерны коматиты, бимодальные серии вулканитов и почти не встречаются мантийные перидотиты. Кроме того, габброиды не формируют гигантских или крупных пластин, насыщенных комплексом параллельных даек и сменяющихся базальтовыми разрезами. Габ-

броиды лопийских поясов представлены небольшими по размеру интрузиями, прорывающими осадочно-вулканогенные комплексы. Лишь особую позицию занимают перемещенные интрузии габбро-анортозитов.

Точка зрения об отсутствии настоящих офиолитов в раннем докембрии уже высказывалась неоднократно [43, 78, 193], и, казалось бы, наши рассуждения лишены какой-либо новизны. Однако, как уже было отмечено, на Кольском полуострове ранее были выделены и хорошо изучены только два лопийских зеленокаменных пояса, в то время как на соседней с Кольским полуостровом территории Балтийского щита — в Карелии — количество таких поясов различного размера превышает в несколько десятков раз. Складывалось впечатление о каком-то особом типе архейского фундамента Кольского полуострова, для которого зеленокаменные пояса, столь типичные для архейского времени, не были характерными. Оленегорский, Корватундровский, Лисьегорский и Петтордынчский пояса были выделены как структуры зеленокаменных поясов нами впервые. Поэтому даже на первом этапе изучения мы считаем очень важным дать оценку главных особенностей их строения, которые уже сейчас выявляют их несходство с разрезами настоящих офиолитов неогей.

МИКРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ КВАРЦА В ЭНДЕРБИТАХ АРХЕЯ

Структурные парагенезисы (складки, кливаж, сланцеватость, линейность и любые мелкие объекты с известной первоначальной формой) являются маркерами тектонических движений, с помощью которых можно определить направление транспорта материала. В этом отношении наиболее хорошо изучены покровные зоны фанерозойских областей, где выявление надвиговых структур базируется на палеонтологических методах.

В то же время в высокометаморфизованных образованиях докембрия, где палеонтологические окаменелости отсутствуют, выявление надвиговых структур сопровождается рядом трудностей. Само по себе пологое залегание метаморфической полосчатости еще не доказывает присутствие надвигов. По пологим плоскостям может осуществляться перемещение материала в условиях пластического сдвига. В таких случаях отличить пластические надвиги от сдвигов можно только путем выявления направления транспорта материала, которое окажется запечатленным в породе в виде отдельных структурных парагенезисов.

Анализ поведения маркеров деформации в областях развития фанерозойских покровных структур показывает сложную картину условий сжатия и растяжения внутри отдельных тектонических пластин [73, 155]. Обычно траектория перемещения надвиговых пластин в синметаморфических условиях отождествляется с линейными ориентировками минералов или других, удлиненных в ходе деформации геологических тел. В зонах пластических надвигов наиболее

типичны парагенезисы, отражающие вращение материала и его течение в направлении перемещения пластины. Структуры вращения при этом отражают некоторое удлинение материала в направлении, перпендикулярном линии транспорта пластины. Образование таких структур можно сравнить с прокатыванием кусочка пластилина между ладонями. К структурам вращения обычно относят складки, шарниры которых располагаются перпендикулярно линии транспорта пластины, в то время как осевые плоскости субпараллельны плоскости транспорта. Структуры течения обычно выражены предпочтительными ориентировками минералов, направление скольжения в решетке которых совпадает с направлением транспорта материала.

В Центрально-Кольской зоне внутри Вежетундровской пластины, сложенной породами чарнокитовой серии, установлены два типа минеральной линейности, выраженной в удлинении кварца. Первый тип этой линейности (L_2) наблюдается в тыловой и центральной зонах пластины: он характеризуется параллельным расположением удлинения кварца относительно линии транспорта пластины, которое геологическими методами было определено нами как 40° СВ. Во фронтальной части пластины наблюдается ортогональное расположение удлиненных зерен кварца относительно линии транспорта. Такие же ориентировки отмечены в центральной части пластины, где развиты мелкие надвиговые чешуи. Полоса эндрбитов, прилегающая к центральной и фронтальной зонам пластины, имеет массивное строение; линейное удлинение зерен кварца здесь ясно не выражено. Такое неоднородное распределение линейных ориентировок кварца или отсутствие их на некоторых участках пластины вообще свидетельствует о гетерогенности пластической деформации эндрбитов в ходе надвигообразования. Все приведенные факты сами по себе уже служат указанием на неоднородное и разнонаправленное течение материала в ходе глубинного надвигообразования. Чтобы понять механизм формирования структурных парагенезисов в зонах глубинных тектонических покровов, необходимо рассмотреть природу линейных ориентировок. С этой целью был предпринят микроструктурный анализ кварца из древнейших эндрбитов Кольского полуострова.

Модель формирования линейности кварца путем внутрикристаллической трансляции. Прежде чем рассмотреть петроструктурные узоры кварца, полученные с помощью измерения положения его c -осей на Федоровском столике, выясним характер изменения формы идеального кристалла кварца при его деформации путем трансляции в решетке по различным системам скольжения. На рис. 45 приведена модель, с помощью которой мы рассматриваем изменение формы идеального кристалла кварца в зависимости от систем скольжения, а также конечную ориентировку удлиненного зерна и его c -оси по отношению к линии тектонического транспорта в надвиговой структуре.

Из экспериментов в области металлургии и металлофизики [118] известно, что в ходе прокатки стали кристаллическая решетка металлов стремится расположиться так, что плоскость трансляции

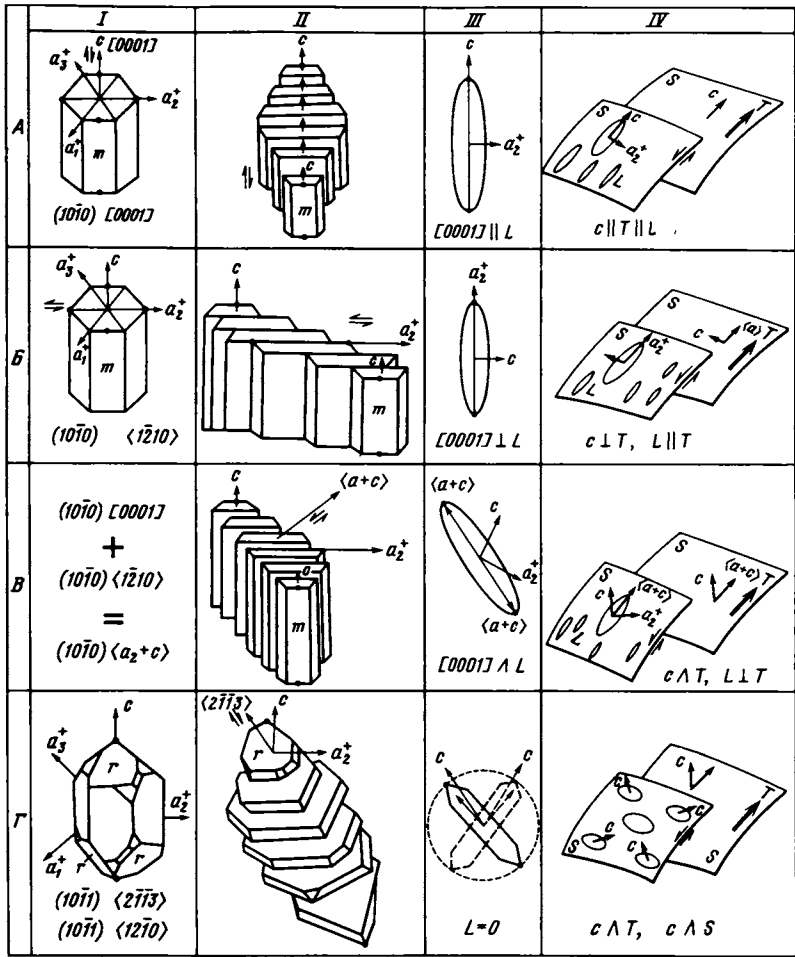


Рис. 45. Модель формирования линейности кварца путем внутрикристаллической трансляции

A—Г — кристаллография кварца и геометрия систем скольжения в его решетке: системы скольжения — $\{10\bar{1}0\} [0001]$ (A), $\{10\bar{1}0\} \langle 12\bar{1}0 \rangle$ (B), $\{10\bar{1}0\} \langle a_2+c \rangle$ (B), $\{10\bar{1}1\} \langle 2\bar{1}\bar{1}3 \rangle$ и $\{10\bar{1}1\} \langle 12\bar{1}0 \rangle$ (Г). II — модель изменения формы кварца в зависимости от систем скольжения; III — соотношения кристаллографических осей с удлинением деформированного кристалла; IV — положение деформированного кварца в плоскости надвига (T — направление транспорта пластины)

оказывается параллельной плоскости прокатки, в то время как направление трансляции оказывается параллельным направлению прокатки и растяжению прокатанного листа стали. Процесс прокатки стали можно с известной долей условности принять как наиболее близкую модель твердопластического течения горных пород в зонах глубинного надвигообразования. Если принять такую модель, то плоскости трансляции решетки в деформированных минералах должны

быть параллельны плоскости надвига, в то время как направления трансляции будут совпадать с направлением движения тектонических пластин. Используя эту посылку и экспериментальные данные по воспроизведению внутрикристаллической трансляции в решетке кварца при различных температурных условиях, мы рассматриваем четыре варианта деформации кварца по наиболее распространенным в природных условиях системам скольжения (см. рис. 45).

В условиях реализации призматической системы скольжения в направлении c $\{10\bar{1}0\}$ $[0001]$ происходит удлинение кристалла (см. рис. 45, А) в направлении c . В процессе надвигообразования плоскость трансляции кристаллической решетки кварца стремится занять положение, параллельное плоскости надвига S , а направление трансляции $[0001]$ располагается параллельно направлению транспорта T . В этом случае минеральная линейность по форме зерна отражает направление перемещения в надвиговой зоне. Предпочтительная ориентировка c -осей кварца при этом совпадает с направлением удлинения зерна.

Если призматическое скольжение осуществляется в направлении a_2 — $\{10\bar{1}0\}$ $\langle 1\bar{2}10 \rangle$, то удлинение зерна происходит в направлении a_2 (см. рис. 45, Б). В этом случае плоскость призмы стремится занять положение, параллельное плоскости надвига, а направление трансляции a_2 совпадает с траекторией движения пластины T . При этом, так же как и в первом случае, удлинение зерен будет отражать направление транспорта в надвиговой зоне. Предпочтительные ориентировки c -осей кварца при данной системе трансляции располагаются перпендикулярно удлинению зерен. Такое же конечное положение кварца в зоне надвига будет и при условии развития базисного скольжения в направлении a . Здесь мы не рассматриваем эту модель, так как базисное скольжение обычно свойственно только низкотемпературным деформациям кварца, протекающим при высоких скоростях.

Наиболее часто в природных условиях при высокотемпературных деформациях наблюдается призматическое скольжение по направлению $a+c$ — $\{10\bar{1}0\}$ $\langle a+c \rangle$. При этом удлинение зерен кварца осуществляется в направлении $\langle a+c \rangle$ (см. рис. 45, В), так как оно отражает суммарный эффект скольжения по плоскости призмы в направлениях $\langle 1\bar{2}10 \rangle$ и $[0001]$. Плоскость призмы стремится расположиться параллельно плоскости надвига, а удлинение кристалла и суммарное направление скольжения $\langle a+c \rangle$ оказываются параллельными направлению транспорта пластины — T . Максимальный угол отклонения c -осей кварца от линии транспорта пластины составляет при этом 45° .

В случае ромбоэдрического скольжения по системам $\{10\bar{1}1\}$ $\langle 2\bar{1}\bar{1}3 \rangle$ и $\{10\bar{1}1\}$ $\langle 1\bar{2}\bar{1}0 \rangle$ плоскостями трансляции являются грани положительного ромбоэдра. На рис. 45, Г изображено изменение формы кристалла кварца при скольжении по одной из граней положительного ромбоэдра в направлении $\langle 2\bar{1}\bar{1}3 \rangle$. Так как при ромбоэдрическом скольжении могут участвовать три грани, то суммарный результат трансляции параллельно этим граням не приводит к образованию удлинения зерна. Плоскости трансляции — грани положительного

ромбоздра — стремятся занять положение, параллельное плоскости надвига, в то время как c -оси кварца будут располагаться под некоторым углом к плоскости надвига и к направлению транспорта вещества. Поскольку при ромбоздрическом скольжении не происходит значительного удлинения зерен кварца, предпочтительные ориентировки по форме зерен отсутствуют. Здесь важное значение имеют предпочтительные ориентировки c -осей кварца.

Интерпретация предпочтительных ориентировок c -осей кварца в зоне пластических надвигов. Вкрест простирания Вежетундровской пластины из эндербитов были отобраны ориентированные образцы (рис. 46), из которых были изготовлены шлифы параллельно и перпендикулярно к наблюдаемой плоскости сланцеватости.

Микростроение эндербитов. В шлифах эндербиты представлены неравномерно-зернистыми разностями, характеризующимися порфигранобластовой, немагнотгранобластовой структурой. В них присутствуют (в %): 45—70 плагиоклаза, 20—40 кварца, 1—18 ортопироксена, 1—5 биотита, 0—10 клинопироксена и 0—3 амфибола. Кварц представлен зернами двух генераций, среди которых выделяются крупные зерна 1-й генерации с волнистым погасанием и структурами полос излома (см. рис. 8, А, Б). В зернах кварца 1-й генерации отмечаются субзеренные структуры, свидетельствующие о незначительной динамической рекристаллизации. Границы зерен обычно причудливы, они характеризуются врезами, заливами, острыми пиками, что, скорее всего, свидетельствует о миграции границ зерен в ходе высокотемпературной ползучести. Кварц 2-й генерации представлен мелкими зернами, свободными от деформаций. Размеры зерен кварца II составляют 0,2—0,5 мм. Кварц II обычно развит по периферии крупных удлиненных зерен кварца I, размеры которого достигают 10 мм.

Результаты микроструктурного анализа сведены на рис. 47. Здесь даны наиболее характерные узоры c -осей кварца из разных зон пластины. Выделяются призматический тип ориентировок (рис. 47, А—В) и тип "перекрестные пояса" (см. рис. 47, Г—Е). Призматический тип петроструктурных узоров кварца получен в образцах, отобранных в подошве надвиговой пластины и в ее центральной части, где развиты зоны локальных надвиговых чешуй (см. рис. 46, 47, А—В). Для интерпретации узоров c -осей кварца мы будем использовать экспериментальные данные, приведенные в главе 3, и результаты моделирования (см. рис. 45). В образце (см. рис. 47, А) удлинение кварца расположено перпендикулярно к направлению падения пластины и линии ее транспорта T_1 и характеризуется субгоризонтальными ориентировками. В отдельных удлиненных кристаллах кварца оси c совпадают с направлением удлинения зерен, т.е. L_2 . Исходя из этого, оказывается возможным восстановить ориентировку главных осей напряжения, при которой оси c кварца, создающие большедуговой пояс, окажутся ориентированными перпендикулярно σ_1 (при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$). В экспериментах такие картины распределения c -осей кварца были получены в условиях сжатия при призматическом скольжении. Согласно моде-

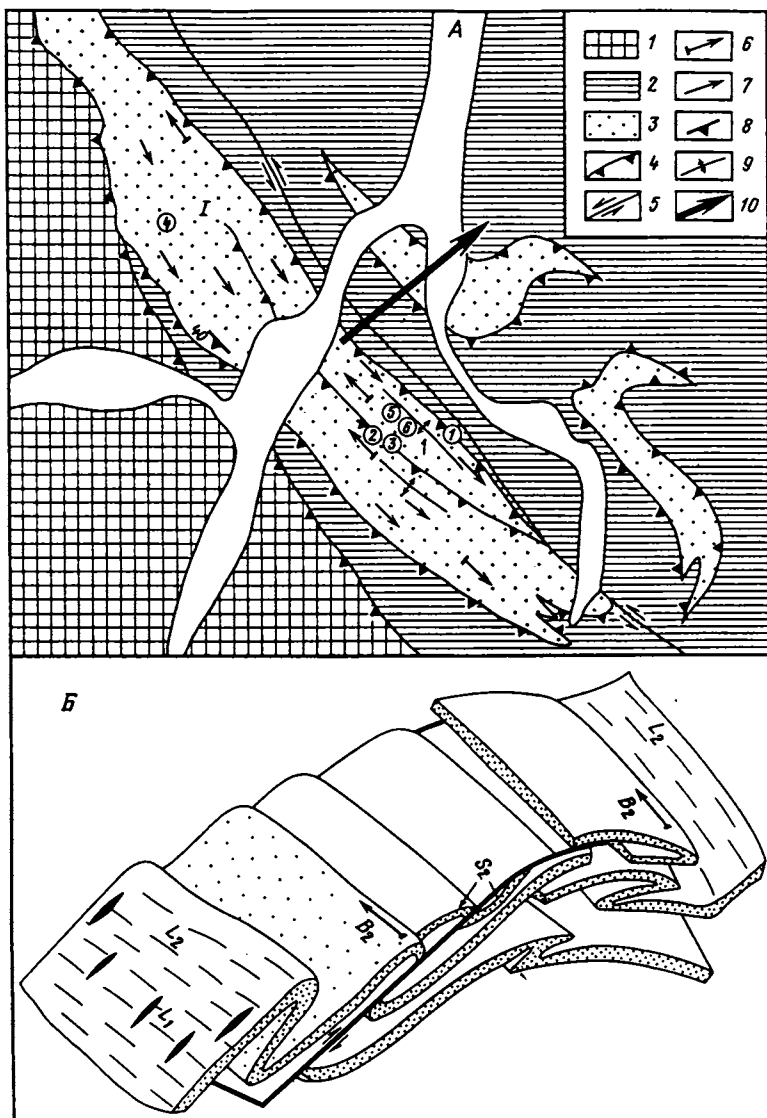


Рис. 46. Схема отбора образцов в эндербитах для микроструктурных исследований (А) и блок-диаграмма внутреннего строения Везетундровской пластины (Б)

А. 1—3 — архейские образования: 1 — Оленегорского зеленокаменного пояса, 2 — кольской серии, 3 — чарнокитовой серии; 4—10 — структурные элементы: 4 — границы тектонических пластин, 5 — зоны сдвигов, 6 — ориентировка линейности L_2 (выраженной в удлинении кварца) с углами падения $0-25^\circ$, 7 — ориентировка шарниров складок F_2 с углами падения $0-20^\circ$, 8 — направление падения Везетундровской пластины, 9 — осевые поверхности антиформ F_2 , 10 — направление транспорта пластин; I — Везетундровская пластина. Б — блок-диаграмма, схематизирующая внутреннее строение Везетундровской пластины. Цифры в кружках — места отбора образцов. 1 — месторасположения крупной антиформы

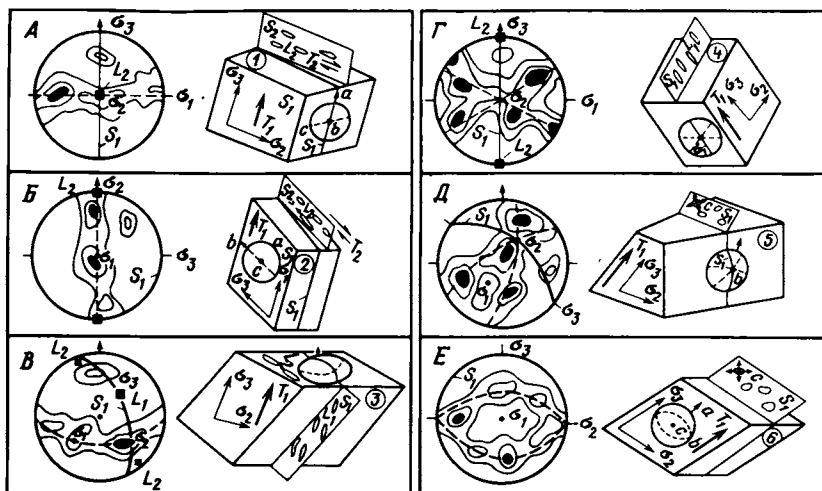


Рис. 47. Микроструктурный анализ кварца

Справа от круговых диаграмм даны блок-диаграммы, отражающие ориентировку c -осей кварца в структуре образца; цифры в кружках соответствуют номерам образцов на рис. 46. Изолинии 1—5—10% (100 замеров)

лированию (см. рис. 45,А), параллельность удлинения зерна его c -оси возможна лишь в случае развития системы скольжения $(10\bar{1}0)$ $[0001]$. Используя поведение металлов при прокатке, мы вправе предположить, что направление перемещения материала, в ходе которого возникла линейность L_2 , ориентированная перпендикулярно падению пластины, может быть отождествлено с направлением σ_3 . Следовательно, в образце (см. рис. 47,А) направление течения соответствует траектории вектора T_2 , отражающего перемещение или течение материала во фронтальной зоне пластины перпендикулярно ее главному транспорту T_1 .

Микроструктурный анализ c -осей кварца из образца, отобранного в центральной зоне пластины, в области развития мелких надвиговых чешуек, приведен на рис. 47,Б. Здесь, так же как и в предыдущем образце (см. рис. 47,А), удлинение зерен кварца ориентировано перпендикулярно главной траектории транспорта пластины T_1 . Оси c ориентированы под углом к удлинению. Этот угол варьирует от 45 до 90°. Согласно моделированию (см. рис. 45,Б,В), такое расположение c -осей относительно удлинения деформированного зерна возможно при системах скольжения $\{10\bar{1}0\} \langle 1\bar{2}10 \rangle$ и суммарного скольжения по плоскости призмы в направлении $\langle a+c \rangle$. В этом случае ось σ_3 ориентирована перпендикулярно направлению главного транспорта пластины T_1 и отражает растекание материала в направлении T_2 (см. рис. 47,Б).

Результаты микроструктурного анализа образца, отобранного также из центральной зоны пластины, в зоне интенсивной складчатости, связанной с локальными надвигами, представлены на рис. 47,В. Здесь удлинение зерен кварца, создающего линейность L_1 , ори-

ентрировано параллельно линии главного транспорта пластины T_1 . Оси c -кварца расположены под углом $> 45^\circ$ к направлению удлинения зерен. Согласно модели (см. рис. 45, В) такое положение c -оси кварца отражается лишь ситуацией, возникающей при комплексном скольжении по плоскости призмы в направлении $\langle a+c \rangle$. Таким образом, в приведенном образце установлены системы скольжения, в результате реализации которых формируется удлиненная ориентировка кварца в направлении течения материала пластины, т.е. a -линейность (L_1). Кроме того, здесь присутствуют ориентировки кварца L_2 , расположенные параллельно T_2 .

Теперь рассмотрим группу образцов, отобранных из центральной и тыловой зон пластины, где чешуеобразование не проявлено. Их петроструктурные узоры формируют "перекрестные пояса" (см. рис. 47, Г—Е). На рис. 47, Г представлена диаграмма, расположенная в структурном сечении ac . Удлинение кварца параллельно σ_3 и линии транспорта пластины T_1 . Такое положение линейности по кварцу возможно при активизации системы скольжения $\{10\bar{1}0\} [0001]$ или $\{10\bar{1}0\} \langle 12\bar{1}0 \rangle$. В то же время, согласно экспериментальным данным, узоры "перекрестных поясов" отражают совокупность призматического скольжения и скольжения по плоскостям ромбоэдра. Как уже было показано, при ромбоэдрическом скольжении удлинения зерен не происходит. Это позволяет нам предполагать, что при деформации кварца во внутренних зонах пластины вклад призматического скольжения был более значительным, чем скольжение по плоскостям ромбоэдра.

Диаграмма с узором "перекрестные пояса", расположенная в плоскости под углом 40° к плоскости сланцеватости, приведена на рис. 47, Д. Удлинения зерен кварца в этом образце не отмечено. Ось растяжения σ_3 оказывается ориентированной параллельно направлению транспорта T_1 . Согласно модели (см. рис. 45) и учитываемая системы скольжения, при которых формируются узоры "перекрестные пояса", мы вправе предположить, что в этом случае ромбоэдрическое скольжение было более активным. На рис. 47, Е дана диаграмма искаженного узора "перекрестные пояса", расположенного в плоскости сланцеватости. Удлинения зерен кварца здесь не выражено, но σ_3 тем не менее совпадает с направлением траектории главного транспорта пластины T_1 . Отсутствие линейности здесь объясняется преобладанием скольжения по грани ромбоэдра над призматическим, совокупность которых приводит к созданию "пересекающихся поясов".

Обобщим данные микроструктурного анализа. Как уже было показано, в ходе мезоструктурного анализа была выявлена структурная неоднородность в пределах единой пластины эндербитов, которая запечатлена в различной ориентировке линейности, частоте распределения мелких складок и в их морфологических различиях. Микроструктурные данные подтверждают эту неоднородность и еще более ярко подчеркивают ее. В ходе комплексной интерпретации микроструктурных данных установлено, что в пределах единой пластины существуют зоны разнонаправленного течения ве-

щества. Первая стадия течения согласована с траекторией перемещения материала в ходе общего продвижения Вежетундровской пластины с юго-запада на северо-восток в направлении 40° СВ—Т₁. Вторая стадия отражает латеральное растекание материала в направлениях T_2 , перпендикулярных к траектории главного транспорта. Латеральное растекание материала осуществляется по прерывистым зонам, локализующимся главным образом в областях максимального скупивания материала, т.е. во фронтальных частях глубинного покрова. Частичное скупивание и латеральное растекание вещества наблюдаются также в центральной зоне пластины, в то время как в ее тыловой части присутствуют ориентировки, свидетельствующие только о растяжении в направлении перемещения пластины. Латеральное растекание материала при этом контролируется пластическими сдвигами, осуществляющимися в плоскости надвига, но в направлении, ортогональном к перемещению пластины. Эти выводы находятся в соответствии с экспериментальными данными, согласно которым [128, 175, 188] с-типы, "малодуговой" и "призматический" типы узоров характерны для деформации, протекающей в условиях осевого растяжения или простого сдвига. Узор "перекрестные пояса" отражает объемную пластическую деформацию. В исследованных нами образцах, отобранных из подошвы надвиговой пластины и из зоны развития локальных надвиговых чешуй внутри крупной пластины, был выявлен "призматический тип" петроструктурного узора. Именно в этих зонах максимально развиты касательные напряжения и растяжение материала в направлении линии транспорта пластины. В образцах, отобранных из центральной части пластины, отмечаются только узоры "перекрестных поясов". Действительно, можно ожидать, что во внутренних зонах перемещающейся пластины будут преобладать объемные деформации.

Исследование деформаций кварца с помощью электронной микроскопии. Подготовка образцов. Для исследования дислокационных структур кварца были отобраны три образца эндрбитов с различной степенью деформации его главных порообразующих минералов. Первый образец (Д-71) был взят из пласта крупнокристаллических эндрбитов, слагающих фронтальную зону надвиговой пластины. В этом образце кварц, пироксены и плагиоклазы характеризуются высокой степенью уплощенности. Второй образец (К-25) взят из крупнокристаллических эндрбитов, развитых в осевой зоне складки F_2 , расположенной в центральной части пластины. Текстура породы в образце характеризуется небольшой степенью уплощенности кварца. Третий образец (Д-113) был взят из зоны объемной деформации, расположенной на удалении от подошвы пластины, где складкообразование не проявлено. Эндрбиты в этом образце имеют очень слабую степень деформации.

Для исследования образцов под электронным микроскопом были приготовлены специальные препараты в виде полированных аншлифов. Выявление дислокационных структур на поверхности аншлифов осуществлялось с помощью избирательного травления. В основу метода избирательного травления заложены представления о том,

что ядра дислокаций в кристаллах соответствует областям искажений кристаллической решетки, которые, в свою очередь, окружены атмосферой из примесных атомов. Если скорость травления кристалла вблизи ядра дислокации окажется больше скорости травления в бездефектной области кристалла, то при погружении препарата в травитель в тех местах, где дислокации выходят на поверхность, будут образовываться ямки травления. Морфология ямок травления при этом будет в определенной мере отражать морфологию и конфигурации дислокационных структур в деформированном кристалле [5, 266].

Известно, что при действии 48% водного раствора HF на кварц на поверхности препарата появляются многочисленные ямки травления, большинство из которых не связано с выходом дислокаций, отражающих дефекты кристаллической решетки деформированного минерала. Часть ямок травления образуется вдоль царапин, трещин, которые неизбежно появляются на поверхности во время подготовки препарата. Такие ямки травления, не связанные с выходом дислокаций, запечатленных в решетке минерала в ходе природных деформаций, имеют правильную форму и хорошо отличимы от ямок дислокационной природы.

Обычно в качестве избирательного травителя широко используется раствор, состоящий из трех частей 48% HF, разбавленной в 97 частях концентрированной HNO₃ [266]. Для избирательного травления образцов эндербитов, помимо этого раствора, мы использовали водные растворы HF с концентрацией 1—5%. Время травления было различным — от нескольких часов до 2—3 сут. Соответствие ямок травления выходам дислокаций определялось по совпадению ямок травления на двух половинках раскола образца, подвергнутых травлению при одинаковых условиях. После этой процедуры полированные поверхности аншлифов с предварительной ручной доводкой на алмазных пастах с размерами зерен 0,1—0,05 мкм подвергались травлению.

Препараты, подвергнутые травлению, предварительно были исследованы в отраженном свете на микроскопе МБИ-6 при увеличении 500, а затем в растровом электронном микроскопе ISI-60 при увеличениях до 20 000. Перед проведением микроскопических исследований протравленные поверхности препаратов были напылены в вакууме серебром.

Для оценки правильности данных о плотности дислокаций, полученных с помощью избирательного травления, в качестве независимого метода был использован дифракционный контраст от дислокаций в просвечивающем электронном микроскопе EM-802 (AEI) при ускоряющем напряжении 100 кВ. Чтобы получить препараты для исследований, мелкие частицы кварца растирали между стеклянными пластинками до состояния порошка, затем порошок наносили на угольную подложку. Подготовка препаратов, их травление и исследование в электронном микроскопе были проведены В.Е. Сонюшкиным в Институте литосферы АН СССР.

Результаты исследований и их интерпретация. Дислокационные

структуры кварца из архейских эндербитов, обнаруженные внутри субзерен, даны в Таблице V, а (см. вкл.). Здесь хорошо проявлены отдельные дислокации, дислокационные диполи и изогнутые петли дислокаций. Четкие ямки травления образуются на дислокациях, ориентированных нормально к поверхности исследуемого препарата. Дислокации, располагающиеся под небольшим углом к поверхности препарата, при травлении выглядят как желобки с клиновидными очертаниями в тех местах, где дислокационные линии круто погружаются в глубину кристалла.

На границах субзерен были обнаружены сложно построенные стенки дислокаций, состоящие из краевых, винтовых и смешанных дислокаций. В том случае, когда границы субзерен оказываются ориентированными близко к поверхности препарата, травление выявляет ряды и стенки дислокаций, слагающие эти границы (Таблица V, в). Дислокационные границы субзерен часто вытянуты в направлении $[0001]$ (Таблица V, а, б). Очевидно, в их строении важная роль принадлежит дислокациям с краевой компонентой вектора Бюргерса, равной $\langle a \rangle$. Кроме удлинненных субзерен, внутри некоторых крупных кристаллов кварца были выявлены призматические субзерна (Таблица V, а, б), диаметр которых заметно варьирует в различных образцах. При наблюдении в поляризованном свете, призматические субзерна предстают в виде деформационных слоев и лент. Структуры такого типа широко развиты в обр. Д-71 с весьма совершенной деформационной структурой главных породообразующих минералов.

В ряде случаев, когда с помощью измерений выхода оптических осей кварца, произведенных на Федоровском столике, и анализа петроструктурных узоров ориентированных диаграмм c -осей кварца была заранее установлена ориентировка исследуемой поверхности препарата, удается различить дислокации с различными векторами Бюргерса. В Таблице V, б представлено сечение, ориентировка которого близка к плоскости гексагональной призмы $\{10\bar{1}0\}$. Здесь выделяются четкие ямки травления, характеризующиеся вытянутостью в трех кристаллографических направлениях — a , c и $a+c$. Дислокации такого типа широко распространены в природно-деформированных образцах кварца [175, 266]. Помимо призматических субзерен, ограниченных плоскостями рациональных индексов, в образцах кварца из эндербитов в большом количестве содержатся субзерна, границы которых ориентированы в иррациональных кристаллографических направлениях.

Во всех исследованных препаратах установлены следы динамической рекристаллизации. Зародыши рекристаллизованных зерен развиваются, как правило, в местах скопления дислокаций (Таблица V, г). Размеры этих областей достигают 1 мкм. Часто рекристаллизованные зерна располагаются на пересечении субзерен, формирующих отдельные дислокационные слои или ленты. Как видно из Таблицы V, в, г, рекристаллизованные зерна разориентированы по отношению к материнским зернам. Все эти особенности дислокационного строения свидетельствуют о динамическом характере рекристал-

Таблица 3

Параметры деформации архейских эндрбитов Кольского полуострова, рассчитанные по плоскостям свободных дислокаций в кварце

Номер образца	ρ , см ⁻²	σ , бар	ϵ' , с ⁻¹	η , П	ϵ' , с ⁻¹	η , П
			при $Q = 60$ ккал/моль		при $Q = 90$ ккал/моль	
Д-71	10^8	330	2×10^{-12}	$1,7 \times 10^{17}$	2×10^{-18}	$1,7 \times 10^{23}$
К-25	5×10^7	233	$5,6 \times 10^{-13}$	$4,1 \times 10^{18}$	$5,6 \times 10^{-19}$	$4,1 \times 10^{24}$
Д-113	3×10^7	180	$2,5 \times 10^{-13}$	$7,2 \times 10^{18}$	$2,5 \times 10^{-19}$	$7,2 \times 10^{24}$

Таблица 4

Параметры деформации архейских эндрбитов Кольского полуострова, рассчитанные по размерам дислокаций субзерен

Номер образца	d , мкм	σ , бар	ϵ' , с ⁻¹	η , П	ϵ' , с ⁻¹	η , П
			при $Q = 60$ ккал/моль		при $Q = 90$ ккал/моль	
Д-71	18	111	$5,1 \times 10^{-14}$	$2,2 \times 10^{19}$	$5,1 \times 10^{-20}$	$2,2 \times 10^{25}$
К-25	21	95	3×10^{-14}	$3,2 \times 10^{19}$	3×10^{-20}	$3,2 \times 10^{25}$
Д-113	23	87	$2,3 \times 10^{-14}$	$3,8 \times 10^{19}$	$2,3 \times 10^{-20}$	$3,8 \times 10^{25}$

лизации кварца в процессе твердопластической деформации. Вместе с тем следует отметить, что процесс динамической рекристаллизации в изученных образцах незначителен.

Наиболее характерная особенность деформированного кварца из эндрбитов Кольского полуострова — широкое развитие в нем структур, свидетельствующих о переползании дислокаций. При переползании дислокаций формируются типичные для этого процесса дислокационные петли. Кроме того, высокая плотность свободных дислокаций, наличие субзерен, отделенных друг от друга дислокационными сетками, также являются признаками деформации, проходящей под контролем механизма высокотемпературной ползучести (крипа). Совокупность этих данных свидетельствует о том, что образцы эндрбитов испытали твердопластическое течение в условиях установившейся ползучести, когда дислокационные процессы восстановления существенно преобладали над процессами динамической рекристаллизации.

Для оценки величины палеонапряжений, которые определяли деформацию эндрбитов в условиях метаморфизма гранулитовой фации умеренных давлений, нами были рассчитаны плотности свободных дислокаций и размеры субзеренных структур во всех исследованных образцах. Эти данные приведены в табл. 3 и 4.

Плотности дислокационных ямок различаются от зерна к зерну (Таблица V, а, б, VI, б. (см. вкл.)). Иногда их распределение неравномерно и в пределах одного зерна (Таблица VI, в). Средние значения плотностей свободных дислокаций, подсчитанные по плотности распределения

ямок травления, а также по распределению зон пересечения линий дислокаций, сильно варьируют от образца к образцу (от 1×10^6 до 8×10^8 см⁻²) и вполне удовлетворительно совпадают с величинами плотности свободных дислокаций, полученными независимым прямым методом с использованием дифракционного контраста в просвечивающем электронном микроскопе.

Таким образом, исследование дислокационных структур природно-деформированного кварца из образцов древнейших эндрбитов Кольского полуострова показало, что кварц несет следы остаточных деформаций, осуществлявшихся путем внутрикристаллической трансляции и незначительной динамической рекристаллизации. Наиболее широко проявлены деформации, возникающие в условиях установившейся дислокационной ползучести, когда процессы восстановления существенно преобладают над процессами динамической рекристаллизации.

Оценка параметров деформации: палеонапряжения, вязкости и скорости деформации. Оценка параметров деформации имеет большое значение, так как она связана с проблемой напряженного состояния в глубинных зонах литосферы. В настоящее время существуют теоретические расчеты, показывающие, что горные породы не могут выдерживать высоких локальных давлений, вызывающих большие девиаторные напряжения. Согласно теоретическим расчетам Ж. Шубера и соавт. [244], величина девиаторных напряжений, вызывающих твердопластическое течение горных пород в верхней мантии, оценивается десятками бар (при T 1200°C $\sigma = 193$ бар, при T 1600°C $\sigma = 17$ бар). В то же время отсутствуют теоретические расчеты по оценке палеонапряжений, приводящих к деформации метаморфических пород в глубинных горизонтах протоконтинентальной древней коры. Тем не менее существует большое количество работ, в которых эмпирическим путем определяются значения палеонапряжений, вызывающих деформации коровых метаморфических пород [196, 215, 222, 260, 268].

Величина палеонапряжений ($\sigma = \sigma_1 - \sigma_3$) может быть рассчитана с помощью хорошо известного в материаловедении уравнения зависимости размера зерен (D) от напряжения: $\sigma = 1/D$. Связь размера зерен и величины дифференциального напряжения имеет теоретическое обоснование [115, 228] и широко используется для расчетов в природно-деформированных горных породах. Палеонапряжения могут быть рассчитаны по размерам динамически рекристаллизованных зерен (D), размерам субзеренных структур (d) и значениям плотностей свободных дислокаций (ρ). Основные уравнения имеют вид

$$\sigma = l\mu b/d^v [233], \sigma = mD^{-w} [143],$$

$$\sigma = k\mu b/d^u [248], \sigma = L_0 \rho / D [261, 268],$$

где k, l, m, v, L_0, w, u — константы, зависящие от свойств материала, скорости деформации и механизмов деформации. Все эти уравнения справедливы только для пород, деформированных в условиях ползучести.

Использование этих уравнений абсолютно неприменимо к бластомилонитам, которые характеризуются разрушенным на фенокласты и мелкозернистый рекристаллизованный мезостаз строением. Как было неоднократно отмечено [228, 268], в этих случаях оценки палеонапряжений оказываются чрезмерно завышенными.

Исследование дислокационной структуры кварца с помощью электронной микроскопии показало, что деформация эндрбитов контролировалась высокотемпературной ползучестью, что и определило справедливость использования уравнений палеонапряжений для наших расчетов. Оценки палеонапряжений были рассчитаны по размерам субзеренных структур и плотностям свободных дислокаций для трех образцов эндрбитов, отобранных в разных структурных доменах тектонической пластины. В обр. Д-71 средние значения плотностей свободных дислокаций максимальные: $\rho = 10^8 \text{ см}^{-2}$. Более низкие значения ρ получены для обр. К-25 и Д-113: $\rho = 5 \times 10^7$ и $3 \times 10^7 \text{ см}^{-2}$ (см. табл. 3) соответственно. Значения размеров дислокационных субзерен варьируют: $d = 18 \text{ мкм}$ в обр. Д-71, $d = 21 \text{ мкм}$ в обр. К-25 и $d = 23 \text{ мкм}$ в обр. Д-113. Для расчетов были использованы следующие значения констант: $k = 2$, $\mu = 3,3 \times 10^5 \text{ бар}$, $u = 1/2$, $b = 5,16 \times 10^{-8} \text{ см}$, $l = 12$, $v = 3/2$ [248, 268].

Оценки палеонапряжений (см. табл. 3,4) показывают неравномерное распределение этих параметров в разных структурных доменах тектонической пластины. Для обр. Д-71, отобранного в подошве пластины в ее фронтальной зоне, получены максимальные значения: $\sigma = 330 \text{ бар}$. В центральной части пластины $\sigma = 233 \text{ бар}$ (обр. К-25), в тыловой зоне — 180 бар (обр. Д-113). Эти значения получены по плотностям свободных дислокаций. Значения, рассчитанные по размерам дислокационных субзерен, варьируют с той же закономерностью: в обр. Д-71 $\sigma = 111 \text{ бар}$, в обр. К-25 — 95 бар , в обр. Д-113 — 87 бар . Средние значения палеонапряжений соответствуют 248 бар (оценка по ρ) и 97 бар (оценка по d).

Поскольку величина дислокационных субзерен по сравнению с плотностями свободных дислокаций является более независимой от таких явлений, как поздний отжиг, который в разной степени неизбежно присутствует во всех породах, выведенных с больших глубин на поверхность, значения палеонапряжений, равные 97 бар , мы рассматриваем как более реальные.

Обзор литературных данных по расчетам палеонапряжений по дислокационным структурам кварца и в кварцсодержащих метаморфических породах показывает также невысокие параметры σ . Согласно данным Д.М. Миллера и Дж.М. Кристи [215], палеонапряжения в $28\text{—}148 \text{ бар}$ были установлены для архейских кварцитов, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации (горы Альбион, Южное Идахо, США) по размерам рекристаллизованных зерен. В зоне Мойнского надвига (Шотландия) для одних и тех же кварцевых бластомилонитов, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, были получены следующие оценки палеонапряжений: $\sigma = 20\text{—}40$, $205\text{—}2000$ и $490\text{—}1800 \text{ бар}$ по значениям разме-

ров субзерен, рекристаллизованных зерен и плотностей свободных дислокаций соответственно [222].

Анализируя величины палеонапряжений, можно видеть, что девиаторные напряжения различны в зонах разнофациального метаморфизма: наиболее низкие значения палеонапряжений — десятки и первые сотни бар — характеризуют деформации, протекающие в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, в то время как наиболее высокие значения σ , достигающие сотни—первые тысячи бар, — деформации в зонах зеленосланцевой фации. Эти данные хорошо коррелируются с теоретическими расчетами, представленными Ж. Шубером и соавт. [244]. Авторы показали, что с увеличением температур величина девиаторных напряжений, вызывающих твердопластическое течение мантийных пород, уменьшается. Такие закономерности, по-видимому, соблюдаются и в глубинных горизонтах разогретой докембрийской протоконтинентальной коры.

Неоднородное распределение палеонапряжений в Вежетундровской пластине эндербитов находится в хорошем соответствии с их текстурно-структурной анизотропией. Максимальные значения палеонапряжений выявлены во фронтальной зоне пластины, где текстурно-структурная анизотропия эндербитов максимальная: здесь кварц, пироксен, плагиоклазы характеризуются высокой степенью уплощенности. Средние и минимальные значения соответствуют образцам эндербитов с менее совершенной текстурно-структурной анизотропией: в этих зонах зерна кварца характеризуются гораздо менее совершенной степенью уплощенности, чем во фронтальной части пластины, а пироксены и плагиоклазы вообще не создают видимого уплощения по форме зерен.

В целом анализ значений палеонапряжений показывает, что в зонах глубинного надвигообразования, где деформация пород осуществлялась в условиях высокотемпературной ползучести, напряжения не были большими. Можно, таким образом, полагать, что даже при небольших напряжениях (97 бар) в породах развивались большие деформации, которые, по-видимому, контролировались главным образом высокой степенью разогрева протоконтинентальной коры на ранних стадиях развития коры.

Теперь рассмотрим другие, не менее важные параметры деформации раннеархейских образований. Одним из важных реологических свойств деформируемого материала является его вязкость, характеризующая твердопластическое течение пород в процессе деформации. Динамическая вязкость является функцией величины напряжения и скорости деформации: $\eta = \sigma / \dot{\epsilon}$. Оценка скорости деформации $\dot{\epsilon}$ была произведена по уравнению течения $\dot{\epsilon} = A\sigma^n \exp(-Q/RT)$ при разных значениях Q — величины энергии активации. Из уравнения следует, что скорость деформации будет тем медленнее, чем выше значение Q . Для высокотемпературного крипа кварцсодержащих пород обычно даются оценки $Q = 60$ и 90 ккал/моль [215, 260].

При введении в уравнение течения $Q = 60$ ккал/моль скорости деформации варьируют от 10^{-12} до 10^{-13} с^{-1} при разных значениях σ , рассчитанных по величинам ρ . Для этих же величин σ скорости

деформации, рассчитанные при $Q = 90$ ккал/моль, варьируют от 10^{-18} до 10^{-19} с^{-1} (см. табл. 3). Для величин σ , рассчитанных по размерам дислокационных субзерен, при $Q = 60$ ккал/моль скорости деформации оцениваются в 10^{-14} с^{-1} , в то время как при $Q = 90$ ккал/моль $\dot{\epsilon} = 10^{-20} \text{ с}^{-1}$ (см. табл. 4).

Такие значения скорости деформации отражают очень медленное твердопластическое течение горных пород. Причем так же, как в случае распределения величин палеонапряжений, скорости деформации неравнозначны в разных структурных доменах. В общем виде параметры скорости деформации относятся как 3:2:1 или 2,5:1,5:1 во фронтальной зоне пластины, ее центральной и тыловой зонах соответственно. Все это свидетельствует о разноградиентном сдвиговом течении, следствием которого и является структурно-текстурная неоднородность, выявленная в пластине эндрбитов геологическими методами.

По оценкам деформации и величины дифференциальных напряжений динамическая вязкость эндрбитов соответствует порядку 10^{19} П (при $Q = 60$ ккал/моль) и 10^{25} П (при $Q = 90$ ккал/моль). По-видимому, более реальной величиной можно считать вязкость 10^{19} П.

Таким образом, параметры деформации архейских эндрбитов еще определеннее подтверждают структурно-текстурную неоднородность в пределах единой тектонической пластины. Оценка этих параметров выявляет генетические аспекты этих неоднородностей, которые контролируются разноградиентным твердопластическим сдвиговым течением, приводящим к созданию локальных зон неоднородных напряжений в пределах крупной тектонической пластины, сложенной тоналитами.

Оценка степени деформации тектонических пластин. Тектоническая история раннего этапа эволюции протоконтинентальной архейской коры продолжительна и сложна. Несмотря на огромное количество обобщающих работ, опубликованных за последние пятнадцать лет по этой проблеме, представления о тектонической эволюции древней континентальной литосферы весьма разноречивы. Одной из главных проблем является вопрос о вертикальном наращивании древней протоконтинентальной коры, которая, как это считается многими геологами, изначально была представлена относительно мало мощной оболочкой. Среди причин, приводящих к вертикальному утолщению раннедокембрийской коры, рассматриваются механизмы подкоровой аккреции [190], подкорового наращивания базальтоидных горизонтов [168], разуплотнения и расширения базитовой коры в результате гранитизации [53, 85, 86], столкновения первичных микроконтинентов в условиях обстановок островных дуг [10], скучивания первично-корового материала путем образования глубинных тектонических покровов, способных перемещаться на большие расстояния [249]. Все это показывает, что проблема раннеархейской тектоники до сих пор остается недостаточно разработанной и нуждается не только в дальнейшем общем анализе, но и в сборе допол-

нительной информации как в полевых, так и в лабораторных условиях.

В связи с этим важной представляется оценка степени деформации древних коровых пластин, которые в последние годы обнаружены почти во всех регионах развития архейских образований. Нет сомнения, что перемещение этих пластин происходило в глубинных условиях при высоком разогреве пород, а не на поверхности, так как 3,8 млрд лет на Земле уже были сформированы осадочные толщи. Кроме того, развитие высокотемпературных структурно-метаморфических парагенезисов в породах, сложенных коровыми пластинами, свидетельствует о перемещении их в твердопластическом состоянии, сопровождавшемся метаморфизмом гранулитовой или амфиболитовой фации.

Перемещение твердопластичных глубинных покровов происходит в ограниченном пространстве, и это уже само по себе порождает проблему пространственного перераспределения корового вещества. Чтобы понять, могут ли привести процессы скучивания твердопластических покровов к наращиванию протоконтинентальной коры, мы провели оценку степени деформации одной из наиболее хорошо изученных в структурном отношении пластины эндербитов хр. Веже-тундра, расположенной в северо-восточном обрамлении Оленегорского зеленокаменного пояса Кольского полуострова.

Исследование предпочтительных ориентировок и механизмов деформации породообразующих минералов показало, что в ходе твердопластического течения кристаллическая решетка минералов стремится расположиться так, что направление ее трансляции совпадает с траекторией перемещения пластин, а плоскость трансляции при этом оказывается параллельной плоскости подошвы пластины. Другими словами, пластина в ходе твердопластического течения должна испытывать утонение в вертикальном направлении и неизбежно удлиняться по горизонтали в направлении тектонического транспорта. Кроме того, было установлено, что на заключительной стадии кровообразования происходит еще дополнительное "растекание" пластин в латеральном направлении, перпендикулярном линии тектонического транспорта.

Обычно степень деформации толщ оценивается с помощью маркеров деформации, которыми могут быть любые геологические объекты, первоначальная форма которых известна. Маркерами деформации могут служить фаунистические остатки, гальки конгломератов, оолиты в известняках и т.д. В высокотемпературных архейских породах найти надежные маркеры деформации обычно очень трудно. Однако если метаморфические породы представлены первичномагматическими образованиями, то своеобразными маркерами деформации могут выступать слагающие их минералы. Главным допущением при этом является предположение, что первичная текстура таких пород была сформирована равновесными стабильными зернами изометричного строения. Поскольку в процессе твердопластического течения изменение формы зерен сопровождается деформацией их

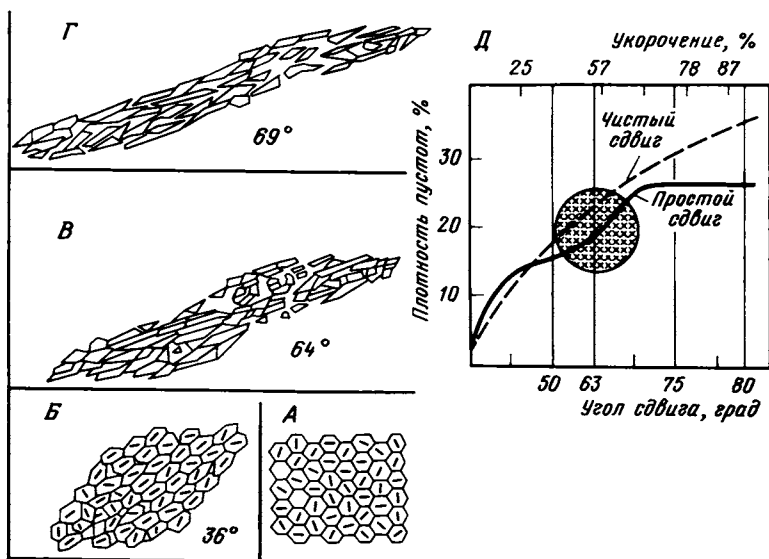


Рис. 48. Модель развития текстур предпочтительных ориентировок минералов в условиях простого сдвига (А—Г) и оценка степени укорочения материала в ходе деформации (Д) по А. Этшекопару [164]

кристаллической решетки, главным образом путем трансляции, то конечное положение решетки деформированного минерала является надежным критерием для оценки степени деформации. Основываясь на этом хорошо известном положении, А. Этшекопар [164] предложил геометрическую модель, отражающую развитие текстур и предпочтительных ориентировок минералов в условиях чистого сдвига, простого сдвига и комбинации этих видов. Суть модели состоит в том, что в поликристаллических агрегатах, первоначально состоящих из гексагональных "ячеек" (зерен), в ходе сдвигового течения каждая "ячейка" стремится приспособиться к новому положению путем внутрикристаллического скольжения и вращения. При этом формируются предпочтительные ориентировки минералов по кристаллографическому строению и форме, располагающиеся под разным углом к плоскости сдвигового скольжения в зависимости от степени деформации (рис. 48, А—Г). В модели А. Этшекопара выведена зависимость между степенью укорочения деформированного образца и углом наклона, который образуется между направлением скольжения или удлинением кристаллов и направлением сдвигового скольжения в целом (рис. 48, Д). Используя эту зависимость, мы провели оценку степени деформации эндербитов Вежетундровской пластины. Структурный и микроструктурный анализ показал, что по характеру деформированности породы Вежетундровской пластины отвечают условиям, удовлетворяющим допущениям, принятым в модели А. Этшекопара: скольжение в кристаллах одномерно и однонаправленно, сами кристаллы не должны быть разрушены в ходе разлинзования.

Вдоль того же структурного профиля, по которому был проведен отбор образцов для микроструктурного анализа, был измерен угол θ между плоскостью кристаллизационной сланцеватости, выраженной в ориентировке кварца, биотита, и плоскостью сдвигового течения, которая параллельна подошве пластины. При удалении от подошвы пластины к ее центру в качестве маркеров плоскостей сдвигового течения были использованы зоны локальных надвигов. Эти данные затем были уточнены по ориентированным шлифам. На диаграмму А. Этшекопара (рис. 48, Д) наносятся значения углов ($90^\circ - \theta$), которые характеризуют величину угла сдвига. Поскольку анализ структурной истории эндербитов показал, что деформации в них контролировались условиями простого сдвига, мы наносили значения углов сдвига на кривую отвечающую теоретически рассчитанной кривой простого сдвига, показанной на диаграмме А. Этшекопара сплошной линией. Значения углов сдвига, полученные из центральной части Вежетундровской пластины, локализируются в областях, соответствующих укорочению 44—57%, в то время как значения укорочения в ее фронтальной зоне соответствуют 76—87%.

Несмотря на то что модель А. Этшекопара чисто геометрическая и в ней не учтены динамические аспекты деформации (вязкость, скорость деформации и т.д.), она в целом согласуется с общими положениями концепции твердопластического течения поликристаллитов и может быть использована для предварительных оценок степени деформации горных пород. На это указывали А. Никола и Ж. Пуарье [221], которые сравнивали результаты моделирования А. Этшекопара с экспериментальными и природными исследованиями. Во всяком случае, в модели А. Этшекопара содержится не намного больше допущений, чем при оценках степени деформации пород по таким маркерам деформации, как гальки конгломератов, палеонтологические остатки и т.д.

Таким образом, оценка степени деформации эндербитов Вежетундровской пластины показывает, что в центральной части пластины в процессе твердопластического течения произошло 50%-ное утонение, в то время как в подошве пластины материал испытывал утонение, превышающее 80%. Расчеты палеонапряжений, сделанные в разных участках пластины, дают хорошую корреляцию с оценками величины деформации: в подошве пластины значения палеонапряжений более высокие, чем в центральной части. Из этих данных следует, что в условиях глубинного покровообразования при перемещении "горячих" твердопластических пластин происходит их утонение в вертикальном направлении приблизительно на 50%. Иначе говоря, мощность "горячих" тектонических пластин, перемещающихся в глубинных зонах, сокращается почти в 2 раза.

Эти расчеты характеризуют утонение пластины лишь во время главной фазы надвигаобразования. Дополнительное растекание материала осуществляется на заключительной стадии покровообразования в латеральном направлении вдоль границ пластины, но перпендикулярно к линии транспорта. Оценки этого дополнительного уто-

нения пластины произвести оказалось не возможно по методическим причинам. Но даже и те оценки, которые получены, свидетельствуют о сокращении мощности "горячей" пластины в ходе ее перемещения почти в 2 раза. Все это позволяет предположить, что в архейское время наращивание протокорового вещества не могло быть значительным благодаря только одной надвиговой тектонике. По-видимому, гораздо большую роль играли процессы плавления, продукты которых постоянно насыщали раннедокембрийскую кору. Не исключено также и то, что первичная протоконтинентальная кора была не столь маломощной, как это представляется сейчас.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВ

Габбро-анортозитовые комплексы широко известны в областях развития раннего докембрия Балтийского щита. В пределах Кольского полуострова габбро-анортозиты, как правило, приурочены к краевым зонам архейских зеленокаменных поясов, где они либо залегают в подошве тектонических пластин, либо концентрируются вдоль зон пластических сдвигов, маркируя границы зеленокаменных поясов с гранито-гнейсовым обрамлением. Такие ассоциации хорошо известны в обрамлении Оленегорского и Колмозеро-Вороньинского архейских зеленокаменных поясов Кольского полуострова.

Наиболее детально нами был изучен габбро-анортозитовый массив, расположенный в юго-западной части Оленегорского зеленокаменного пояса в пределах Волчьих—Лосевых тундр Главного хребта.

Габбро-анортозитовый комплекс Главного хребта представлен серией магматических пород, среди которых выделяются габбро-нориты, оливиновое габбро и собственно анортозиты — лабрадориты. В этом комплексе широко развиты вторичные текстуры и структуры, свидетельствующие о больших деформациях, которые эти породы испытали в условиях регионального метаморфизма амфиболитовой фации. В то же время в габбро-анортозитах сохраняются следы первично-магматических кумулятивных структур, установлены контактовые роговики, свидетельствующие об их внедрении в комплекс пород фундамента, представленный эндербитами [51]. Проблемам геологии и петрологии габбро-анортозитов Главного хребта посвящены многочисленные публикации [64, 120, 121], поэтому нет необходимости еще раз рассматривать эти вопросы. Остановимся лишь на структурной позиции габбро-анортозитового комплекса и особенностях его вторичных текстур и структур.

Породы габбро-анортозитового комплекса залегают сейчас в виде тектонической пластины на архейских гнейсах беломорской серии. Пластина полого погружается на запад, ее мощность не превышает 300—350 м. От подошвы пластины снизу вверх породы габбро-анортозитового комплекса представлены крупнокристаллическими габбро-норитами с отдельными шлировидными участками оливинового габбро и лабрадоритов. Выше разрез сменяется крупнокристаллическими лабрадоритами с отдельными шлировидными по-

лосами габбро-норитов и оливинового габбро. Переход от габбро-норитов к лабрадоритам осуществляется постепенно. На западных склонах Волчьих—Лосевых тундр в подошве габбро-анортозитовой пластины залегают интенсивно гранитизированные и неоднократно деформированные гнейсы беломорской серии (рис. 49). На восточных склонах хребтов ситуация несколько иная. Здесь габбро-анортозиты расположены гипсометрически выше эндербитов, которые несут в себе следы неоднократно пластических деформаций. И хотя непосредственный контакт между этими комплексами пород не обнажен, можно полагать, что эндербиты представляют собой небольшой тектонический клин, "зажатый" между подошвой габбро-анортозитовой пластины и нижележащими меланократовыми гнейсами, которые мы рассматриваем в составе образований Оленегорского зеленокаменного пояса. Геологические наблюдения позволяют нам считать, что граница аллохтона не всегда строго разделяет различные комплексы пород. В восточной части пластины в состав аллохтона, кроме габбро-анортозитов, входят также отдельные участки эндербитов, связанные, в свою очередь, с первыми зоной контактовых роговиков.

Это обстоятельство свидетельствует о том, что плоскость зоны главного надвига проходит по границе двух разных комплексов пород — гнейсов беломорской серии и габбро-анортозитов на западе, а на востоке она частично "прорезает" эндербиты. Подошва пластины маркируется мощной зоной бластомилонитов, развитых по породам габбро-анортозитового комплекса. В зоне контакта габбро-анортозитов с гнейсами беломорской серии часто отмечаются мощные жилы плаггиомикроклиновых и микроклиновых гранитов.

В центральной части хр. Волчьих—Лосевых тундр в поле развития габбро-анортозитов отмечается зона субмеридионального сдвига, смещение вдоль которой не превышает первых метров. Этот сдвиг не является магистральным: он картируется от оз. Вайкис до западных склонов горы Кивайвынч, пересекая поле лабрадоритов. На западном склоне горы Кивайвынч зона сдвига затухает среди габбро-норитов. Вдоль трещин, по системе касательных напряжений, оперяющих основную зону сдвига, наблюдается незначительное рассланцевание. Минеральные парагенезисы этих зон представлены хлоритом, тремолит-актинолитом и олигоклазом.

Рассмотрим особенности деформаций в габбро-анортозитовом комплексе. Несмотря на метаморфизм, в габбро-анортозитах сохраняются типичные структуры кумулятивного типа, свойственные магматическим породам. Наиболее контрастный элемент их первичной текстурной анизотропии — магматическая полосчатость (S_0), которая хорошо наблюдается в зонах контакта габбро-норитов и лабрадоритов. Здесь полосчатость выражена шлировидными распределениями тех и других разновидностей. На восточном склоне горы Мочесньюначорр в контакте между габбро-норитами и лабрадоритами закартированы субпослойные тела оливиновых габбро-норитов и троктолитов.

Структурный анализ, проведенный на основе полевых наблюдений,

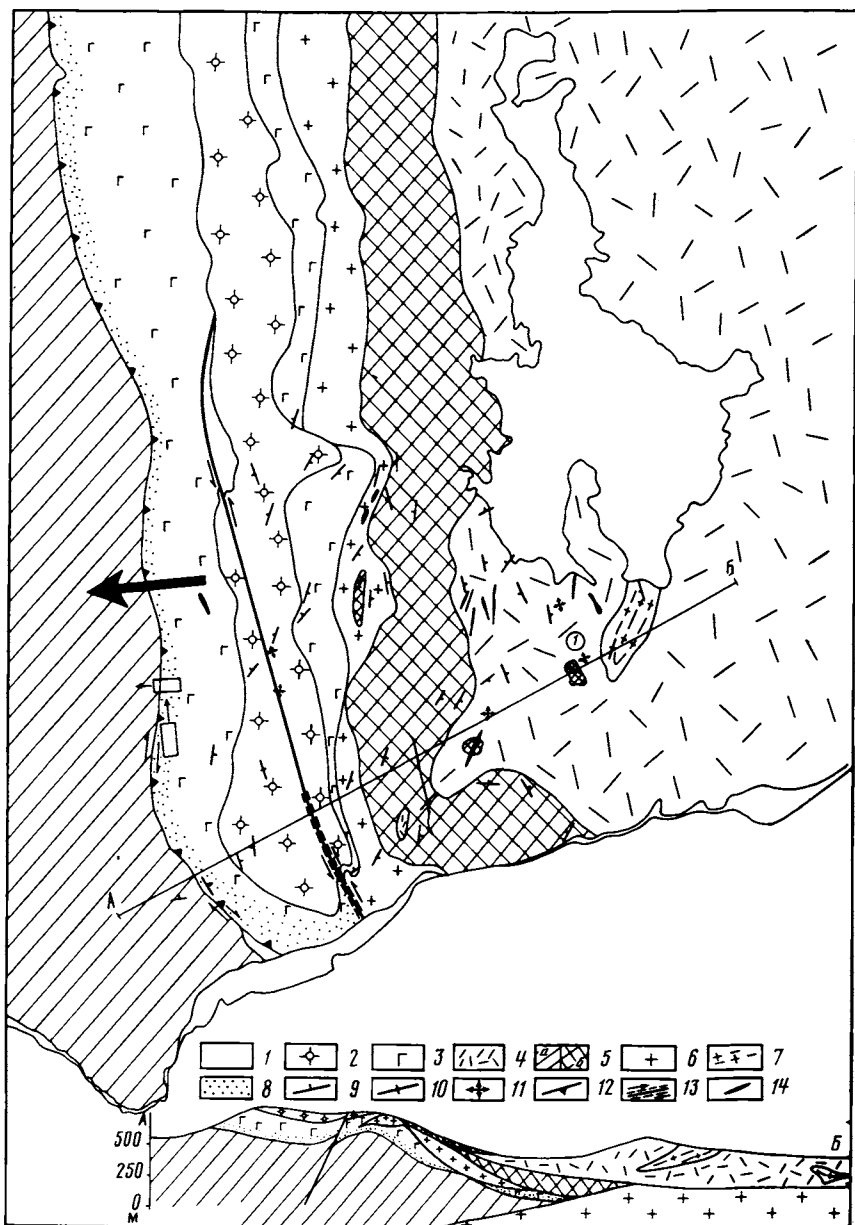


Рис. 49. Геологическая карта района хр. Волчий-тундры

1 — четвертичные образования; 2, 3 — габбро-анортозитовый комплекс Волчих—Лосевых тундр Главного хребта; 2 — лабрадориты, 3 — габбро-нориты, оливковые габбро-нориты; 4 — лопийский метавулканогенно-осадочный комплекс Оленегорского зеленокаменного пояса, представленный гранат-биотитовыми, амфибол-гранат-биотитовыми гнейсами с подчиненным развитием амфиболитов и железистых кварцитов; 5 — образования беломорской серии, представленные мигматизированными амфибол-биотитовыми и биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами (а) и амфибол-

позволяет выделить следующие этапы деформаций, в которые были вовлечены габбро-анортозиты после того, как они были внедрены в эндербиты и окончательно закристаллизованы. Речь пойдет о структурах твердопластического течения, запечатленных в габбро-анортозитах в ходе синметаморфического надвигообразования и в постнадвиговое время.

Этап D₁₋₂. В подошве тектонической пластины в габбро-норитах развиты линзовидно-полосчатые blastsмилониты амфиболитовой фации (рис. 49). Плоскость blastsмилонитовой сланцеватости характеризуется субмеридиональным простираем и восточным падением под углом 30—40°. В зоне blastsмилонитов наблюдаются две генерации сланцеватости — S₁ и S₂, выраженные в ориентировке минералов амфиболитовой фации — роговой обманки и биотита, ассоциирующих с олигоклазом. Сланцеватость S₁ и S₂ подчеркивается также уплощенными зернами пироксенов, замещенными по периферии агрегатами роговой обманки. Сланцеватость S₁ ориентирована параллельно магматической полосчатости и в целом совпадает с ориентировкой подошвы надвиговой пластины. Сланцеватость S₂ ориентирована под углом 15° к сланцеватости S₁ и к линии подошвы пластины.

В зоне blastsмилонитов повсеместно развита минеральная линейность, выраженная в удлинении пироксенов, замещенных агрегатами обыкновенной роговой обманки (L₂). Линейность характеризуется субгоризонтальной ориентировкой при северных или южных погружениях. Иначе говоря, линейность L₂ расположена в плоскости сланцеватости S₂ и совпадает с направлением пересечения сланцеватости S₁ и S₂. Этап деформации, выделенный нами как D₁₋₂, содержит структурные парагенезисы, отвечающие надвигообразованию, протекавшему синхронно с метаморфизмом амфиболитовой фации. Внутри габбро-анортозитовой пластины складчатых форм этого этапа не установлено. По-видимому, это связано с тем, что габбро-анортозиты представлены грубополосчатыми образованиями, в связи с чем их первичная очень несовершенная плоскостная текстурно-структурная анизотропия оказалась неблагоприятной для формирования складок. Остаточные деформации, связанные с надвигообразованием, здесь запечатлены в виде сланцеватости и минеральной линейности.

Основываясь на геологических материалах, полученных при карти-

←
биотитовыми гнейсами, насыщенными телами амфиболитов (6); 6 — эндербиты; 7 — плагногранито-гнейсы; 8—13 — структурные элементы: 8 — зоны blastsмилонитов амфиболитовой фации, 9—11 — ориентировка метаморфической полосчатости и сланцеватости (9 — угол падения 20—50°, 10 — вертикальное положение, 11 — горизонтальное положение), 12 — надвиговые границы, 13 — ориентировка зон субвертикальных сдвигов; 14 — дайки ультраосновных и основных пород. Цифра 1 — положение детального участка, изображенного на рис. 43. Черная стрелка — направление перемещения пластины габбро-анортозитов. Прямоугольники со стрелками — предпочтительные ориентировки плагноклазов в подошве пластины габбро-анортозитов. Внизу дан геологический разрез по линии АБ

ровании габбро-анортозитовой пластины и окружающих ее комплексов, мы определили, что направление перемещения габбро-анортозитовой пластины осуществлялось с востока на запад. Необходимо отметить, что зона интенсивной бластомилонитизации приурочена главным образом к фронтальной части пластины. Подобная ситуация была выявлена также в зоне Вежетундровского надвига, который был рассмотрен ранее. По-видимому, это явление не случайно, оно позволяет предполагать высокие концентрации напряжений во фронтальных зонах пластических надвигов.

Этап D₃. Этот этап деформации охватывает постнадвиговые структуры. С ними связано формирование складок F₃ субмеридионального структурного плана. Складки F₃ были установлены в центральной части хр. Вольчи-тундры, где магматическая полосчатость S₀ характеризуется чередованием западных и восточных падений при устойчивом субмеридиональном простирании. В северных отрогах хр. Вольчи-тундры среди лабрадоритов наблюдаются субгоризонтальные залегания шлировидных полос габбро-норитов. Такая смена положения S₀ указывает на развитие здесь открытых складок F₃ с вертикальными осевыми плоскостями, субгоризонтальными шарнирами субмеридионального направления. Эти складки деформируются как пластину габбро-анортозитов, так и эндербиты, они отмечаются также и в нижележащем гнейсовом комплексе. Складки F₃ формируются на регрессивной стадии регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Вдоль их осевых плоскостей развиты зоны низкотемпературного рассланцевания S₃, вдоль которых концентрируются эпидот, тремолит-актинолит, хлорит, олигоклаз.

Этап D₄. К этому этапу мы относим формирование субмеридионального сдвига и сопряженные с ним зоны локального рассланцевания S₄, осуществлявшиеся на регрессивной стадии регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Геометрия сдвига позволяет отнести его к типу левосторонних сдвигов. Максимальное смещение одного блока пород относительно другого вдоль поверхности сдвига не превышает первых десятков метров. Перемещение осуществлялось в субмеридиональном направлении.

Строение зон бластомилонитов. Бластомилониты по габбро-норитам представлены тонкополосчатыми динамосланцами, внутреннее строение которых определяется чередованием тонких прерывистых полосок, сложенных деформированным пироксеном, замещенным по периферии обыкновенной роговой обманкой. Эта прерывистая полосчатость контрастно выделяется на фоне лейкократовой матрицы, представленной плагиоклазами (Таблица VII (см. вкл.)). Между тонкополосчатыми структурами бластомилонитов и крупнозернистыми первично-магматическими структурами габбро-норитов отмечаются постепенные переходы. Бластомилониты характеризуются типичным для них двучленным строением. В них сочетаются кристаллобластические структуры мезостаза и катакlastические структуры, представленные фенокластами пироксенов и плагиоклазов исходной матрицы. Условия перекристаллизации материала мезостаза определяются его минеральными парагенезисами, в то время как фенокласты

содержат участки с реликтовыми составами, близкими к составам минералов исходной породы.

В пределах зон бластомилонитов отмечается весьма совершенная предпочтительная ориентировка пироксенов и замещающих их мелкозернистых агрегатов амфиболов — L_2 . Эта линейность хорошо видна непосредственно в обнажениях. В лейкократовой массе бластомилонитов различаются крупные фенокласты плагиоклазов (I—II), соответствующие по составу лабрадор-битовниту, андезин-олигоклазу, и более мелкие необласты плагиоклазов (III), состав которых отвечает олигоклазу, олигоклазу-андезину.

Мезостаз бластомилонитов представлен ассоциацией минералов амфиболитовой фации: обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз (олигоклаз-андезин, олигоклаз). Минералы мезостаза составляют 80% объема бластомилонитов, в то время как на фенокласты приходится всего 20%. Плагиоклаз из мезостаза (Пл-III) представлен мелкими полигональными зернами, размер которых варьирует от 3 до 5 мкм. Морфология плагиоклазов-III свидетельствует об их формировании в условиях динамической рекристаллизации, сопровождающейся изменением состава в условиях метаморфизма амфиболитовой фации. В шлифах отмечаются ромбоэдрические очертания пироксенов, которые иногда вытянуты и растущены на небольшие расстояния относительно друг друга. Промежутки между ромбоэдрическими фрагментами пироксенов заполнены мелкозернистыми необластами обыкновенной роговой обманки. Согласно геометрии сдвига, вдоль направлений касательных напряжений осуществляется фрагментация исходных крупнозернистых пироксенов на микрофрагменты ромбоэдрической формы. Вдоль этих ослабленных зон прежде всего и происходит перекристаллизация пироксенов в амфиболы. Дальнейшее сдвиговое течение приводит к смещению отдельных фрагментов разрушенного пироксена на незначительные расстояния, в ходе чего отдельные фрагменты пироксенов оказываются полностью замещенными амфиболом.

Фенокласты плагиоклаза представлены двумя морфологическими типами — плагиоклазом-I и плагиоклазом-II. Плагиоклаз-I имеет удлиненные зерна, которые являются реликтами исходной матрицы, переработанной в условиях метаморфизма амфиболитовой фации и прогрессивного сдвигового течения. Определения номера плагиоклаза-I на Федоровском столике показали, что они относятся к лабрадор-битовниту (N 70). Плагиоклазы-II характеризуются N 52—50. Плагиоклазы, расположенные за пределами бластомилонитов, вне зон активной деформации, соответствуют N 80—85. Для таких плагиоклазов характерны комплексные двойники, свойственные плагиоклазам магматического генезиса.

В зоне бластомилонитов среди фенокласт плагиоклазов-I также иногда сохраняются реликты комплексных двойников, но чаще всего для них характерны деформационные двойники, сформированные по альбитовому закону.

Характер границ зерен фенокласт плагиоклазов-I свидетельствует о различных механизмах деформации исходной матрицы, приз-

наки которых иногда бывают запечатлены в пределах одного зерна. Выделяются три типа границ зерен фенокласт. Первый из них представлен ступенчатыми границами, которые, по-видимому, отражают изменение очертаний зерен в результате деформации путем внутрикристаллической трансляции. Второй тип характеризуется плавными "заливами" и острыми пиками, которые развиваются, как правило, на контакте плагиоклазов-I с необластами плагиоклазов-III. Такие границы являются косвенным указанием на миграцию границ зерен в ходе рекристаллизации. Третий тип границ представлен стиллолитоподобными очертаниями, которые, вероятно, отражают процесс растворения под давлением.

Плагиоклазы-II представлены более мелкими, чем плагиоклазы-I, фенокластами, окруженными рекристаллизованными зернами плагиоклазов-III. Они отличаются от плагиоклазов-I более кислым составом, соответствующим андезину, андезин-олигоклазу. По-видимому, плагиоклазы-II, так же как и плагиоклазы-I, являются реликтовыми зернами исходной матрицы, изменившими свой состав в ходе деформации и синхронного ей метаморфизма.

За пределами зон бластомилонитов структурные изменения габбро-норитов и лабрадоритов выражены в развитии предпочтительных ориентировок плагиоклазов по кристаллографическому строению, отмечается интенсивное механическое двойникование по альбитовому закону и незначительная динамическая рекристаллизация. Видимых текстурных изменений в поле развития основной массы пород габбро-анортозитового комплекса не наблюдается.

Микроструктурный анализ главных породообразующих минералов габбро-анортозитового комплекса и его интерпретация. Предпочтительные ориентировки главных породообразующих минералов габбро-анортозитового комплекса были изучены с помощью микроструктурного анализа плагиоклазов, пироксенов и амфиболов.

Из зоны бластомилонитов, развитых в подошве аллохтона, были отобраны ориентированные образцы, на которых в трех взаимно перпендикулярных сечениях относительно структурных осей a , b и c были выпилены шлифы. Так как микроструктурный анализ плагиоклазов в изготовленных шлифах можно было проводить только в тех сечениях, где встречаются зерна с пересекающейся спайностью, наиболее удобными оказались сечения шлифов, параллельные bc и ac . На рис. 50 приведены данные микроструктурного анализа ориентировки кристаллографических осей плагиоклазов, пироксенов и амфиболов, проанализированных в сечениях bc и ac . Слева даны модели кристаллографического строения каждого из исследованных минералов и соотношения между их кристаллографическими осями и осями оптической индикатрисы. Справа расположены диаграммы петроструктурных узоров, полученных в сечениях bc и ac .

Рассмотрим особенности предпочтительных ориентировок плагиоклазов. В сечении bc благоприятными для изменения выходов осей индикатрисы оказались плагиоклазы, у которых кристаллографические оси $[100]$ ориентированы перпендикулярно минеральной

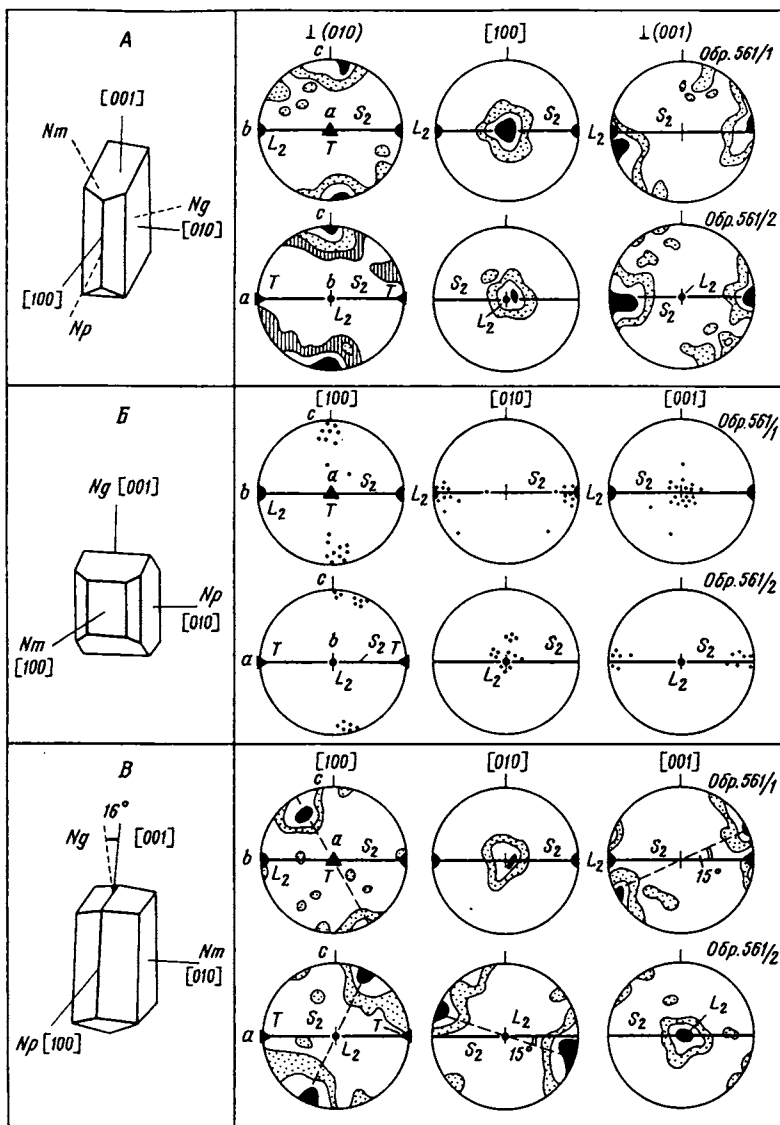


Рис. 50. Микроструктурный анализ главных породообразующих минералов габбро-анортозитового массива хр. Волчья тундры

А — микроструктурный анализ плагиоклаза. Обр. 561/1: изолинии $\perp(010)$ — 1—4—10%, $[100]$ — 1—5—10%, $\perp(001)$ — 1—3—8% (75 замеров). Обр. 561/2: изолинии $\perp(010)$ — 1—3—5—10%, $[100]$ — 1—3—15%, $\perp(001)$ — 1—8—15% (75 замеров); Б — микроструктурный анализ пироксенов; В — микроструктурный анализ амфиболов. Обр. 561/1: изолинии $[100]$ — 3—7—10%, $[010]$ — 3—7—17%, $[001]$ — 3—7—10% (30 замеров). Обр. 561/2: изолинии $[100]$ — 1—6—11%, $[010]$ — 1—3—8%, $[001]$ — 1—3—8% (70 замеров). Черные треугольники — ориентировка линии транспорта габбро-анортозитовой пластины; черные кружки — положение линейности L_2

линейности L_2 (см. рис. 50,А). Здесь плоскости второго пинакоида (010) располагаются параллельно плоскости бластомилонитовой сланцеватости S_2 .

В сечении ac была выявлена вторая генерация предпочтительных ориентировок плагиоклазов, у которой кристаллографические направления [100] совпадают с направлением погружения минеральной линейности L_2 . Из диаграмм в сечении ac видно, что оси [100] лежат в плоскости сланцеватости, в то время как плоскости второго пинакоида (010) ориентированы параллельно ей.

В ходе микроструктурного анализа были отдельно измерены плагиоклазы всех трех генераций. Плагиоклазы характеризуются предпочтительными ориентировками, у которых [100] располагаются перпендикулярно к направлению минеральной линейности L_2 . Плагиоклазам-II свойственны предпочтительные ориентировки [100], расположенные параллельно минеральной линейности L_2 . При сопоставлении этих ориентировок с направлением движения пластины габбро-анортозитов T оказывается, что оси [100] плагиоклазов-I располагаются параллельно этому направлению, а оси [100] плагиоклазов-II, совпадающие с минеральной линейностью L_2 , ориентированы перпендикулярно к линии T (рис. 50,А, 51,Б,В). Плагиоклазы-III на всех диаграммах создают небольшие поля рассеивания вокруг главных максимумов, что подтверждает их происхождение в условиях динамической рекристаллизации.

Как было сказано, анализ конфигурации границ зерен плагиоклазов-I и II показал, что эти агрегаты были деформированы путем внутрикристаллической трансляции. В то же время определить системы скольжения в плагиоклазах с помощью специального анализа геометрии полос излома в нашем случае оказалось невозможным из-за отсутствия таких структур в исследованных шлифах. Для определения системы скольжения мы применили сравнительный анализ предпочтительных ориентировок плагиоклазов с элементами строения металлов, деформированных в ходе прокатки. Если в ходе прокатки стали направление скольжения в деформированных зернах металлов оказывается параллельным направлению движения, а плоскости скольжения стремятся расположиться параллельно плоскости прокатки, то такие же аналогии можно ожидать и в тектонической пластине габбро-анортозитов. Исходя из этого, для плагиоклазов-I предполагается развитие систем скольжения (010) [100], при котором направления [100] совпадут с направлением транспорта пластины, а плоскости (010) расположатся параллельно плоскости надвигообразования (см. рис. 51,Б). В плагиоклазах-II предполагаются также системы скольжения (010) [100], но направление скольжения [100] совпадает с направлением течения материала по траектории TT' (см. рис. 52,В). Как будет рассмотрено позже, направление T' отражает более позднее твердопластическое течение пород в условиях пластических сдвигов, которые формируются в плоскости надвига на заключительной стадии движения аллохтона.

Таким образом, с помощью сравнительного анализа мы пришли

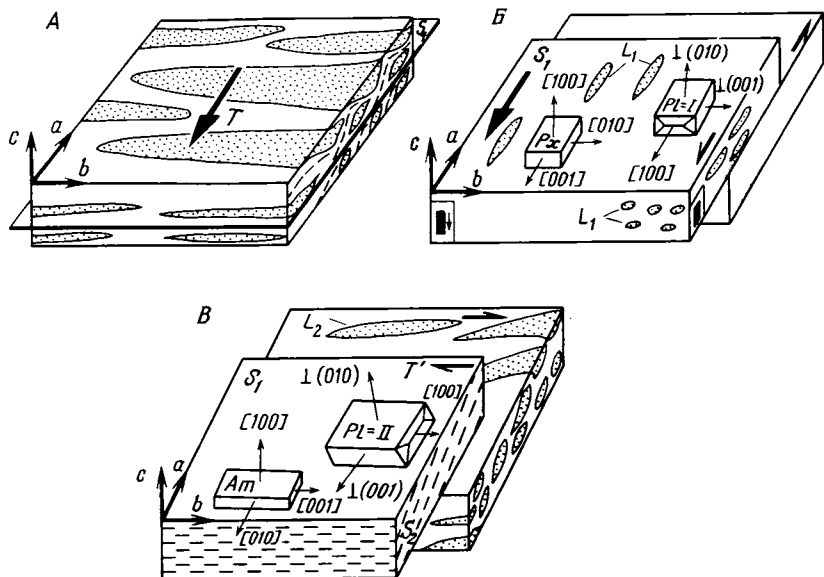


Рис. 51. Блок-диаграммы соотношений предпочтительных ориентировок плагиоклазов, пироксенов и амфиболов с направлением перемещения тектонических пластин

А — конечная деформация габбро-анортозитов в подошве пластины; Б — ориентировка пироксенов и плагиоклазов, отражающая направление транспорта пластины на раннем этапе надвигообразования; В — ориентировка амфиболов и плагиоклазов, отражающая стадию латерального "растекания" пластин заключительной стадии надвигообразования

к заключению, что, по-видимому, предпочтительные ориентировки плагиоклазов-I и II были созданы в ходе деформации путем внутрикристаллической трансляции по системе $(010)[100]$ в условиях смены направления тектонических движений аллохтона. Поскольку эти выводы основаны на косвенных данных, мы вынуждены сопоставить их с экспериментальными данными по развитию систем скольжения в плагиоклазах. В главе, посвященной обзору экспериментальных данных, было показано, что в плагиоклазах трансляционное скольжение по системе $(010)[100]$ осуществлялось при температурах $700\text{--}800^\circ\text{C}$, давлении $5\text{--}10$ кбар и скорости деформации $2 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ [140]. Согласно петрологическим данным, габбро-анортозиты Главного хребта метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Деформации этих пород в условиях надвигообразования осуществлялись синхронно с метаморфизмом, о чем свидетельствуют структурно-метаморфические парагенезисы $S_1\text{--}S_2$ и L_2 . Из этого следует, что структурные данные по природным ориентировкам плагиоклазов находятся в хорошем соответствии с результатами экспериментов. Естественно, что мы не принимаем в расчет скорости деформации, которые в экспериментах оказываются очень большими по сравнению с медленными процессами природных деформаций. Известно, однако, что изменение скорости деформации при высоких температурах

не приводит к резкому изменению систем скольжения в плагио-клазах [203, 204].

Теперь рассмотрим результаты микроструктурного анализа пироксенов (см. рис. 50,Б). На диаграммах, сделанных в сечении *bc*, хорошо видно, что в плоскости сланцеватости концентрируются выходы кристаллографических осей [010] и [001], причем оси [001] ориентированы параллельно направлению транспорта пластины — *T*. Такая же закономерность наблюдается на диаграммах, построенных в сечении *ac*. Согласно экспериментальным данным, в пироксенах реализуется всего лишь одна система скольжения (100)[001]. В нашем случае направление [001] в деформированных пироксенах совпадает с направлением транспорта пластины, в то время как плоскости (100) ориентированы параллельно плоскости сланцеватости, маркирующей плоскость надвиговой пластины. Исходя из этого, можно предположить, что предпочтительные ориентировки пироксенов были сформированы благодаря внутрикристаллической трансляции по системе (100)[001] и в одних и тех же тектонических условиях, что и предпочтительные ориентировки плагиоклазов-II. Эти ориентировки отражают этап надвигообразования, который сопровождался твердопластическим течением габбро-анортозитов.

С другой стороны, направление трансляции в пироксенах [001] никак не связано с удлинением пироксен-амфиболовых агрегатов, создающих в габбро-норитах линейность L_2 ; оси [001] деформированных пироксенов ориентированы перпендикулярно к линейности. Это позволяет предположить, что более поздняя деформация, которая запечатлена в удлинении агрегатов амфиболов, заместивших пироксен, отвечала температурам метаморфических равновесий амфибол+плагиоклаз-II (андезин-олигоклаз). Микроструктурный анализ амфиболов подтверждает это предположение.

На рис. 50,В приведены диаграммы петроструктурных узоров амфиболов в сечениях *bc* и *ac*. В обоих сечениях выявляется лишь одна предпочтительная ориентировка кристаллографических осей [001] амфиболов, которая совпадает с линейностью L_2 . Плоскости (100) амфиболов расположены параллельно плоскости сланцеватости S_1 и составляют угол 15° с плоскостью сланцеватости S_2 . Согласно экспериментальным данным [237], в амфиболах типа роговой обманки чаще всего отмечалась система скольжения (100)[001]. Следовательно, применив те же рассуждения, что и для плагиоклазов, можно предположить, что минеральная линейность L_2 была создана в ходе внутрикристаллической трансляции амфиболов по системе (100)[001]. При этом течение материала осуществлялось в плоскости надвига, но в направлении, перпендикулярном направлению движения пластины. Если перемещение аллохтона осуществлялось с востока на запад, то в более позднюю стадию, которая была синхронна времени замещения пироксенов амфиболами, течение материала происходило в субмеридиональном направлении. На диаграммах петроструктурных узоров амфиболов выявляется угол $\alpha = 15^\circ$, под которым оси [001] ориентированы к плоскости бластомилонитовой сланцеватости S_2 .

Это позволяет предположить, что предпочтительные ориентировки амфиболов были связаны с деформацией простого сдвига, который осуществлялся в плоскости подошвы надвиговой пластины, но траектория сдвига была ориентирована в субмеридиональном направлении (см. рис. 49). Данные по микроструктурным ориентировкам амфибола полностью сопоставимы с таковыми для плагиоклазов-II.

В целом микроструктурный анализ предпочтительных ориентировок плагиоклазов, пироксенов и амфиболов показывает, что они были созданы путем внутрикристаллической трансляции в течение двух стадий тектогенеза, одна из которых, более ранняя, отвечает надвигообразованию, а вторая — сдвигообразованию. Об этом свидетельствуют две генерации предпочтительных ориентировок плагиоклазов; с ранней из них синхронны деформации пироксенов, а с поздней — деформации амфиболов. В первую стадию надвигообразования движение пластины осуществлялось в западном направлении. Характер этих движений был запечатлен в предпочтительных ориентировках плагиоклазов-I и пироксенов. Можно предполагать, что в это время прогрев пород был гораздо более высоким, чем в более позднюю стадию, которая отвечает метаморфизму амфиболитовой фации. Возможно, эти деформации плагиоклазов-I и пироксенов осуществлялись в условиях метаморфизма гранулитовой фации, следы которой в габбро-анортозитах обнаружить очень трудно, так как температуры кристаллизации этих пород из расплава сами по себе отвечают уровню гранулитовой фации.

Вполне возможно, что в раннюю стадию надвигообразования в подошве аллохтона была сформирована минеральная линейность L_1 , выраженная в удлинении деформированных зерен пироксенов. Модель ранней стадии надвигообразования изображена на рис. 51,Б. На ней показаны структурные соотношения предпочтительных ориентировок плагиоклазов-I, пироксенов с предполагаемой линейностью L_1 и реально выраженной в породах плоскостью сланцеватости S_1 .

Во вторую стадию, на заключительном этапе надвигообразования, во фронтальной части аллохтона в плоскости надвига происходили пластические сдвиги. В результате этих сдвигов течение материала осуществлялось в плоскости надвига, которая обладала высокой структурно-текстурной анизотропией, но в направлении T' (см. рис. 51,Б). В результате поздних сдвигов была создана сланцеватость S_2 , расположенная под небольшим углом или иногда почти параллельно к более ранней сланцеватости S_1 , а также минеральная линейность L_2 . Эта линейность, выраженная в удлинении лентовидных скоплений амфиболов, по сути дела, является линиями течения, которые отражают стадию простого сдвига. Предпочтительные ориентировки кристаллографических осей плагиоклазов-II и амфиболов также отражают это направление течения. В амфиболах кристаллографические оси $[001]$, совпадающие с направлениями скольжения по системе $(100)[001]$, ориентированы параллельно линии сдвигового течения T' (см. рис. 51,Б). В этом же направлении ориентированы кристаллографические оси $[100]$ плагиоклазов-II, которые

совпадают с направлениями скольжения в его решетке по системе (010)[100]. При этом плоскости скольжения амфибола (100) и плагиоклаза (010) расположены параллельно плоскости сдвига.

Таким образом, исследование предпочтительных ориентировок главных породообразующих минералов в габбро-анортозитах выявило сложную картину тектонических движений, которым эти породы подвергались в ходе глубинного надвигообразования, сопровождающегося метаморфизмом. Если геологические данные, полученные при картировании габбро-анортозитов Главного хребта и обрамляющих их комплексов, показывают, что в этом регионе надвигообразование было доминирующим процессом, то необходимо понять, какой вклад в деформацию вносили пластические сдвиги. Чтобы выяснить это, мы проводили наблюдения за характером перехода между зонами бластомилонитов и участками, где сохранились массивные текстуры габбро-анортозитов. Во всех обнажениях, где такие соотношения были видны, отмечались постепенные переходы от бластомилонитов к менее деформированным габбро-анортозитам с массивными текстурами. Такие соотношения хорошо видны на Таблице VII,б. Все это означает, что в период сдвиговой деформации не происходило нарушения сплошности пород. В связи с этим, с известной долей условности, можно предполагать, что больших перемещений материала в ходе сдвиговой деформации не было. По-видимому, процесс надвигообразования, происходящий в надвиговых плоскостях, можно рассматривать как конечный эффект общего процесса глубинного надвигообразования.

ХАРАКТЕР СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В ЗОНАХ ГЛУБИННЫХ НАДВИГОВ АРХЕЙСКОЙ ПРОТОКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Один из важнейших вопросов глубинного надвигообразования — вопрос о характере структурных парагенезисов, которые являются маркерами тектонических движений аллохтонных пластин в глубинных зонах земной коры. Мы попытались проследить характер структурных парагенезисов в зонах пластических надвигов на примере различных пород магматического генезиса, тоналитах и габбро-анортозитах, вовлеченных в синметаморфическое надвигообразование в условиях глубинного тектогенеза. Комплексные исследования разномасштабных структур в этих породах — складок, кристаллизационной сланцеватости, минеральной линейности и предпочтительных ориентировок кристаллической решетки главных породообразующих минералов — позволили выявить некоторые общие черты структурных парагенезисов, возникающих при твердопластическом течении пород в ходе глубинного надвигообразования. Эти общие черты можно сформулировать в следующем виде.

1. Зоны пластических надвигов являются областями сложных и неоднократных тектонических движений, характер которых запечатлен в породах в виде особых структурных парагенезисов. В

структуре аллохтона отмечаются две последовательные картины тектонических движений, одна из которых соответствует надвигообразованию, а другая — сдвигообразованию. На первой стадии глубоного надвигообразования перемещение материала осуществляется в направлении, перпендикулярном к линии простирания аллохтонных пластин. Перемещение аллохтона маркируется предпочтительными ориентировками минералов, которые, подобно тому как это происходит при прокатке металлов, стремятся расположиться так, чтобы направление трансляции в их решетке было ориентировано вдоль направления тектонического транспорта, а плоскость трансляции при этом оказалась бы параллельной плоскости надвига. Этот вывод, подтвержденный на примере поведения различных минералов в зонах пластических надвигов, имеет большое методическое значение. Оно состоит в том, что направление тектонического транспорта может отождествляться с направлениями скольжения, возникающего в решетке минералов, деформированных в ходе надвигообразования. Форма минералов, удлинённых в процессе деформации, а также удлинение будинообразных фрагментов и ориентировка шарниров мелких складок не всегда являются однозначными маркерами направлений тектонического транспорта аллохтонных пластин. Это обстоятельство показывает, что исследование тектоники надвиговых зон должно осуществляться только комплексными методами, среди которых важнейшее место занимает микроструктурный анализ предпочтительных ориентировок минералов, направленный на выявление систем скольжения в кристаллической решетке и их положения в общей структуре аллохтона.

2. На второй стадии надвиговые перемещения аллохтонных пластин сменяются латеральными сдвигами, которые осуществляются в плоскости надвига, но ортогонально к линии транспорта пластин. В это время также формируются предпочтительные ориентировки минералов как по форме зерен, так и по кристаллографическим элементам. Геометрия этих предпочтительных ориентировок контролируется геометрией простого сдвига. В результате этого формируется минеральная линейность, у которой удлинение зерен и направление скольжения в кристаллической решетке располагаются друг к другу под углом α . При этом направление скольжения в решетке минерала совпадает с направлением транспорта в условиях простого сдвига. Иногда в условиях сдвиговой деформации в подошве пластин отмечаются настолько сильные изменения текстуры породы, что распознать картину движений ранней стадии в полевых условиях оказывается невозможным. В таких случаях единственным методом для обоснования процессов глубоного надвигообразования является микроструктурный анализ главных пороодообразующих минералов, в решетке которых запечатлена картина движения более ранних стадий тектогенеза.

3. В ходе глубоного надвигообразования в подошве аллохтонных пластин формируются зоны бластомилонитов, в то время как внутри пластин происходит перераспределение материала путем образования пакетов изоклинальных складок разного масштаба и будино-

образных блоков малокомпетентных пород, обрамленных более компетентным материалом. Пространственная ориентировка шарниров складок и длинных осей будин показывает, что эти структурные парагенезисы надвиговых зон ориентированы перпендикулярно к направлению линии транспорта аллохтона. Как было подробно рассмотрено на примере Вежетундровской пластины, формирование складок контролируется вращением материала вдоль оси, перпендикулярной направлению транспорта. Этот процесс можно сравнить с прокатыванием кусочка пластилина между ладонями, в результате чего образуются удлинненные "сигары", которые можно рассматривать как аналог шарнирной зоны складок, возникающих во внутренних зонах аллохтонных пластин. Структурный анализ разномасштабных лежачих складок показал, что антиформные области более крупных структур, как правило, концентрируются во фронтальных частях аллохтона, что, по-видимому, и отражает сучивание материала при разноградиентном течении в условиях пластического надвигообразования.

4. Для понимания процесса будинирования пород в ходе надвигообразования предлагается модель (см. рис. 39, В-Е), с помощью которой изображаются разные стадии фрагментирования одного мало мощного пласта некомпетентных пород, обрамленного более компетентной матрицей. В основу модели положены наблюдения за будинообразными телами метапироксенитов, обрамленных более пластичными эндербитами (Вежетундровская пластина). Как показано на рисунке, первоначально единый пласт "жестких" пироксенитов разрушается не только благодаря вращательному компоненту сдвига, который всегда сопутствует глубинному надвигообразованию. Определенный вклад в деформацию вносят касательные напряжения, возникающие в зонах субвертикальных разрывов, которые, согласно модели М. Коварда и Ж. Поттса [155], развиваются в латеральных областях надвиговых пластин (см. рис. 39, А). В пределах Вежетундровского аллохтона длинные оси будин метапироксенитов ориентированы параллельно шарнирам складок, сформированных под контролем надвигообразования. Но такое положение длинных осей будин, как теперь мы видим, не отражает направления течения материала в направлении шарниров складок, а является следствием его вращения, при котором, кроме того, определенную роль играет концентрация напряжений вдоль зон субвертикальных разрывов, сопровождающих надвигообразование (см. рис. 39, В—Д, Ж).

Теперь обсудим вопрос о характере палеонапряжений в условиях глубинного надвигообразования. Исследования дислокационных структур в кварце из эндербитов хр. Веже-тундра с помощью электронной микроскопии показали, что в качестве главных механизмов деформации выступают внутрикристаллическая трансляция и высокотемпературный крип при ограниченном развитии процессов динамической рекристаллизации в этих породах. Как можно видеть на карте пластичности кварца (см. рис. 18), область деформации в условиях крипа занимает поле в широком интервале температур, небольших напряжений и очень медленных скоростей деформации.

Оценки палеонапряжений, которые мы получили по двум независимым параметрам — плотностям свободных дислокаций и размерам субзеренных структур, — дают удовлетворительную сходимость между собой. Было установлено, что в пределах одной аллохтонной пластины развиваются неоднородные напряжения, от величины которых зависит степень структурной и текстурной неоднородности в одних и тех же породах. Так, в подошве пластины величина палеонапряжений составляет 330—111 бар, в зонах осевых плоскостей складок, возникших под контролем надвигообразования, — 233—95 бар, в то время как в зоне объемных деформаций, на удалении от подошвы пластин, где складкообразование не проявлено, — 180—87 бар. Максимальные палеонапряжения выявлены в подошве тектонической пластины, где текстурно-структурная анизотропия эндрбитов наиболее высокая: здесь кварц, пироксены и плагиоклазы характеризуются очень большой уплощенностью. Средние и минимальные значения палеонапряжений соответствуют образцам эндрбитов с менее совершенной текстурно-структурной анизотропией: здесь зерна кварца характеризуются незначительным уплощением, а плагиоклазы и пироксены вообще не создают видимого уплощения. В целом же анализ значений палеонапряжений показывает, что в зонах глубинных надвигов, где деформация пород осуществляется в условиях высокотемпературной ползучести, напряжения не были большими. Можно, таким образом, полагать, что в глубинных зонах земной коры преобладали напряжения порядка первых сотен бар. Но даже при этих небольших напряжениях в породах развивались очень большие деформации, которые, по-видимому, контролировались высокой степенью разогрева протоконтинентальной коры в раннедокембрийское время.

Эти выводы имеют большое значение для интерпретации геологических данных при исследовании древнейших образований, которыми представлены глубинные горизонты современной континентальной коры. В пределах древних щитов эти породы выведены на дневную поверхность и доступны для изучения различными геологическими методами. В то же время несоизмеримо большие объемы таких же пород скрыты под покровом фанерозойских образований. В таких местах изучение пород кристаллического фундамента возможно главным образом с помощью геофизических методов. Не приходится сомневаться в том, что не только состав пород, но и характер предпочтительных ориентировок главных породообразующих минералов, а следовательно, и текстурные особенности деформированных коровых пород будут определенным образом влиять на геофизические данные.

В настоящее время широко обсуждается вопрос о влиянии предпочтительных ориентировок оливинов и пироксенов на характер азимутальной сейсмической анизотропии коры океанического типа и верхнемантийных горизонтов. Эти взаимосвязи базируются на хорошо известном факте зависимости упругих характеристик минералов от строения их кристаллической решетки. Позже на примере исследования предпочтительных ориентировок оливинов из мантийных ксено-

литов и их упругих свойств эта проблема будет рассмотрена подробно. Здесь же хотелось высказать некоторые предположения о перспективах исследования азимутальной сейсмической анизотропии континентальной коры с помощью изучения предпочтительных ориентировок и упругих характеристик главных породообразующих минералов пород, слагающих глубинные зоны континентальной коры.

Если для подкоровой литосферы в качестве главных породообразующих минералов рассматриваются оливины и пироксены, то в континентальной коре наиболее широким развитием будут пользоваться плагиоклазсодержащие породы основного, среднего и кислого состава. Исходя из состава архейских пород, выведенных сейчас на дневную поверхность в областях древних щитов, можно предполагать, что наиболее распространенными минералами в глубинных зонах коры окажутся плагиоклазы. На примере докембрийских пород чарнокитовой серии и габбро-анортозитового комплекса Балтийского щита было показано, что в процессе твердопластического течения в условиях глубинного тектогенеза в них развиваются предпочтительные ориентировки главных породообразующих минералов. Эти предпочтительные ориентировки наряду с элементами текстурной анизотропии пород, по-видимому, должны иметь большое значение для интерпретации элементов строения коры по сейсмическим данным.

В настоящее время характеристики скоростей продольных волн в различных кристаллографических направлениях известны для многих минералов [8, 18], в том числе и для плагиоклазов. Однако в настоящее время значение плагиоклаза для интерпретации геофизических данных еще не оценено. Благодаря особенностям строения кристаллической решетки в плагиоклазах скорости продольных волн имеют близкие значения (7,55—7,17 км/с [8]) в направлениях b и c , параметры ячейки для которых равны 12,9 и 14,2 Å соответственно. В направлении a , где решетка характеризуется низкими параметрами — 8,6 Å, скорости продольных волн максимальные.

Исходя из этих свойств плагиоклазов, становится ясным, что исследование упругих свойств этого минерала совместно и с изучением предпочтительных ориентировок его решетки в природно-деформированных образцах может открыть новые возможности для интерпретации сейсмической анизотропии глубинных зон континентальной коры. Исследования такого типа должны базироваться на лабораторных исследованиях по определению упругих, как, впрочем, и любых других, физических характеристик не просто в отдельных образцах горных пород, отличающихся по составу, но и в их деформированных аналогах. При этом характеристики скоростей продольных волн должны быть определены с учетом предпочтительных ориентировок породообразующих минералов, структурная позиция и условия деформации которых будут предварительно изучены в конкретных геологических ситуациях. Нам кажется, что такой подход позволит расширить наши знания о природе сейсмической анизотропии глубинных зон древней континентальной коры, подобно тому как это сейчас уже широко проводится при изучении строения глубинных зон подкоровой литосферы [116].

КОРОВЫЕ И МАНТИЙНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ГАББРОИДОВ И ГИПЕРБАЗИТОВ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ ДОКЕМБРИЯ И ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН ФАНЕРОЗОЯ

Согласно различным геотектоническим и петрологическим моделям, габбро-гипербазитовые комплексы фанерозойских офиолитовых зон представляют собой вещество нижних горизонтов базальтового слоя и верхней мантии Земли. Многочисленные исследования этих пород различными геологическими и лабораторными методами показали, что они несут в себе следы твердопластических деформаций, которым они подвергались в нижних горизонтах коры и верхней мантии.

Особое внимание было уделено исследованиям деформаций перидотитов, открывшим новые возможности для понимания динамики процессов глубинного тектогенеза. Основные достижения этих исследований касаются следующих положений: 1) установлено, что мантийные перидотиты поступают в верхние горизонты коры в виде тектонических протрузий, уже неоднократно деформированных в условиях верхней мантии; 2) обнаружена связь между структурами течения перидотитов и динамикой движения литосферных плит: линии течения в гипербазитах ориентированы перпендикулярно осям спрединга; 3) высказано предположение о том, что сейсмическая анизотропия верхней мантии обусловлена существованием зон, сложенных ультрабазитами с предпочтительной ориентировкой оливинов и пироксенов.

Эти выводы имеют многочисленные следствия, распространяющиеся, однако, только на фанерозойскую историю эволюции глубинных зон литосферы. В то же время их докембрийская история, охватывающая несоизмеримо больший интервал времени, чем фанерозойская, с этой точки зрения почти не исследована.

В этой главе будут рассмотрены особенности деформаций базит-гипербазитовых образований зеленокаменных поясов докембрия, Восточной Сибири и Балтийского щита, а также особенности деформаций одного из фанерозойских гипербазитовых массивов Северо-Востока СССР (Корякское нагорье) и проведен сравнительный анализ мантийных деформаций ультрабазитов докембрия и фанерозоя. Наиболее полные геолого-структурные данные по базит-гипербазитовым породам были получены автором по Байкало-Витимскому зеленокаменному поясу, где она проводила исследования в разные годы совместно с В.С. Федоровским, А.А. Савельевым, И.К. Кацура, Г.В. Риле (ГИН АН СССР), С.П. Кориновским (ИГЕМ АН СССР) и Ю.Ф. Соколовой (ИФЗ АН СССР). Кроме того, изучены докембрийские гипербазиты Балтийского щита и Северо-Востока СССР, где исследования были направлены на восстановление истории деформации гипербазитовых массивов.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

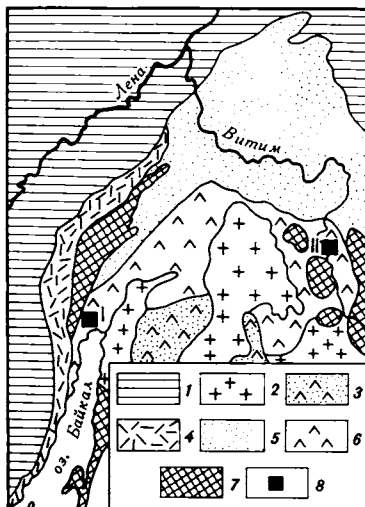
Байкало-Витимский зеленокаменный пояс раннего протерозоя расположен в Южной части Восточно-Сибирской платформы и представляет собой гигантскую дугообразную структуру, протянувшуюся на 1500 км от оз. Байкал до Олекмо-Витимской горной страны. Максимальная ширина пояса 150 км (рис. 52,ж). Существует много спорных положений по различным региональным вопросам строения этой гигантской территории. Здесь будет дано лишь краткое описание геологического положения габбро-гипербазитовых комплексов и ассоциирующих с ними осадочно-вулканогенных образований на основе материалов, полученных автором при исследовании двух опорных участков (см. рис. 52,ж), расположенных в устье р. Слюдянки Северного Прибайкалья (западная часть пояса) и в среднем течении р. Витим (восточная часть пояса).

Строение внутренней части Байкало-Витимского зеленокаменного пояса неоднородно. Эта структура объединяет серию крупных и более мелких трогов, заполненных осадочно-вулканогенными образованиями, насыщенными в разной степени телами тоналитов, габброидов и перидотитов. Межтроговые пространства выполнены обломочно-карбонатными осадочными образованиями, переслаивающимися с пачками основных и кислых эффузивов, залегающих на гранулитовых породах архейского возраста [48, 111]. В центральных частях отдельных трогов преимущественно развиты габброиды и ассоциирующие с ними лавы базальт-риодацитовый контрастной серии; осадочные образования, переслаивающиеся с лавами, развиты в подчиненных количествах. В направлении к краевым частям трогов количество вулканогенного материала уменьшается и разрез обогащается терригенно-карбонатно-сланцевыми и кремнисто-железистыми образованиями. К краевым частям крупных трогов приурочены линзовидные тела мантийных метаморфических перидотитов, выведенные в верхние горизонты протрузивным путем под контролем сдвигово-взбросовой деформации [41]. Метаморфизм пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса не превышает зоны граната зеленосланцевой фации в осевых частях отдельных трогов и достигает высших ступеней амфиболитовой фации в их краевых частях.

Осадочно-вулканогенные образования. В восточной части Байкало-Витимского зеленокаменного пояса в пределах Каралонского трога (среднее течение р. Витим) осадочно-вулканогенный комплекс обнаруживает двучленное строение. Нижние части разреза характеризуются многократным переслаиванием metabазальтов с графитсодержащими кварц-серпичитовыми, кварц-альбит-биотит-хлоритовыми, кварц-эпидот-хлорит-биотитовыми, кварц-альбит-двуслюдяными, кварц-эпидот-карбонатными и кварц-альбит-биотитовыми парасланцами, среди которых в резко подчиненных количествах развиты метапесчаники со следами градационной слоистости, метатуфопесчаники, фтаниты и мраморизованные известняки. Среди metabазальтов отмечаются редкие прослои метаморфизованных кислых лав,

Рис. 52. Схема расположения Байкало-Витимского зеленокаменного пояса раннего протерозоя

1 — палеозойские отложения чехла Сибирской платформы; 2 — раннепалеозойские гранитоиды; 3 — позднекембрийские и кембрийские комплексы; 4 — акитканский вулканоплутонический комплекс; 5 — протерозойские терригенно-сланцево-карбонатные отложения прото-континентального шельфа; 6 — Байкало-Витимский зеленокаменный пояс раннего протерозоя; 7 — архейский гранулит-базитовый комплекс; 8 — районы исследований: I — Северное Прибайкалье (Слюдянский габброидный массив), II — Северо-Муйский хребт (Парамский гипер-базитовый массив)



а также обилие субпластовых тел диабазов и диабазовых порфиритов.

В верхней части разреза осадочно-вулканогенного комплекса преобладают кислые эффузивы (метариолиты, метариодациты, метадациты), с которыми ассоциируются метаморфизованные туфы, метатуфоконгломераты, металавобрекчии, переслаивающиеся с кремнистыми сланцами, мраморизованными известняками и метатуфопесчаниками. Среди кислых эффузивов в резко подчиненных количествах развиты прослои метабазальтов. По мере приближения от краевых частей к осевой зоне Каралонского трога в разрезе уменьшается роль осадочных пород; здесь преимущественно развиты вулканогенные образования контрастной базальт-риодацитов серии, габброиды и диабазы.

В западной части Байкало-Витимского зеленокаменного пояса в Северном Прибайкалье (нижнее течение р. Слюдянки) сосредоточены осадочно-вулканогенные образования верхней части комплекса, в составе которых выделяются метаморфизованные риолиты, риодациты и дациты с подчиненными прослоями метабазальтов. Осадочная часть разреза представлена олигомиктовыми метапесчаниками, метатуфопесчаниками, метаморфизованными известняками и различными парасланцами. Метаморфизм в этом районе достигает фации эпидотовых амфиболитов.

Габброиды. Наиболее детально нами были изучены габброиды Северо-Муйского хребта — массив Якутский Каменный, группа безымянных массивов, сосредоточенных в районе Парамского порога, устья р. Келяны и Слюдянский габброидный массив Северного Прибайкалья. Петрографические особенности и геологическое строение этих массивов неоднократно рассматривались в литературе [35, 42, 105]. Крупные массивы представлены расслоенными магматическими сериями, содержащими прослои пироксенитов, оли-

винитов, оливиновых габбро-норитов, троктолитов, развитых в резко подчиненных количествах на фоне преобладающих норитов, габбро-норитов, габбро, габбро-анортозитов и лейкократового габбро. Мелкие массивы представлены габбро-норитами, габбро и лейкократовым габбро. Нами установлены три типа соотношений габброидов с осадочно-вулканогенными образованиями: 1) габброиды прорывают осадочно-вулканогенный комплекс и содержат ксенолиты этих пород (междуречье Витим—Пановский—Каменный); 2) постепенные переходы от расслоенного габбро через краевые фации диабазов к излившимся базальтам (массив Якутский Каменный); 3) вулканогенно-осадочные образования надвинуты на расслоенное габбро (Слюдянский массив), эти контакты имеют вторичную природу и формируются в синметаморфических условиях.

Анализ геологических исследований [43, 105, 111] приводит нас к представлению о том, что рассмотренные габброидные массивы являются либо жерлами крупных палеовулканов (массив Якутский Каменный), либо продуктами кристаллизации магмы в промежуточных камерах (Слюдянский массив); возможны экструзии вязкой магмы из промежуточных камер в более верхние горизонты осадочно-вулканогенных образований (мелкие тела габброидов). Отсутствие типичного для настоящих офиолитовых образований комплекса даек позволяет предположить, что, вероятнее всего, магмоподводящими каналами для излияния базальтов и дацит-риолитов служили близповерхностные части самих магматических камер. Необходимо особо отметить, что в пределах Байкало-Витимского пояса мы не встречали псевдостратифицированных разрезов "ультрабазит—габбро—базальт" или их фрагментов "габбро—базальт", свойственных настоящим офиолитовым комплексам.

Гипербазиты. Наиболее крупные тела гипербазитов, площадью от 10 до 100 км², сосредоточены в восточной части пояса. Нами был детально изучен Парамский гипербазитовый массив, представляющий собой бескорневую линзу, расположенную в юго-западной части Каралонского трога. Парамский массив — типичный представитель мантийных перидотитов гарцбургитового подтипа. В нем установлены следы упорядоченных структур течения оливина, которые сформировались в ходе мантийной истории гипербазитов в условиях высоких температур (1200—800°С) [41, 47]. Структурные исследования обрамления показали, что гипербазиты внедрялись в осадочно-вулканогенный комплекс протрузивным путем под контролем сдвигово-взбросовой деформации на заключительной стадии тангенциального сжатия Байкало-Витимского зеленокаменного пояса.

Особенности химизма вулканогенных и магматических образований Байкало-Витимского зеленокаменного пояса были рассмотрены нами в специальной публикации [43]. Совокупность данных по химизму и геологическому положению вулканогенно-осадочных и базит-гипербазитовых пород привела автора к выводу о гораздо более тесном родстве Байкало-Витимского зеленокаменного пояса раннего протерозоя с архейскими зеленокаменными поясами, чем с фанерозойскими офиолитовыми образованиями [43].

СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ГАББРОИДОВ СЛЮДЯНСКОГО МАССИВА СЕВЕРНОГО ПРИБАЙКАЛЯ

Слюдянский габброидный массив расположен на северо-западном побережье оз. Байкал в устье р. Слюдянки. Полная конфигурация массива в современном срезе не известна, так как его северо-восточная часть перекрыта дельтовыми отложениями р. Тыи, юго-западное окончание погребено русловыми отложениями р. Рель, а юго-восточный контакт скрыт под водами оз. Байкал. Хорошо обнажена лишь северо-западная часть массива (6×25 км), слагающая нижние части горной гряды у Слюдянских озер, ряд горных гряд на левобережье р. Слюдянки и район Тонкого мыса.

С северо-запада на габброиды надвинуты породы осадочно-вулканогенного комплекса тыйской свиты нижнего протерозоя (рис. 53). Осадочно-вулканогенный комплекс представлен карбонатными породами, сланцами, олигомиктовыми песчаниками, туфопесчаниками и дацитами, метаморфизованными и частично гранитизированными в эпидот-амфиболитовой фации. В приконтактной зоне породы этого комплекса насыщены линзами ортоамфиболитов, представляющих собой тектонические фрагменты переработанных габброидов. Северо-западный контакт Слюдянского массива — это мощная зона полосчатых бластомилонитизированных амфиболитов (ширина выхода около 1,5 км), протянувшуюся в северо-восточном направлении параллельно зоне надвига. По своей природе Слюдянский габброидный массив относится к типичным кумулятивным расслоенным магматическим комплексам и представлен пироксенитами, троктолитами, габбро-норитами и собственно габбро [42]. Породы массива метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации и частично гранитизированы. Большая часть его обнаженной площади представлена амфиболитизированными габброидами неяснополосчатого строения, сохранившими массивную текстуру. Менее метаморфизованные разновидности обнажены на Тонком мысе в районе Онокочанского залива и на о-ве Богучан. Здесь преобладают собственно габбро, габбро-нориты, габбро-пегматиты. Троктолиты и пироксениты развиты в подчиненном количестве. При переходе в более метаморфизованные части Слюдянского массива в породах прослеживаются только реликты отдельных первично-магматических минералов: пироксены почти полностью замещаются сине-зеленой обыкновенной роговой обманкой, высокоосновные плагиоклазы приобретают зональное строение, раскисляясь до олигоклаза. Появляются эпидот, железистый гранат, магнетит. Текстура амфиболитизированного габбро при этом остается массивной с элементами неясно выраженной полосчатости (S_0), которая определяется чередованием лейкократовых и меланократовых компонентов. Эта полосчатая текстура отражает, скорее всего, первично-магматическую расслоенность массива на собственно габброидную и габбро-анортозитовую составляющую. В целом полосчатость сохраняет общее северо-западное простирание при крутых падениях на юго-запад и северо-восток (рис. 54) и ориентирована, таким образом, субперпендикулярно зоне надвига.

Внутри габброидного массива, параллельно надвику, развиты уз-

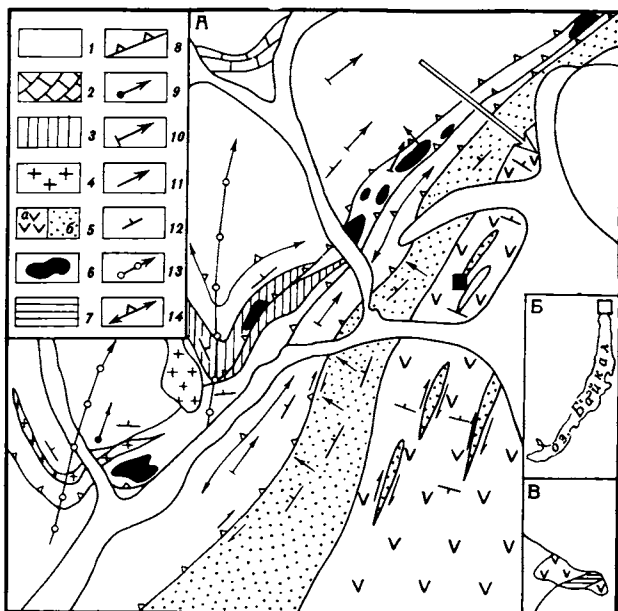


Рис. 53. Геолого-структурная схема района северо-восточной части Слюдянского габброидного массива

А. 1—3 — тайская свита нижнего протерозоя: 1 — кислые метавулканыты (риолиты, дациты) в переслаивании с гранат-эпидот-мусковит-биотитовыми и двуслюдяными сланцами, 2 — мраморизованные известняки, 3 — олигомиктовые метапесчаники, туфопесчаники; 4—7 — палингено-метасоматические и интрузивные образования нижнего протерозоя: 4 — метаморфогенные граниты, 5 — метагаббро, метагаббро-нориты, метагаббро-пегматиты и троктолиты Слюдянского массива (а); амфиболиты, амфиболовые гнейсы и сланцы апогабброидной природы (б); 6 — блоки амфиболитов — тектонических фрагментов метагабброидов Слюдянского массива, 7 — метапироксениты; 8—14 — структурные элементы: 8 — границы надвигов (треугольники — направление падения), 9, 10 — ориентировка шарниров: синформных складок F_3 (9) и складок F_2 (10), 11 — ориентировка линейности L_1 в метагабброидах, 12 — ориентировка слоистости S_0 , 13 — осевые плоскости складок F_3 , 14 — деформированные осевые плоскости складок F_2 . Черный квадрат — местоположение детального профиля зоны сдвига (см. рис. 54). Б — местоположение района работ (белый квадрат). В — схема строения п-ова Тонкий мыс

кие линейные зоны амфиболовых гнейсов и сланцев, представляющих собой бластомилониты по габбро. Зоны бластомилонитов распределены неравномерно. В глубине массива их мощность и протяженность варьируют от первых сантиметров до десятков метров, а по мере приближения к зоне надвига резко возрастают, и здесь появляется мощная толща полосчатых амфиболитов.

Геолого-структурная схема соотношений габброидного массива и осадочно-вулканогенного комплекса тыйской свиты раннего протерозоя приведена на рис. 53. На рис. 55 дана блок-диаграмма этого участка, с помощью которой можно представить себе объемные соотношения этих образований. Из карты и блок-диаграммы видно, что в зоне надвигового контакта осадочно-вулканогенные

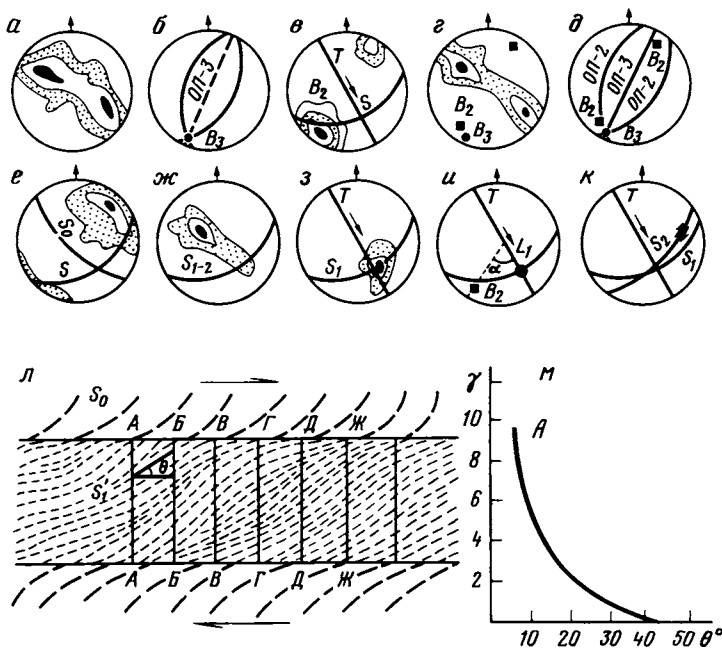


Рис. 54. Структурный анализ

В породах тыйской свиты: а — πS_0 -слоистости (185 замеров), изолинии 1—2—7%, б — положение осевой плоскости складки F_3 (ОП-3) и ее шарнира B_3 , рассчитанное по среднему положению полюсов S_0 ; в — ориентировка шарниров B_2 складок F_2 , изолинии 1—7—33% (155 замеров), здесь же нанесена плоскость надвига S и направление транспорта аллохтонной пластины T ; г — πS -осевых плоскостей складок F_2 , изолинии 1—5—13% (78 замеров), черные квадраты — шарниры B_2 , черный кружок — шарнир B_2 ; д — общая геометрия складок F_2 и F_3 . В породах Слюдянского габброидного массива: ж — πS_0 -магматической полосчатости, изолинии 1—4—10% (82 замера), здесь же проведена плоскость надвига S_1 ; з — πS_{1-2} -кристаллизационная сланцеватость, развитая в зоне надвигового контакта, изолинии 1—4—12% (120 замеров), е — линейность L_1 , изолинии 1—7—19% (50 замеров), и — соотношения B_2 (в породах аллохтона) и L_1 (в породах автохтона); к — соотношение плоскости надвига S_1 и плоскости поздних сдвигов S_2 . На е и к нанесена линия транспорта пластины T . Все диаграммы нанесены на верхнюю полусферу сетки Вульфа; л — схема зоны сдвига (ее положение в структуре района обозначено черным квадратом на рис. 53, А), через которую проведены шесть профилей для оценки величины сдвиговой деформации; S_1 — кристаллизационная сланцеватость, развитая во внутренней части зоны сдвига, S_0 — магматическая полосчатость; м — диаграмма зависимости γ от угла θ для профиля А

породы сложно деформированы. В них установлены два этапа складкообразования — F_2 и F_3 . Структуры F_2 представлены пакетами изоклинальных складок, опрокинутых на юго-восток. Шарниры складок B_2 ориентированы в северо-восточном направлении (см. рис. 54, в) с углом погружения 0—30°. Наблюдается ундуляция их шарниров, приводящая к образованию небольшого поля рассеивания в северо-восточном квадранте диаграммы (рис. 54, в). Шарниры B_2 , концентрирующиеся в этом секторе диаграммы, характеризуются юго-западным погружением под углом 0—30°. Параллельно шар-

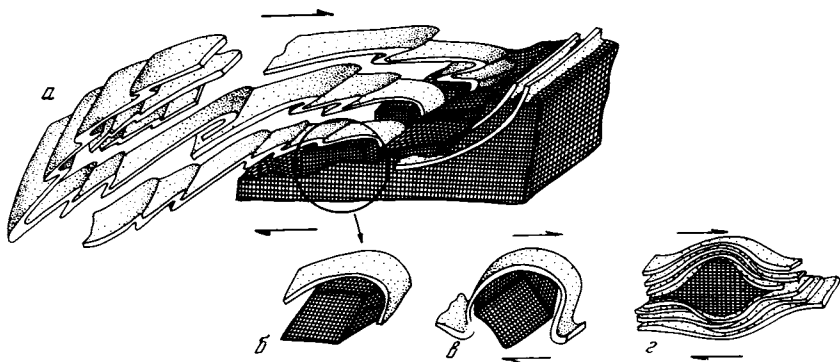


Рис. 55. Начальная стадия фрагментации габброидов в ходе надвигообразования (а)
 Крап — осадочно-вулканогенный комплекс, сетка — габброидный комплекс; б—г —
 последовательные стадии вращения одного из тектонических фрагментов габбро-
 идов

нирам складок F_2 развиты бородчатость, микроплойчатость и минеральная линейность L_2 , выраженная в ориентировке агрегатов амфибола, биотита и мусковита. Складки F_2 повторно деформированы крупной складкой F_3 , контуры замка которой вырисовываются на геолого-структурной схеме по положению жил синметаморфических гранитов. Эта складка представлена синформой с субгоризонтальным шарниром V_3 и субвертикальной осевой плоскостью, ориентированной в северо-восточном направлении. Несмотря на то что шарниры ранних складок F_2 очень близки по своей ориентировке к шарниру синформы F_3 (см. рис. 54, б—г), наложение складок F_3 на систему структур F_2 отчетливо видно из узора полюсов осевых плоскостей F_2 на диаграмме (см. рис. 54, з). Полюса осевых плоскостей складок F_2 создают большедуговой пояс с двумя симметричными максимумами, соответствующими положению крыльев синформной складки F_3 . Такие геометрические соотношения наряду с присутствием структур типа "замок в замке" свидетельствуют о более позднем происхождении складок F_3 по отношению к F_2 .

Как F_2 , так и F_3 были сформированы в условиях метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации [47], что подтверждается такими структурно-метаморфическими парагенезисами, как кристаллизационная сланцеватость S_2 — S_3 и линейность L_2 , выраженная амфиболом и хлоритом.

Из приведенных данных видно, что зона тектонического контакта двух комплексов пород (см. рис. 54) характеризуется очень сложными соотношениями структурно-метаморфических парагенезисов, возникших на разных стадиях надвигового процесса. Кроме неоднократной складчатости, в приконтактной зоне в породах тыйской свиты закартирована узкая линейная зона, насыщенная тектоническими фрагментами амфиболитованного габбро. В теле габброидного массива в приконтактной области развита мощная зона амфиболовых гнейсов и сланцев, представляющих собой типичные

бластомилониты, созданные в условиях надвигообразования, сопровождавшегося метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации. Эта зона бластомилонитов рассматривалась ранее как самостоятельная толща metabазальтов, выделяемых в составе нюрундуканской свиты, завершающая габброидную часть якобы полного ненарушенного разреза офиолитовой серии [60—62]. С другой стороны, тектонические включения метагабброидов среди метасадочно-вулканогенных пород тыйской свиты в зоне надвигового контакта рассматривались как олистодрома [22, 38]. Результаты наших исследований не подтверждают ни одну из этих точек зрения. Структурный анализ, проведенный в этой сложно построенной зоне, позволил нам прийти к выводу о том, что толща амфиболитов и включения метагабброидов среди осадочно-вулканогенных пород тыйской свиты были образованы в результате вторичных структурно-метаморфических преобразований Слюдянского габбро-перидотитового массива в условиях глубинного тектогенеза.

Пластические деформации габброидов в условиях глубинного надвигообразования. Пластические деформации габброидов Слюдянского массива наиболее отчетливо проявлены в зоне их тектонического контакта с осадочно-вулканогенными образованиями. Первично-магматическая полосчатость S_0 северо-западного простирания (см. рис. 54,ж) здесь полностью трансформирована зонами вторичного расланцевания S_1 — S_2 , ориентированными субпараллельно надвиговому контакту (см. рис. 54,к). В этих зонах габброиды преобразованы в полосчатые амфиболиты, характеризующиеся типичными бластомилонитовыми текстурами. В поле развития полосчатых амфиболитов встречаются небольшие линзы массивных амфиболитов, сохранивших следы апогабброидных структур и облекаемых кристаллизационной сланцеватостью (S_1) и полосчатостью. Повсеместно развита минеральная линейность L_1 , выраженная удлинением агрегатных скоплений сине-зеленой обыкновенной роговой обманки и эпидота, среднее направление погружения которых составляет $345^\circ \text{СЗ} < 40^\circ$ (см. рис. 54,е). Ориентировка линейности L_1 совпадает с линией перемещения аллохтонной пластины (см. рис. 54,е).

Структурные наблюдения, проведенные в зоне бластомилонитов, позволили установить, что внутри этой "толщи" встречаются замки сжатых складок F_1 , которые как бы "запечатаны" в окружающей их сланцеватой и полосчатой матрице. В то же время эти складки деформируют кристаллизационную сланцеватость S_1 , выраженную в ориентировке сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, эпидота и биотита. Этими же минералами создана сланцеватая текстура S_1 всей толщи полосчатых амфиболитов. Минеральная линейность агрегатной роговой обманки и эпидота, параллельная шарнирам складок, указывает на синметаморфическую природу этих структур. С другой стороны, двойственная структурная позиция кристаллизационной сланцеватости S_1 (складки F_1 деформируют S_1 , в то время как серия замков этих же складок как бы срезана той же сланцеватостью и изолирована внутри нее в виде небольших линзовидных участков) позволяет считать, что складчатость не охваты-

вала всю толщу полосчатых амфиболитов, а развивалась в ней фрагментарно. Ориентировка шарниров складок F_1 совпадает с направлением погружения L_1 .

Основные породообразующие минералы полосчатых амфиболитов, представленные равновесной ассоциацией — сине-зеленая обыкновенная роговая обманка + плагиоклаз ($< 30\% An$) + эпидот \pm гранат \pm магнетит, свидетельствуют о кристаллизации этих пород в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Реакции гранитизации устанавливаются по замещению сине-зеленой обыкновенной роговой обманки биотитом и сопровождаются появлением калишпат-кварцевой ассоциации. Зеленосланцевые изменения амфиболитов выражены в замещении сине-зеленой роговой обманки и биотита хлоритом, олигоклаза — альбитом. Среди минералов эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации, слагающих амфиболиты, встречаются реликты высокоосновных плагиоклазов ($65-70\% An$) с комплексными двойниками, а также пироксенов, сохранившихся в центральных частях зерен сине-зеленых обыкновенных роговых обманок.

Все эти данные позволяют считать, что "толща" полосчатых амфиболитов не является самостоятельной стратиграфической единицей, а представляет собой продукт преобразования габброидов в зоне надвига.

Для того чтобы установить структурный парагенезис надвиговой зоны, был проведен сравнительный анализ деформаций в габброидах и в осадочно-вулканогенных породах тыйской свиты. (см. рис. 54).

Как уже было показано ранее, в осадочно-вулканогенном комплексе тыйской свиты широко развиты изоклиальные складки F_2 , шарниры которых ориентированы перпендикулярно к линии транспорта. Специальные наблюдения, проведенные в замковых частях складок F_2 , указывают на присутствие в них следов вращения. Структуры вращения наиболее отчетливо проявлены в замке складок F_2 , деформирующих метадациты. На фотографиях шлифов (Таблица VIII, а, б, см. вкл.) видны следы вращения вкрапленников плагиоклазов в метаморфизованных дацитах. Плоскость шлифа ориентирована перпендикулярно шарниру складки F_2 . Вращение осуществлялось вокруг оси складки B_2 . Вращавшиеся в пластичной матрице вкрапленники плагиоклазов были окаймлены кристаллизационной сланцеватостью S_2 , которая здесь представлена уплощенными зернами кварца, мусковита и эпидота. Для сравнения приведены фотографии шлифов, отобранных на крыльях складки F_2 (Таблица VIII, в, г). Следы вращения отсутствуют. Вкрапленники плагиоклазов имеют резкие очертания, окаймляющая их сланцеватость отсутствует.

Таким образом, можно сделать вывод, что складки F_2 сформировались в условиях надвигообразования, сопровождавшегося метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации. При этом перемещение аллохтонной пластины, сложенной осадочно-вулканогенными породами тыйской свиты, осуществлялось в юго-восточном направлении и сопровождалось вращением материала в направлении, перпендикулярном линии транспорта. Подошва аллохтонной пластины прохо-

дила по границе контакта осадочно-вулканогенного комплекса и габброидной серии. Часть габброидов при этом также была затронута пластическими деформациями, наиболее интенсивно проявленными лишь в приконтактной зоне.

В отличие от вулканогенно-осадочного комплекса габброидная серия представлена менее контрастными в реологическом отношении породами. Поэтому здесь наблюдается несколько иной структурный парагенезис, чем в осадочно-вулканогенном комплексе. В зоне контакта формируется минеральная линейность L_1 , ориентировка которой совпадает с направлением транспорта аллохтонной пластины (см. рис. 54, *e, u*). Следовательно, во время надвигообразования в габброидах, по которым скользили осадочно-вулканогенные породы тыйской свиты, были сформированы текстуры L_1 , отражающие направление течения пластичного материала. В комплексе пород аллохтона в это время преобладало вращение материала в направлении, перпендикулярном линии транспорта. Элементы такого вращения запечатлены и в зонах бластомилонитов, развитых по габброидам.

Теперь рассмотрим особенности строения и структурную позицию мелких линзовидных блоков амфиболитов, сосредоточенных в подошве аллохтона среди осадочно-вулканогенных пород тыйской свиты. Результаты картирования показывают, что блоки амфиболитов концентрируются в виде цепочек вдоль надвигового контакта. Внутри отдельных блоков амфиболитов были отмечены реликты первично-магматической слоистости S_0 чередованием меланократовых и лейкократовых полос. В меланократовых полосах среди амфиболов и плагиоклазов, отвечающих по составу олигоклазам, отмечаются реликты пироксенов и высокоосновных плагиоклазов. Ориентировка этих полос близка к ориентировке элементов магматической полосчатости S_0 , установленной при картировании габброидного массива на удалении от приконтактной зоны. Некоторые блоки амфиболитов имеют ромбоэдрическую форму, хотя наиболее часто встречаются линзовидные фрагменты этих пород. В отдельных блоках была обнаружена минеральная линейность, выраженная амфиболами. Ориентировка этой линейности совпадает с ориентировкой линейности L_1 , установленной в зонах бластомилонитов, развитых по габброидам Слюдянского массива в приконтактной зоне.

Совокупность этих данных позволяет нам считать, что блоки амфиболитов, сосредоточенные сейчас в подошве осадочно-вулканогенной пластины, являются тектоническими фрагментами габброидного комплекса. Процесс фрагментации габброидов в процессе надвигообразования изображен на рис. 56. Здесь показана начальная стадия движения, при которой в аллохтонном комплексе формируются пакеты лежащих изоклинальных складок F_2 . В то же время в автохтонном комплексе габброидов формируются зоны разрывов в двух ортогональных направлениях, по которым и происходит "отрыв" фрагментов автохтона (см. рис. 56), которые далее, в условиях прогрессивной деформации, постепенно "облекаются" породами движущейся аллохтонной пластины. Последовательность вращения отдель-

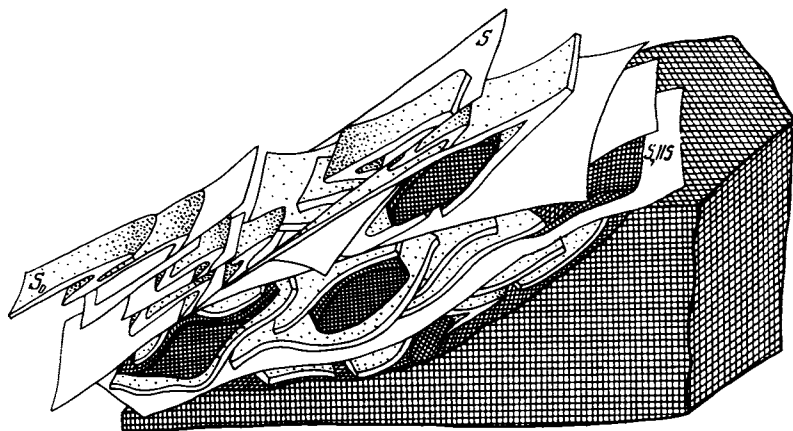


Рис. 56. Блок-диаграмма конечной стадии "перемешивания" тектонических фрагментов автохтонного габбро с породами аллохтона
 Обозначения те же, что на рис. 55

ных фрагментов показана на рис. 56,б—г. В результате вращения блоки метагаббро становятся более сглаженными и приобретают линзовидные очертания.

В породах аллохтона в ходе надвигообразования формируются многочисленные срывы, ориентировка плоскостей которых находится в едином структурном парагенезисе с зоной пластичного надвига. В результате в подошве аллохтонной пластины происходит тектоническое "перемешивание" пород аллохтона с фрагментами пород автохтона (см. рис. 50). Однако это перемешивание одних пород с другими нехаотическое, подобно тому как это происходит при формировании фанерозойских олистостромовых комплексов [50, 63, 70]. Оно контролируется структурной анизотропией пород, созданной в ходе глубинного надвигообразования. Присутствие в блоках амфиболитов тех же элементов строения, которые были выявлены в автохтонном комплексе габброидов, свидетельствует о том, что их фрагментация, отрыв от автохтона и перемешивание с породами аллохтонного комплекса являются разными стадиями единой прогрессивной деформации.

Концентрация блоков амфиболитов вблизи тектонического контакта и отмечаемая в некоторых из них реликтовая магматическая полосчатость S_0 , совпадающая по ориентировке с S_0 в автохтоне, могут служить косвенным указанием на то, что больших перемещений аллохтона, по-видимому, не происходило. Об этом также свидетельствует сохранность минеральной линейности L_1 в блоках амфиболитов, ориентировка которой совпадает с таковой в автохтонном комплексе. Если "оторванные" от автохтона блоки амфиболитов, перемешавшись с породами аллохтона, были бы перемещены на очень большие расстояния, вряд ли можно было бы ожидать в них сохранности структурных элементов S_0 и L_1 в той удивительно точной геометрии

ческой позиции, в какой они находятся с таким же элементами строения автохтона.

Трансформация габброидов в сланцеватые амфиболиты как результат пластического сдвигового течения. Исследование вторичных текстур и структур, возникших в ходе пластической деформации в габброидах, позволило обнаружить, что на заключительной стадии надвигообразования по плоскостям скольжения осуществлялись сдвиги в направлениях, перпендикулярных к линии транспорта надвиговых пластин. Эти сдвиги происходили также в условиях метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации и являлись главным тектоническим фактором, контролирующим формирование сланцеватых амфиболитов в габброидном комплексе. Понимание этого процесса чрезвычайно важно, так как большие объемы магматических пород, слагающих глубинные горизонты земной коры, оказываются трансформированными в различные гнейсы и сланцы под контролем одновременно происходящих процессов метаморфизма и деформации. Последовательность трансформации габброидов в сланцеватые амфиболиты наиболее полно запечатлена в центральной, менее деформированной части Слюдянского массива. Здесь при картировании были установлены два главных морфологических типа структур, отражающих стадийность преобразования габброидов в амфиболовые гнейсы и сланцы: 1) зоны линзовидно-очковых структур, 2) зоны сдвига (см. рис. 12).

Зоны линзовидно-очковых структур представлены серией линзоподобных включений массивного метагаббро, плавно облекаемых сланцеватостью амфиболовых гнейсов и сланцев. Длинные оси линз составляют небольшой ($< 45^\circ$) угол с общим направлением зоны. Соотношения коротких (x) и длинных (y) осей линз составляют $1/3-1/5$. Внутри линз часто сохраняются следы первично-магматической полосчатости, ориентировка которой незначительно изменена по отношению к ее положению во всем массиве (см. рис. 12, *а*). Пространственное положение внутренней текстуры линз и их конфигурация позволяют реставрировать начало структурного преобразования габброидов как стадию заложения параллельных сколов в двух направлениях, контролируемых сдвиговой деформацией (см. рис. 12, *б, в*). Плавные очертания сколовых систем, вдоль которых формируются амфиболовые сланцы, облекающие участки массивного габбро, оттянутые и утоненные концы этих линз свидетельствуют о пластичном состоянии вещества в условиях сдвиговой деформации. Таким образом, в целом преобразование массивного габбро в амфиболовые сланцы осуществляется в две стадии: путем хрупкого разрушения породы и последующей пластической деформации, сопровождающейся растяжением материала в направлении, перпендикулярном максимальному укорочению.

Рассмотрим микростроение линзовидных участков массивного габбро и облекающих их амфиболовых сланцев.

Внутреннее строение линз. В центральных частях линз сохраняются габбровые структуры, хотя первичный парагенезис (пироксен + высокоосновный плагиоклаз + шпинель) почти полностью замещен вторичной ассоциацией метаморфогенных минералов эпидот-амфибо-

ловой фации (сине-зеленая обыкновенная роговая обманка + олигоклаз + эпидот + гранат + магнетит). В реликтах сохраняются пироксен, обрамленный венцами сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, и высокоосновный плагиоклаз (55—70% *An*) с комплексными двойниками. Основной фон составляют изометричные зерна новообразованной сине-зеленой роговой обманки, мелкозернистые скопления олигоклаза и эпидота с рассеянными в виде пылевидных вкраплений магнетитом и крупные зерна граната. В краевых частях линз реликты пироксена не обнаружены, хотя высокоосновный плагиоклаз все еще продолжает существовать. На границе перехода от массивной части линзы в зону ее обрамления амфиболовыми сланцами намечаются слабая упорядоченность сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, грануляция периферической части крупных изометричных зерен амфибола и плагиоклаза и обособление этой мелкозернистой фазы в лентовидные скопления.

Строение межлинзовых промежутков. Межлинзовые промежутки выполнены амфиболовыми сланцами тонкополосчатого строения, созданного чередованием нитевидных участков лейкократового и меланократового состава. На фоне этой быстро выклинивающейся по простиранию полосчатости в разных пропорциях концентрируются очковые обособления роговых обманок и плагиоклазов или их мелкозернистых агрегатов. В шлифах устанавливается кристаллобластическая структура мезостаза, зерна которого в 20—30 раз меньше фенокластов, неравномерно "плавающих" в этой матрице. Фенокласты представлены сине-зеленой обыкновенной роговой обманкой с реликтами пироксена и плагиоклазом (60—70% *An*) с волнистым погасанием по периферии. Часть фенокластов характеризуется неравномерно угловатыми очертаниями, свидетельствующими об их катакластической природе. Другая часть имеет форму уплощенных эллипсоидов, длинные оси которых S-образно изогнуты. Зарождающаяся сланцеватость мезостаза в таких случаях полностью повторяет их очертания.

Мезостаз состоит из мелкокристаллических необластов сине-зеленой обыкновенной роговой обманки, эпидота и олигоклаза, на фоне которых встречаются такие же мелкие реликтовые зерна высокоосновных плагиоклазов, в то время как реликты пироксенов отсутствуют. Таким образом, мезостаз представляет собой почти полностью перекристаллизованный мелкоиздробленный субстрат, о первично-габброидной природе которого свидетельствуют фенокласты высокоосновного плагиоклаза и реликтовые участки пироксена внутри отдельных фенокластов сине-зеленой обыкновенной роговой обманки.

Сопоставляя данные и по макро- и микростроению зоны линзовидно-очковых бластомилонитов, нетрудно представить, что ранняя фаза хрупкого разрушения, протекавшая в условиях сдвига, обеспечила расчленение массивной породы на серию блоков, по периферии которых происходило дробление с образованием фенокластов и мезостаза. Затем, в условиях пластической деформации, крупные блоки габброидов приобрели линзовидные очертания, испытав растяжение по оси *y* (см. рис. 12). В межлинзовых промежутках первично-обломочная форма фенокластов была преобразована в эллипсоидальную с растяжением

и одновременной перекристаллизацией по оси *у*. Мезостаз был почти полностью перекристаллизован и приобрел кристаллобластическую структуру с элементами зарождающейся сланцеватости, выраженной в упорядоченной ориентировке сине-зеленой обыкновенной роговой обманки.

Зоны сдвига. Морфология этих зон представлена на рис. 12. Поперечная мощность их варьирует от 5—10 до 60—70 см, протяженность — от 0,5 до 20 м. Главной особенностью зон сдвига является наличие предпочтительной ориентировки метаморфогенных минералов, создающих сланцеватость (S_1'), которая располагается в среднем под углом 45—30° к границе зоны S_1 . К середине зоны угол между сланцеватостью и границами зоны сдвига уменьшается, причем в этом же направлении возрастает степень ее совершенства (см. рис. 12). Полосчатость габброидов S_0 в прилегающей к границам зоны сдвига области испытывает плавный поворот, в этом же направлении происходит постепенное упорядочение первоначально-изометричных зерен роговой обманки, ведущее к появлению сланцеватой текстуры в массивном габбро.

В центральной части зоны сдвига обнаруживается строение, свойственное blastsмилонитам: на фоне мелкозернистого мезостаза (синезеленая роговая обманка + олигоклаз + эпидот ± гранат ± магнетит) присутствуют крупные эллипсоидные фенокласты синезеленой обыкновенной роговой обманки и высоко-основного плагиоклаза. Среди таких плагиоклазов в области узких утоненных концов эллипсоидов встречаются фенокласты, перекристаллизованные в олигоклаз, в то время как центральная часть и периферия утолщенной области этих эллипсоидов сохраняют высокоосновной состав, соответствующий андезин-лабрадору. По периферии средних утолщенных участков эллипсоидальных плагиоклазов наблюдается волнистый изгиб двойников магматической породы (Таблица II, *а*). Как фенокласты, так и мезостаз центральной части зоны сдвига имеют гораздо большую упорядоченность ориентировки, чем минералы, развитые в области, прилегающей к ее границам.

Строение рассмотренной зоны позволяет считать, что ведущим механизмом ее формирования является пластическая сдвиговая деформация. Причем в центральной части зоны сдвига, в области максимально высокой сдвиговой деформации, происходит хрупкое разрушение породы, а во внешних частях, прилегающих к границам сдвига, лишь главный поворот первично-магматической полосчатости с образованием сланцеватой текстуры, полностью повторяющей очертания этих поворотов. По-видимому, одновременно в центральной части зоны сдвига осуществляется и перекристаллизация разрушенного габброидного субстрата с упорядоченной плоскостной ориентировкой новообразованных метаморфогенных минералов синезеленой обыкновенной роговой обманки, эпидота согласно кинематической картине сдвига (см. рис. 72). Другими словами, в центральной части зоны сдвига деформация протекает в две стадии, состоящие из хрупкой и пластической деформации, в то время как по периферии, в областях, прилегающих к границам сдвига, происходит только пласти-

ческая деформация. Геометрия зоны сдвига позволяет реставрировать направление максимального сжатия, вызывающего появление этих структур. Оно соответствует направлению $305^\circ \text{СЗ}—125^\circ \text{ЮВ}$ при ориентировке зон сдвига S_1 $60^\circ \text{СВ}—\text{СЗ} < 30^\circ$.

Суммируя вышеизложенные данные по строению и кинематике развития blastomylonitовых структур, мы приходим к выводу, что преобразование массивных габброидов в метаморфические амфиболовые гнейсы и сланцы осуществлялось под контролем сдвиговой деформации в условиях регионального метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации. Сравнительный анализ показывает, что почти все элементы рассмотренных blastomylonitовых структур присутствуют в приконтактной зоне в поле "развития толщи" полосчатых амфиболитов в виде отдельных фрагментов. Все это указывает на единую, вторичную динамо-метаморфическую природу всех этих пород, развитых по первично-габброидному субстрату. Возникновение мощной "толщи" полосчатых амфиболитов в приконтактной зоне Слюдянского габброидного массива указывает, по-видимому, лишь на большие масштабы деформации в этой области.

Таким образом, в мощной толще полосчатых амфиболитов запечатлены два типа движений, сопровождающиеся единым метаморфизмом: раннее надвигообразование и более поздние сдвиги, происходившие в плоскостях скольжения, созданных надвигами. Как было показано, сдвиговые перемещения осуществлялись в условиях сжатия, траектория которого соответствует направлению $335^\circ \text{СЗ}—155^\circ \text{ЮВ}$. Из структурных диаграмм (см. рис. 54, $e—k$) видно, что это сжатие ориентировано в направлении линии транспорта надвиговых пластин. Мы видим тесную генетическую связь между надвигообразованием, которое обычно является доминирующим процессом, и более поздним сдвигообразованием. Это сдвигообразование происходит в плоскостях надвигов, созданных на раннем этапе. Можно предположить, что сдвиги по плоскостям ранних надвигов в направлении, перпендикулярном к линии транспорта аллохтона, являются своеобразным механизмом перераспределения вещества в глубинных условиях по латерали надвиговых пластин. Такая же кинематическая картина была обнаружена нами для надвиговых зон в породах гранулитовой и амфиболитовой фаций на Балтийском щите. По-видимому, это типично для всех надвигов, осуществляющихся в условиях твердопластического течения горных пород в глубинных зонах земной коры.

Количественная оценка сдвиговой деформации. Большой интерес представляет оценка сдвиговой величины деформации и перемещения материала. Структуры сдвигового этапа, развитые в габброидах Слюдянского массива, оказались наиболее удобными для таких оценок.

Для расчета величины сдвиговой деформации (γ) была использована методика, предложенная Дж. Ремзи и Х. Грэхэмом [234, 235]. Она заключается в оценке величины γ по вариациям угла θ между плоскостью сланцеватости S_1' , развитой внутри плоскости пластического сдвига, и границей зоны сдвига. Расчеты величины сдвиговой деформации проводили по формуле $2/\gamma = \text{tg}2\theta$, которая при $\theta \leq 45^\circ$ имеет значение $\gamma = 2/\text{tg}2\theta$, а при $\theta > 45^\circ$ преобразовывается в $\gamma = 2/\text{ctg}(2\theta - 90)$.

Структурная схема одной из самых крупных зон сдвига шириной 70 м, развитых внутри в центральной части Слюдянского массива, приведена на рис. 54, л. Через эту зону вкрест ее простирания было проведено 6 профилей, обозначенных буквами А—Ж. Вдоль каждого из этих профилей с интервалом через 5,5 м были произведены замеры угла θ и рассчитана величина сдвиговой деформации γ . Значения этих параметров приведены в табл. 5. Из таблицы видно, что величина γ вдоль шести профилей варьирует от 5,69 (профиль В) до 1,27 (профиль Ж). Из значений углов θ по каждому из профилей видно, что в области максимальных значений сдвиговой деформации углы между плоскостью сланцеватости S'_1 и границей зоны сдвига характеризуются минимальными значениями (профиль В). В то же время вдоль профиля Ж, где значения величины γ минимальны, углы θ имеют максимальные значения. Характер текстур габброидов внутри этой зоны сдвига неоднороден. В областях высоких значений γ габброиды полностью трансформированы в амфиболовые гнейсы или сланцеватые амфиболиты. В областях низких значений γ сохраняются массивные текстуры, благодаря чему распознается магматическая природа исходного субстрата габброидов. Вариации θ — γ показаны на рис. 54, м. Если величина γ является мерой степени деформированности геологических тел, а точнее, мерой степени искажения любого шаровидного тела в эллипсоидное при сдвиговой деформации, то, оценив γ , можно определить величину смещения любой точки в процессе сдвига.

Исследование особенностей кинематики зон пластических сдвигов в Слюдянском габброидном массиве показало, что они формулируются в условиях твердопластического течения, сопровождающегося частичным нарушением сплошности пород в зонах, где развивается хрупкая деформация. Поэтому и текстуры амфиболитов варьируют от типичных гнейсов и сланцеватых амфиболитов (зоны пластической деформации) до бластомилонитов, структура которых характеризуется двучленным строением — фенокластами и мезостазом. Оценка величины смещения вдоль зон сдвигов может быть произведена с использованием уравнения [235]:

$$S = \int \gamma_{\text{ср}} dx,$$

где S — величина смещения вдоль зоны сдвига; x — ширина зоны сдвига; $\gamma_{\text{ср}}$ — средняя величина сдвиговой деформации внутри зоны сдвига. Применяв это уравнение для исследованной зоны сдвига мы получили значение $S = 199,5$ м при $\gamma = 2,85$, $x = 70$ м.

Следовательно, величина смещения одной из наиболее крупных зон сдвига, развитых внутри Слюдянского габброидного массива, оценивается в 200 м. В более узких зонах сдвига, ширина которых варьирует от десятков сантиметров до первых метров, величина γ варьирует от 0,9 до 1,53, а величина смещения не превышает 2—3 м для зон, где значение γ максимально.

К сожалению, не представляется возможным оценить величины γ и S в зоне надвигового контакта, где сдвиговая деформация была проявлена, по-видимому, более интенсивно, чем в централь-

ной части массива. В зоне приконтактовых амфиболов невозможно произвести разбраковку текстур, созданных в процессе собственно надвиговых перемещений и сдвиговых перемещений, осуществлявшихся на заключительных стадиях движения аллохтона. Здесь текстура амфиболитов представляет собой суммарный эффект двух типов тектонических движений, отделить которые друг от друга не представляется возможным.

Таким образом, на примере исследований пластических деформаций габбро-перидотитового массива были получены дополнительные сведения о характере структурных парагенезисов, возникающих в ходе глубинного надвигообразования. Было установлено, что на заключительной стадии надвигообразования в условиях твердопластического течения пород в глубинных зонах раннедокембрийской коры осуществляется дополнительное перераспределение материала в латеральных направлениях тектонических пластин. Это перераспределение вещества в зонах сучивания происходит путем пластических сдвигов в ранее созданных плоскостях надвигового скольжения.

Детальные исследования текстурно-структурных особенностей зон сдвигов позволили выявить кинематику трансформации первично-магматических пород в гнейсо-сланцевые метаморфические образования, которым ранее придавалось значение самостоятельных стратиграфических комплексов. Кроме того, сравнительный анализ структурных парагенезисов в областях аллохтона и автохтона показал, что в ходе глубинного надвигообразования верхние горизонты автохтона оказываются фрагментированными на отдельные блоки, тектонически перемешиваются с породами аллохтона. Это обстоятельство имеет большие следствия для интерпретации региональных геологических данных. Как уже говорилось, эти тектонические фрагменты ранее были описаны как олистостромовый комплекс [22, 38]. Структурные исследования, проведенные нами, не подтверждают этой точки зрения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРУКТУРА ГИПЕРБАЗИТОВ ПАРАМСКОГО МАССИВА

В восточной части Байкало-Витимского зеленокаменного пояса серия линзовидных гипербазитовых массивов образует две параллельные ветви северо-западного простираения среди осадочно-вулканогенных образований раннего протерозоя (см. рис. 52). Наиболее крупные массивы — Шаманский (100 км²), Парамский (80 км²), Келянский (20 км²) и группа Молодежнинских массивов (1 км²) служили объектом неоднократных геологических исследований, так как с ними связаны месторождения и рудопроявления хромита, хризотил-асбеста и нефрита. Наиболее полная сводка о строении Парамского и группы Молодежнинских массивов дана К.Г. Баштой [7], геолого-географические сведения по Парамскому, Шаманскому и Келянскому массивам содержатся в работах К.Ш. Шагжиева [139], Э.Л. Прудовского и соавт. [95], М.И. Грудинина [35]. Структурная позиция Парамского, Шаманского и группы Молодежнинских массивов рассматривалась в работе Н.Л. Добрецова и соавт. [38].

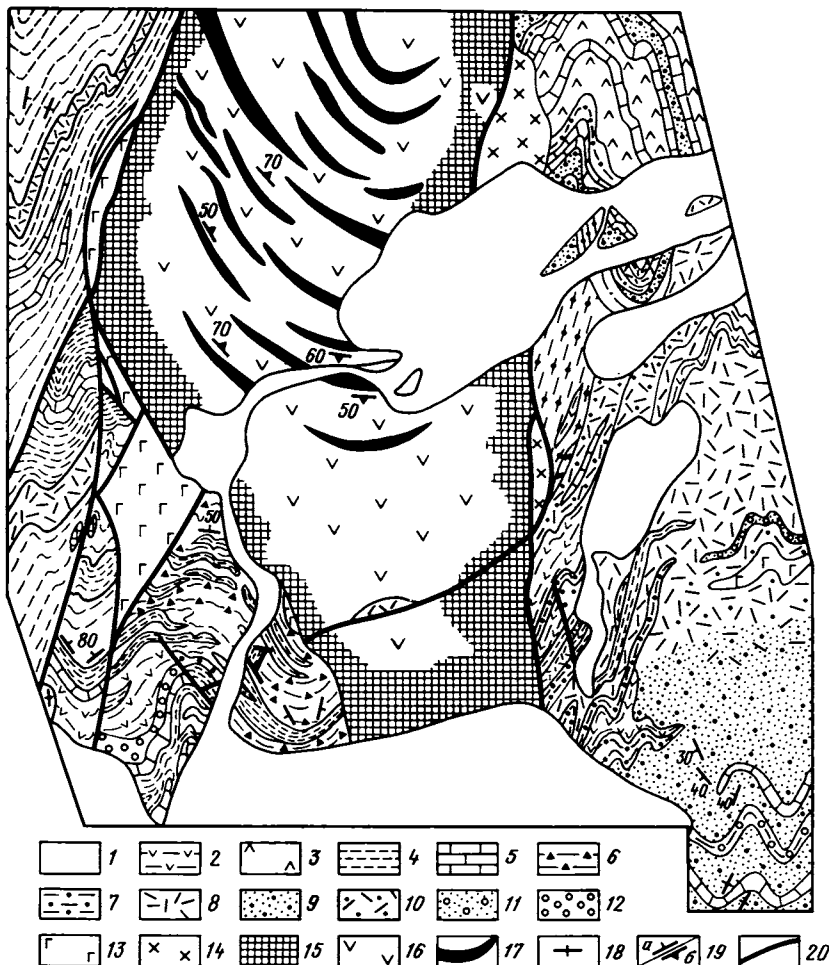


Рис. 57. Геологическая карта Парамского гипербазитового массива

1 — четвертичные отложения; 2—12 — метаморфизованные породы келянской серии нижнего протерозоя: 2 — амфиболовые сланцы апогабброидной природы, 3 — миндалекаменные диабазы, 4 — основные вулканиты, 5 — мраморизованные известняки, 6 — биотит-гранат-мусковитовые, биотитовые, хлорит-биотит-серцитовые углистые сланцы, 7 — кремнистые сланцы, 8 — кислые эффузивы, 9 — туфопесчаники, 10 — туфосланцы, 11 — туфоконгломераты, 12 — кварциты; 13—18 — метаморфизованные магматические породы: 13 — габбро-диабазы, 14 — гранодиориты, габбродиориты, 15 — аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты и тальк-хлорит-серпентиновые сланцы, 16 — гарцбургиты с подчиненным развитием лерцолитов, 17 — дуниты, 18 — плаггио-микроклиновые граниты; 19, 20 — структурные элементы: 19 — ориентировка кристаллизационной сланцеватости и слоистости в осадочно-вулканогенных образованиях с углами падения 50—70° (а), ориентировка полосчатости в гипербазитовом массиве (б), 20 — тектонические нарушения и сопряженные с ними зоны бластомилонитов

Парамский гипербазитовый массив расположен в пределах Северо-Муйского хребта в среднем течении р. Витим (см. рис. 52). В плане он представляет собой линзовидное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении, субсогласно с общей структурой вмещающего осадочно-вулканогенного комплекса раннепротерозойского возраста (рис. 57). Длина массива составляет 18—20 км, максимальная ширина — 5 км. По данным гравиметрических исследований, проведенных сотрудниками ИЗК СО АН СССР, Парамский массив является бескорневым телом, уходящим на глубину около 2,1 км [35]. Таким образом, массив представляет собой оторванную от первоначального местонахождения линзу, напоминающую по форме сплюснутый эллипсоид с осями 20:5:4 (км).

Контакты массива с вмещающими образованиями тектонические, субвертикальные. В приконтактной зоне со стороны вмещающих осадочно-вулканогенных пород келянской серии развита мощная полоса ультрабластомилонитов зеленосланцевой фации (ширина выхода 300—400 м). В северном направлении массив расщепляется на серию мелких тектонических линз и ромбоэдрических тел. Краевые части массива полностью серпентинизированы (ширина этих зон достигает 200—300 м), а само тело массива разбито на серию крупных линз, разобщенных зонами серпентинитовых динамосланцев, которые ориентированы субсогласно с его длинной осью. Внутри зон динамосланцев отмечаются S-образные рисунки распределения сланцеватости, свидетельствующие о левосдвиговой деформации, синхронной времени заложения этих зон. Кроме того, такие же S-образные подвороты полосчатости гарцбургитов наблюдались в одном из линзовидно-ромбоэдрических блоков, расположенных в северном окончании массива.

Парамский массив принадлежит к типичным альпинотипным перidotитам и сложен преимущественно гарцбургитами с очень небольшими вариациями по составу и минералогии [43]. Среди гарцбургитов в виде перемежающихся слоев и удлиненно-сетчатых обособлений развиты среднезернистые дуниты, общий объем которых в теле массива не превышает 20%. Внутреннее строение дунитовых полос довольно однообразно, лишь иногда в них встречаются небольшие островки гарцбургитов с диффузионными границами, что наряду с другими признаками позволило нам рассматривать генезис первых как анатектический [47]. Гарцбургиты обладают неравномерно-полосчатым строением, характеризующимся чередованием тонкополосчатых богатых и бедных ортопироксеном крупнозернистых разностей и однородных среднезернистых масс с равномерным распределением ортопироксена. Тонкая полосчатость гарцбургитов и полосы дунитов в целом взаимно параллельны.

В пределах Парамского массива наблюдается серия мелких изоклинальных складок, деформирующих тонкую расслоенность гарцбургитов. Параллельно осевым плоскостям этих складок и по системе сколов локализируются мелкие пластовые тела дунитов. Как в гарцбургитах, так и в дунитах отмечаются плоскостные текстуры, выраженные в ориентировке уплощенных агрегатов пироксенов и хромшпинелидов. Гораздо реже устанавливается макроскопически различимая

минеральная линейность. В целом внутренняя структура массива определяется крупной конической антиформой, конфигурации которой подчинены все ранние структурные элементы породы — полосчатость, уплощенность минералов, осевые поверхности мелких складок течения. Осевая поверхность этой антиформы характеризуется крутым юго-восточным падением, радиус кривизны пластов в области перегиба и апикальный угол увеличиваются в направлении погружения шарнира.

В обрамлении Парамского массива развиты осадочно-вулканогенные образования, выделяемые в составе келянской серии раннего протерозоя [48, 111].

Келянская серия в обрамлении Парамского массива сложена контрастно-дифференцированными вулканическими образованиями — базальтами, риодацитами, липаритами, среди которых в подчиненном количестве развиты лавоконгломераты и лавобрекчии кислого состава, туфосланцы, туфобрекчии, туфопесчаники, графитсодержащие и кремнистые сланцы, пелиты, песчаники, яшмоидные и карбонатные породы, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. Эти образования прорваны телами габбро, габбро-диабазов, диабазов и тоналитов, которые, в свою очередь, также метаморфизованы. Приконтактная зона представлена ультрабластомилонитами и бластомилонитами фации зеленых сланцев и характеризуется линзовидно-чешуйчатым строением.

Основная картируемая структура пород обрамления определяется широким развитием ассиметричных складок разномасштабного субмеридионального структурного плана F_3 . В разных частях обрамления Парамского массива устанавливаются одна-две генерации более ранних изоклинальных складок. С ними связано, по-видимому, развитие площадной минеральной линейности и сланцеватости, выраженных в ориентировке обыкновенной сине-зеленой роговой обманки, эпидота, хлорита, тремолита-актинолита (для пород, богатые СаО) и мусковита, биотита (для пород, бедных СаО).

Восточное обрамление массива. Основная картируемая структура этой части обрамления характеризуется развитием симметричных и ассиметричных складок разного масштаба субмеридионального структурного плана F_3 . На правом берегу р. Витим эти складки вырисовываются деформированными пластами metabазальтов, мраморизованных известняков и метатуфосланцев, сосредоточенных в поле развития кислых метаэффузивов и метатуфопесчаников. На левом берегу р. Витим картируемую складчатую структуру образуют тонкослоистые флишеподобные комплексы метаморфизованных кремнистых сланцев, яшмоидов, карбонатных пород и туфопесчаников, чередующихся в разрезе с пачками metabазальтов и метариолитов. Именно здесь, среди тонкослоистых пород, наблюдается огромное количество мелких складчатых форм, разнообразной морфологии, но единого структурного плана с крупной картируемой структурой.

Анализ деформаций показывает, что структурам F_3 предшествовало тотальное развитие сланцеватости и минеральной линейности, а также не менее двух систем складок, самая ранняя из которых была развита, по-видимому, только локально.

Последовательность структурообразования в восточном обрамлении Парамского массива запечатлена наиболее полно на о-ве Пески. Самые ранние деформации здесь представлены складками течения F_1 , развитие которых ограничено только горизонтами кремнистых сланцев и яшмоидами. Изоклиальные внутрислоевые складки, не имеющие соседних сопряженных пар, деформируют тончайшую расслоенность кремнистых пород, не нарушая при этом границ более грубой расслоенности. Мощности в замках F_1 резко превосходят таковые в области крыльев. Более поздние складки F_2 представлены изоклиальными, тесно сжатыми формами разного масштаба, они деформируют слоистость и ранние структуры течения, развитые в кварцсодержащих породах. Складчатость F_2 формируется в синметаморфических условиях, именно с ней связано развитие региональной минеральной линейности и сланцеватости, выраженных в ориентировке минералов фации зеленых сланцев. Элементы строения F_1 — F_2 полностью подчинены элементами строения главных картируемых структур района F_3 .

Западное обрамление массива. На левобережье р. Витим ниже пос. Парамского в горизонте гранат-биотит-мусковитовых, гранат-эпидот-хлоритовых графитсодержащих сланцев установлены две генерации ранних складок с соотношениями "замок в замке". В целом по площади во всех разновидностях пород присутствуют мелкие изоклиальные складки F_2 с крутоориентированными осевыми плоскостями и крутыми шарнирами. Параллельно этим структурным элементам развивается сланцеватость и крутая b -линейность, выраженные в ориентировке минералов зеленосланцевой фации. Ориентировка b -линейности закономерно варьирует, подчиняясь элементам строения более поздних складок F_3 , которые, так же как и в восточном обрамлении, имеют субмеридиональный структурный план. Эта более поздняя складчатость хорошо картируется по маломощным пластам кислых эффузивов, сосредоточенных в поле развития метабазальтов. Структурный анализ элементов строения ранних этапов деформаций F_1 , F_2 и более поздних F_3 подтверждает их возрастные соотношения. Складки F_3 деформируют все структуры более ранних этапов складкообразования: региональную кристаллизационную сланцеватость, крутонаклонные шарниры F_2 и синхронную с ними минеральную линейность. Кроме того, ориентировка самых поздних картируемых складок F_3 хорошо выдержана по площади: их осевые плоскости субвертикальны, а шарниры — субгоризонтальны при общей субмеридиональной направленности.

Сравнительный анализ последовательности образования структур в восточном и западном обрамлении Парамского массива показывает, что основные этапы складкообразования, ответственные за формирование структуры района, сопоставимы между собой.

Зона ультрабластомилонитов. В зоне контакта с гипербазитами со стороны вмещающего комплекса развиты листоватые микрозернистые породы, линзовидно-чешуйчатое строение которых и характерная двухфазная структура фенокласты—мезостаза позволяют отнести их к ультрабластомилонитам, бластомилонитам зеленосланцевой фации. При изучении таких пород в шлифах устанавливаются следующие

главные особенности микроструктуры. На фоне мелкозернистого сланцеватого мезостазы, представленного хлоритом, эпидотом, биотитом, альбитом, кварцем и спутанно-волоконистым амфиболом ряда актинолит—тремолит, присутствуют линзовидные "островки" среднезернистых поликристаллических агрегатов (эпидот, сине-зеленые обыкновенные роговые обманки, биотит) либо фенокласты биотита и цепочечные обособления граната. В береговых обнаженных р. Витим отмечались реликтовые линзовидные участки амфибол-хлоритовых сланцев, содержащие мелкие изоклиналильные складки со сланцеватостью осевой поверхности (по-видимому, F_2). Крылья этих складок срезаны бластомилонитовой сланцеватостью, также облекающей уцелевшие от интенсивного расланцевания разобщенные участки осадочно-вулканогенных образований. Поскольку в очень сильно переработанной контактовой зоне встречаются реликты ранних структур F_2 , можно предположить, что бластомилонитизация пород келянской серии в контакте с гипербазитами осуществлялась после того, как осадочно-вулканогенные образования и прорывающие их тела габброидов, диабазов и тоналитов были метаморфизованы и деформированы изоклиналильными складками F_2 . Листоватая, линзовидно-полосчатая структура бластомилонитов и ультрабластомилонитов деформирована складками субмеридионального направления, т.е. F_3 , которые создают основную картируемую структуру района и за пределами Парамского массива.

Именно по этой причине восстановить первичные контуры распространения зоны бластомилонитов на удалении от контакта почти невозможно. Ширина выхода пород, затронутых бластомилонитизацией, т.е. ширина зоны бластомилонитов, определяется нами ориентировочно в 300—400 м. Кроме того, в приконтактной зоне породы келянской серии расчленены на группу линз и чешуй, отдельных блоков, смещенных относительно друг друга. Крутопадающие границы этих тектонических фрагментов трассируются мелкими телами серпентинитов и узкими зонами хлоритизации. Внутри крупных линз картируются фрагменты складок F_2 , параллельно осевым плоскостям которых отмечаются узкие быстро выклинивающиеся зоны хлоритизации и окварцевания. Вытянутость тектонических линз, блоков в субмеридиональном направлении и низкотемпературная минерализация в зонах их расчленения могут быть связаны с заключительным этапом формирования складок F_3 .

Таким образом, формирование мощной зоны бластомилонитов происходит в межскладчатом интервале F_2 — F_3 в условиях заключительной фазы метаморфизма зеленосланцевой фации. Породы келянской серии в результате этого приобретают линзовидно-чешуйчатое строение. Не вызывает сомнения, что бластомилонитизация пород келянской серии отражает условия внедрения в эту толщу гипербазитов Парамского массива. Кинематику этого процесса позволяют понять мелкие локальные складки, развитые только в приконтактной зоне бластомилонитов.

История складчатых деформаций, связанных с внедрением гипербазитов, была изучена на левом берегу р. Витим выше Парамского порога (см. рис. 57). Среди ультрабластомилонитов, представленных

тонкополосчатым прерывистым чередованием актинолит-хлоритовых кварц-актинолит-серицитовых и серицит-хлоритовых сланцев, развиты единичные тектонические линзы мраморизованных известняков и гнезда кварцевых обособлений. В породах отмечаются мелкие асимметричные складки с субмеридиональными осевыми плоскостями и субгоризонтальными шарнирами, которые хорошо коррелируются со складками F_3 . Они деформируют blastsмилонитовую полосчатость и имеют устойчивую ориентировку.

Здесь же встречаются открытые, иногда сжатые складки с вертикальными шарнирами и вертикальными осевыми плоскостями. Ориентировка их элементов довольно устойчива, а распределение в зоне контакта прерывистое. В скальных береговых обнажениях эти складки выглядят как вертикально ориентированные крупные формы с осложняющими их более мелкими плейками. На крыльях крупных складок F' наблюдается микроплейчатость, шарниры которой ориентированы субгоризонтально. При изменении положения шарниров происходит плавное изменение погружения микроплейчатости. Область резкого изменения погружений шарниров структур F' мы рассматриваем как результат воздействия более поздней складчатости F_3 . Поскольку структуры F' и сопутствующие им микроплейки, расположенные перпендикулярно по отношению к шарнирам первых, развиты только в приконтактной зоне, можно считать эту систему структур результатом реакции пород обрамления на внедрение гипербазитов.

Наблюдения за распределением микроплейчатости показали, что эти структуры образуют эшелонированные скопления, быстро прерывающиеся по простиранию. Учитывая, кроме того, вертикальную ориентировку крупных складок F' , можно предположить, что они формировались путем вращения "пластов" вокруг вертикальной оси под контролем общей сдвиговой деформации. Системы микроплек, возникающие синхронно со складками F' на плоскостях их крыльев, по видимому, отражают элементы взбросовой составляющей, сочетающейся с общим сдвигом. Конфигурация тектонических линз, на которые разбито тело Парамского массива и характер их распределения в пространстве также подтверждают, что в момент внедрения гипербазитов в породы келянской серии ведущее значение имела сдвиговая деформация. Еще одним подтверждением общего сдвига является развитие зон мелких сдвигов, сосредоточенных в полосах развития апогартбургитовых и аподунитовых серпентинитовых динамосланцев, расчленяющих тело массива на серию линз. Геометрия этих зон свидетельствует о преобладающей левосдвиговой деформации. Серия левосторонних пластических сдвигов обнаружена также в породах обрамления на о-ве Пески.

Интерпретация структурных данных. История структурно-метаморфических процессов в осадочно-вулканогенном комплексе келянской серии раннего протерозоя позволяет установить время внедрения гипербазитов в ходе геологических событий. Сравнительный анализ внутренней структуры массива и структуры его обрамления показывает, что внедрение гипербазитов произошло после того, как осадочно-вулканогенные образования келянской серии испытали склад-

частость $F_1—F_2$, синхронную с зеленосланцевым метаморфизмом. Внедрение гипербазитового тела происходило в условиях продолжающегося метаморфизма фации зеленых сланцев и сопровождалось формированием мощной зоны приконтактных бластомилонитов и локальной складчатости. Само тело массива в момент внедрения находилось в твердом состоянии и реагировало на продвижение хрупким расщеплением на серию тектонических линз и ромбоэдрических блоков, вдоль границ раздела которых формировались серпентинитовые динамосланцы.

Внутри отдельных блоков массива и по его периферии формируются мелкомасштабные структуры пластического и вязкого сдвига. Геометрия зон сдвига, конфигурация блоков гипербазитов на северном окончании массива, кинематика приконтактной складчатости свидетельствуют о доминирующей левосдвиговой деформации с элементами взброса, под контролем которой осуществлялось выведение гипербазитов и верхние горизонты пород келянской серии. После того как эти два различных по глубинности образования комплекса пород были тектонически совмещены, продолжалось их совместное развитие на фоне спада метаморфизма зеленосланцевой фации.

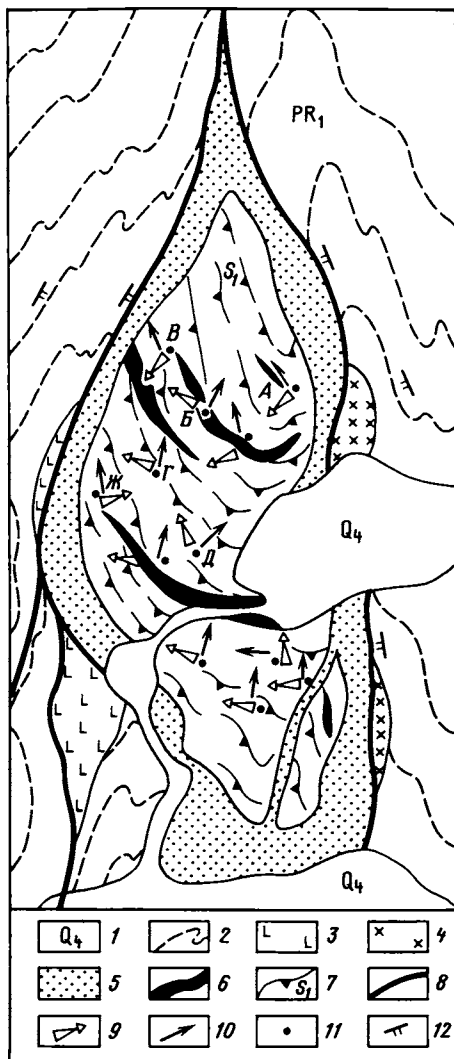
В это время формировалась основная картируемая структура района — складчатость F_3 , деформирующая структурные элементы ранних этапов складкообразования и зону приконтактных ультрабластомилонитов. Однако эта складчатость не изменяет конфигурации самого массива, так как его длинная ось располагается в направлении, совпадающем с общим положением осевых плоскостей F_3 . Именно в этом направлении, параллельном удлинению массива при продолжающемся тангенциальном сжатии, может происходить дальнейшее расплющивание материала и формирование сколовых систем со смещениями. Совокупность структурных данных, а также отсутствие приконтактных роговиков позволяют считать, что гипербазиты Парамского массива были выведены протрузивным путем под контролем сдвиго-взбросовых движений.

Предпочтительные ориентировки оливина в гипербазитах Парамского массива. Микроструктурный анализ. Для микроструктурного анализа по площади массива были отобраны ориентированные образцы дунитов и гарцбургитов. При отборе образцов учитывалась степень метаморфических преобразований пород, а также положение их в структуре конической складки F_2 , которая деформирует полосчатость S_0 . Схема отбора образцов показана на рис. 58. Микроструктурные диаграммы ориентировок оливинов даны на рис. 59. Ориентировка диаграмм приведена в соответствии с координатами стран света — север—юг.

Рассмотрим картину деформаций дунитов. В трех исследованных образцах (рис. 59, *A—B*) наблюдается неравномерно-зернистая структура с различным сочетанием оливинов трех морфологических типов. Оливин-I представлен крупными (до 0,3—0,5 см) зернами, иногда удлиненной формы, в которых повсеместно отмечаются структуры полос излома. Границы зерен оливинов-I характеризуются извилистыми очертаниями, отмечаются глубокие врезы, резкие пикообразные вы-

Рис. 58. Структурная схема Парамско-го гипербазитового массива

1 — четвертичные образования; 2 — осадочно-вулканогенные нижнепротерозойские образования; 3 — габбро и габбро-диабазы; 4 — диориты; 5, 6 — ультрабазиты; 5 — аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты и серпентинитовые динамосланцы, 6 — гарцбургиты с маломощными прослоями дунитов (черное — положение более крупных выходов дунитов); 7 — ориентировка сланцеватости S_1 и полосчатости в гарцбургитах с углами падения 50—85°; 8 — зоны бластомилонитов; 9—11 — ориентировка кристаллографических осей деформированного оливина: 9 — погружение [010], углы 0—20°, 10 — погружение [100], углы 0—25°, 11 — погружение [001], углы 75—90°; 12 — ориентировка слоистости в осадочно-вулканогенном комплексе (углы падения 50—80°). А—Ж — индексы образцов (см. рис. 59).



ступы и плавные заливы. Единичные зерна оливинов-I часто "утопают" в массе более мелких зерен оливинов-II. Среди последних также присутствуют структуры полос излома, наблюдаются зубчатые границы между зернами. Размеры оливинов-II варьируют от 0,1 до 0,3 см. При рассмотрении шлифов при больших увеличениях в оптическом микроскопе в кристаллах оливинов-I и II видны мелкие субзерна, располагающиеся как на границах полос излома, так и по периферии зерен. Широко развиты оливины-III, представленные мелкими (меньше 1 мм) зернами полигональной формы, свободными от деформации (см. рис.31).

Оливины-I и II имеют различные составы. Оливины-I более высокомагнезиальные ($Fo = 93,8$) по сравнению с оливинами-II ($Fo = 92,5$). Как будет показано ниже, в оливинах-I, кроме того, выявлены системы скольжения $\{101\}\{010\}$, неизвестные в оливинах-II. В отличие от оливинов-I и II оливины-III представлены высокожелезистыми разновидностями ($Fo = 87,5$).

Образец дунита (см. рис. 59, А) характеризуется типичной мозаичной структурой, на фоне которой сохраняются единичные зерна круп-

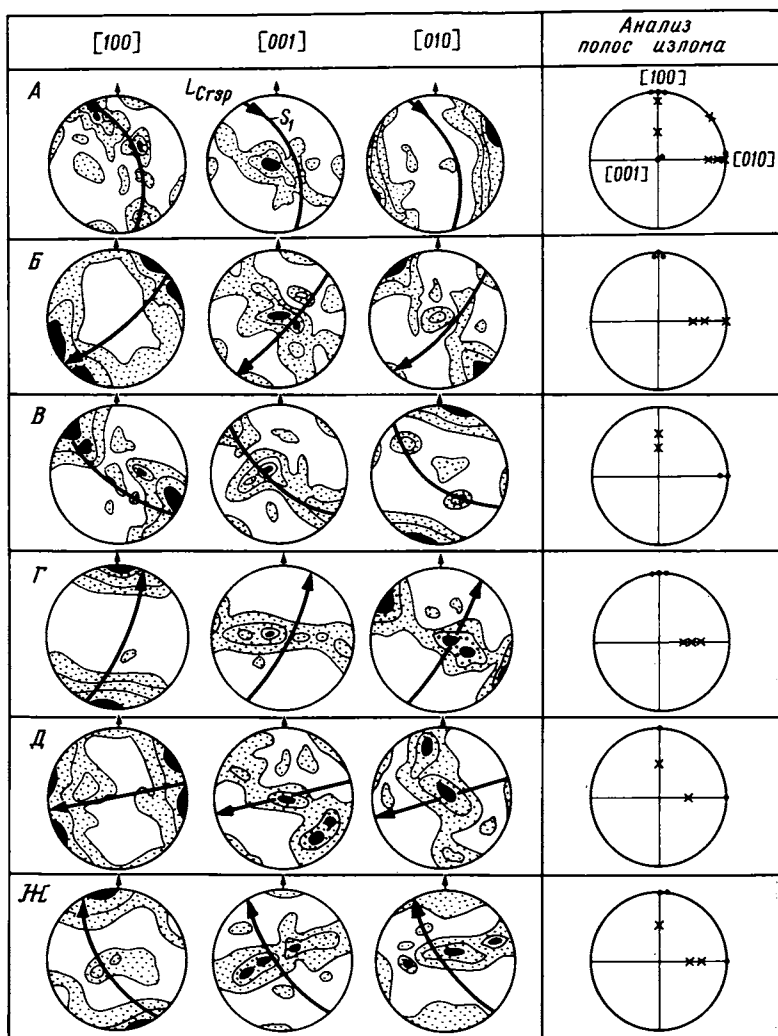


Рис. 59. Микроструктурный анализ оливинов из дунитов (*А–В*) и гарцбургитов Парамского массива (*Г, Д, Ж*)

Диаграммы нанесены на верхнюю полусферу сетки Вульфа. Число замеров в каждом шлифе 100. Изолинии, в %: *А* — 1–10–30, 1–6–15, 1–5–9–11; *Б* — 1–5–11, 1–6–21, 1–8–27; *В* — 1–4–13, 1–5–13–15, 1–7–20; *Г* — 1–5–10–27, 1–5–9–16; *Д* — 1–4–9, 1–6–15, 1–7–16; *Ж* — 1–10–23, 1–5–14, 1–5–16. В колонке справа приведены результаты геометрического анализа полос излома. Точки — направление скольжения в решетке оливинов *l*; крестики — полюса плоскости скольжения *T*

ных оливинов-I. Основной вклад в сознание текстурного узора вносят оливины второй и третьей генерации. Наблюдается линейное расположение зерен хромшпинелидов с погружением 160° ЮВ под углом $5-10^\circ$. Структуры полос излома присутствуют как в оливинах-I, так и в оливинах-II. В оливинах-I границы полос излома ориентированы перпендикулярно и косо к удлинению зерен. В оливинах-II установлены лишь полосы излома, границы которых располагаются перпендикулярно к направлению удлинения зерен оливинов-I и хромшпинелидов. Удлинение самих зерен оливинов-II очень незначительное. Плоскость уплощенности S_1 устанавливается с большим трудом в обнажениях по распределению зерен и агрегатов хромшпинелидов.

На петроструктурных диаграммах осей индикатрисы оливинов из образца дунитов (см. рис. 59, А) формируются два пояса, близко параллельных плоскости уплощенности S_1 : это пояс, созданный осями $[100]$ и $[001]$. В то же время оси $[010]$ создают два максимума, расположенных ортогонально к поясам $[100]$ и $[001]$, а также к плоскости уплощенности S_1 и лежащей в ней линейности L_1 , выраженной в ориентировке хромшпинелидов. Основной контур поясовых узоров создается зернами оливинов-II, составляющих около 80% всей массы кристаллов.

Геометрический анализ полос излома выявил три типа систем скольжения: $\{101\}[010]$ (в оливинах первой генерации); $\{0kl\}[100]$ и $(010)[100]$ как частный случай скольжения по одной из плоскостей семейства $\{0kl\}$ (в оливинах первой и второй генераций); $(100)\{110\}[001]$ (в оливинах второй генерации). В системе скольжения $\{101\}[010]$ направление скольжения $[010]$ имеет субгоризонтальную ориентировку в координатах запад—восток. Направление скольжения $[100]$ в системе скольжения $\{0kl\}[100]$ характеризуется субгоризонтальной ориентировкой в координатах север—юг или с небольшими отклонениями на $10-15^\circ$ от меридионального направления. И наконец, направление скольжения $[001]$ в системе скольжения $(100)\{110\}[001]$ имеет вертикальное положение. Наблюдения за соотношениями удлинений зерен оливинов и направлений скольжения показали, что в исследованном образце с удлинением совпадают только оси $[100]$. Это означает, что деформации оливинов, осуществлявшиеся с помощью скольжения по системам $\{101\}[010]$ и $(100)\{110\}[001]$ не привели к заметному удлинению кристаллов.

В другом образце дунитов, который был отобран в центральной части Парамского массива, отмечается типичная порфирокластическая структура, которая была описана для мантийных ксенолитов [214]. Распределение осей индикатрисы оливинов характеризуется двумя поясами по $[001]$ и $[010]$, ориентированными ортогонально к плоскости уплощенности S_1 и минеральной линейности хромшпинелидов L_1 , лежащей в ней (см. рис. 59, Б). Особую позицию занимают узоры осей индикатрисы на диаграмме $[100]$. Оси $[100]$ формируют по два максимума, расположенных симметрично относительно плоскости уплощенности S_1 и минеральной линейности L_1 . Максимумы $[100]$ наклонены под углом $15-20^\circ$ к линейности хромшпинелидов.

Такое сочетание петроструктурных узоров оливинов характеризует

механизм невращательного сдвигового течения [221]. Границы полос излома в этом образце ориентированы перпендикулярно к [100]. Выявлены две системы скольжения — $\{0kl\}$ [100] и (010)[100] как частный случай скольжения в системе $\{0kl\}$. Анализ всех микроструктурных данных позволяет предположить, что ведущим механизмом деформации дунитов было внутрикристаллическое скольжение в условиях невращательного сдвигового течения, характеризующего деформацию центральной части массива. Динамическая рекристаллизация была проявлена незначительно.

В третьем образце дунитов (см. рис. 59, В) с мозаичным строением выявлен такой же петроструктурный узор, как в первом образце (см. рис. 59, А). Поясовое распределение осей [100] и [001], совпадающее с плоскостью уплощенности S_1 , сочетается с двумя максимумами осей [010], лежащих ортогонально к плоскости уплощенности. Так же как и в первом образце, здесь, по-видимому, ведущим механизмом деформации была динамическая рекристаллизация. Полосы излома в исследуемом образце отмечаются только в единичных зернах оливина-I. Установлена система скольжения $\{101\}$ [010], при этом направление скольжения [010] ориентировано субгоризонтально в координатах запад—восток.

В образцах гарцбургитов, отобранных в краевой (см. рис. 59, Г и Ж) и в центральной (см. рис. 59, Д) зонах массива, отмечаются, так же как и в дунитах, два морфологических типа оливинов, в которых присутствуют следы деформации в виде структур полос излома (оливины-I и II), и оливины III, свободные от деформации. Пироксены имеют, как правило, плохую сохранность: они почти полностью замещены амфиболом. Часть оливинов также замещена антигоритом. Образцы, отобранные для исследования, представляют собой наименее измененные метаморфизмом разности.

В первом образце гарцбургитов (см. рис. 59, Г) выявляется чистый петроструктурный узор, образованный системами скольжения $\{0kl\}$ [100]. Ему соответствуют два симметричных максимума осей [100] и поясовое распределение точек осей [001] и [010]. Анализ геометрии полос излома подтверждает системы скольжения $\{0kl\}$ [100]. Как видно из диаграммы [100] (см. рис. 59, Г), единичный максимум наклонен под углом 20° к субгоризонтально ориентированной линейности хромшпинелидов, лежащей в плоскости уплощенности. Такие соотношения петроструктурных узоров могут быть проинтерпретированы как показатель вращательного сдвигового течения [115].

Второй образец гарцбургитов (см. рис. 59, Д) характеризуется поясным узором на диаграммах [001] и [010]. Здесь пояса ориентированы ортогонально к плоскости уплощенности и лежащей в ней минеральной линейности хромшпинелидов. В то же время оси [100] формируют по два симметричных максимума, расположенных относительно плоскости уплощенности и линейности. Угол наклона максимумов [100] к минеральной линейности хромшпинелидов составляет 15° . Широкие поля рассеивания создаются ориентировками зерен оливинов-III. В оливинах-I и II развиты полосы излома с системами скольжения (010)[100] и $\{101\}$ [010]. Как в образце дунитов (см. рис. 59, Б),

петроструктурный узор этого образца гарцбургитов (см. рис. 59, Д) свидетельствует о невращательном сдвиговом течении, способствовавшем деформации оливинов, протекавшей путем внутрикристаллической трансляции с незначительной рекристаллизацией.

Микроструктура третьего образца гарцбургитов (см. рис. 59, Ж) полностью идентична таковой в первом образце (см. рис. 59, Г). Исключение составляет лишь более широкое развитие здесь оливинов третьей генерации, создающих широкие поля рассеивания вокруг максимумов [100] и по периферии диаграмм [001] и [010].

Анализ микроструктурных данных дунитов и гарцбургитов Парамского массива показывает, что деформация была неоднородной. Во внутренних зонах массива преобладает невращательное сдвиговое течение перидотитов, которое по направлению к периферии сменяется областями динамической рекристаллизации. Периферия массива характеризуется структурами, созданными в ходе вращательной сдвиговой деформации. Как в дунитах, так и гарцбургитах присутствуют предпочтительные ориентировки оливинов по их кристаллографическому строению, но во время удлинения хорошо проявлено лишь в зернах хромшпинелидов. Эти предпочтительные ориентировки были созданы за счет механизма внутрикристаллической трансляции по системам $\{101\}[010]$, $\{0kl\}[100]$ и $\{110\}(100)[001]$. Все эти ориентировки были получены в условиях экспериментов при температурах 1300, 1200—900 и 900—600°С соответственно.

Естественно, что экспериментальные условия деформации лишь в общем приближении отражают процессы, происходящие в природе. Но тем не менее уже многочисленными работами [80, 103] подтверждена хорошая сходимость этих данных с природными процессами. Исследовав температурные равновесия оливин-хромшпинелидов и двух пироксенов в дунитах и гарцбургитах Парамского массива, мы также увидели хорошую сходимость экспериментальных данных с природными.

Оценка палеотемператур. Составы оливина, хромшпинелидов и пироксенов были исследованы Д.М. Дашевской (ИФЗ АН СССР) на микрозонде "Camebax". Результаты анализов сведены в табл. 6. Температуры равновесия оливин-хромшпинелид были рассчитаны по геотермометру П. Редера и соавт. [236] и Л.Л. Перчука [92]. Самые высокие значения температур (1062°С) были получены для оливинов-I из гарцбургитов. Необходимо заметить, что эта температура явно заниженная, так как первичный состав хромшпинелида, по-видимому, был изменен во время метаморфизма. Об этом свидетельствует неравномерное распределение алюминия, железа и хрома в пределах центральной и периферической части исследованного зерна. Состав оливина, контактирующего с этим хромшпинелидом, равномерен по всей площади зерна. Но в зоне контакта исследованной пары зерен со стороны оливина развита тонкая полоска антигорита, равновесного с киммереритом, замещающим хромовую шпинель по периферии. Поэтому температуры, полученные из состава оливина и хромшпинелида, находящихся в таких соотношениях, явно занижены и не отражают их первоначального равновесия. Как было показано микрострук-

Таблица 6

Микрозондовые анализы составов минералов из гипербазитов Парамского массива

Элементы	Оливины			Хромшпинелиды			Клинопироксены					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	41,40	40,61	41,46	40,61	17,36	15,96	15,93	36,35	50,61	51,81	51,75	53,47
Al ₂ O ₃					1,47	2,27	1,90	1,69	4,17	3,23	3,13	3,57
Fe ₂ O ₃	6,77	7,03	7,70	11,10	13,73	13,32	14,59	13,06	1,69	1,58	2,24	1,75
FeO	51,20	50,20	50,20	45,80	13,57	13,48	13,19	16,45	17,33	17,34	18,22	16,70
MgO									23,81	23,03	22,65	22,40
CaO	0,27	0,32		He опр.	53,41	53,30	52,53	32,34	1,37	1,10	0,91	1,12
Cr ₂ O ₃	0,29	0,70	0,20	"	He опр.				0,06	He опр.	0,06	0,07
NiO	0,04		0,05	"	"	"	"			"	0,04	0,01
CoO												
Сумма	99,97	98,23	99,67	97,50	99,54	98,74	98,14	99,88	99,03	98,09	99,01	99,09

Формульные коэффициенты в пересчете

Компоненты	на 4 иона кислорода			на 32 иона кислорода			на 6 ионов кислорода				
Si ⁴⁺	1,001	1,000	1,002	5,176	4,768	4,824	9,784	1,862	1,932	1,898	1,944
Al ⁶⁺				5,176	4,768	4,824	9,784	0,180	0,142	0,136	0,153
Fe ³⁺				0,280	0,520	0,368	0,288				
Fe ²⁺	0,137	0,145	0,234	2,846	2,824	3,128	2,488	0,052	0,050	0,068	0,054
Mg ²⁺	1,846	1,844	1,719	5,104	5,152	5,088	5,646	0,952	0,952	0,996	0,905
Ca ²⁺								0,940	0,920	0,890	0,873
Cr ³⁺	0,005	0,006		10,568	10,72	10,664	5,840	0,04	0,006	0,026	0,032
Ni ³⁺	0,006	0,001	0,005					0,002		0,002	0,002
Co ³⁺	0,001		0,001							0,002	0,001
Сумма	2,996	2,997	2,997	23,992	23,984	24,072	24,048	4,028	4,002	4,020	3,963
α				0,660	0,670	0,673	0,367				
β				0,323	0,299	0,304	0,614				
γ				0,018	0,033	0,023	0,018				
Fo	93,8	92,7	88,1								
X _{Ca}								0,484	0,479	0,466	0,477
T °C	818	849	842	818	849	842	1062	1003	1021	1099	1018

Оливин-шпиннелевый термометр [236]

Пироксеновый термометр [92]

Примечание. 1, 2 — оливины из дунитов, 5, 6 — хромшпиннелиды из дунитов, 3, 4 — оливины из гардбургитов, 7, 8 — хромшпиннелиды из гардбургитов, 9—12 — клинопироксены из лерцолитов.

турными исследованиями, оливины-I характеризуются системами скольжения $\{101\}[010]$, которые в эксперименте становятся активными при температуре 1300°C . Оливины-II были проанализированы как в гарцбургитах, так и в дунитах. Для них характерны главным образом системы скольжения $\{Ok\ell\}[100]$.

Оливины-II ассоциируют с высокохромовой шпинелью, которая, так же как и оливин этой генерации, характеризуется хорошей предпочтительной ориентировкой по форме зерен. Температуры этих равновесных пар составляют $818\text{—}842^{\circ}\text{C}$. В условиях экспериментов системы скольжения $\{Ok\ell\}[100]$ возникали при температурах $900\text{—}1300^{\circ}\text{C}$. В оливинах, которые мы выделяем в группе оливинов-II, кроме того, были обнаружены системы скольжения $\{110\}[001]$. Такие оливины равновесны с хромшпинелидами, характеризующимися высокой долей трехвалентного железа. Температура равновесия таких пар варьирует от 621 до 549°C . В эксперименте системы скольжения $\{110\}[001]$ были выявлены при T $600\text{—}900^{\circ}\text{C}$. Оливины-III, мелкозернистые агрегаты с высокой железистостью, относятся нами к фазе динамической рекристаллизации. Их резко измененный состав по отношению к оливинам-I и II показывает, что их рекристаллизация сопровождалась метаморфизмом зеленосланцевой фации, влиянию которого гипербазиты были подвержены совместно с породами обрамления. Оливины-III ассоциируют с феррихромитами. Температуры их равновесия варьируют от 402 до 433°C (эти данные здесь не приводятся).

Таким образом, оценка палеотемператур по оливинам разных структурных генераций из гипербазитов Парамского массива показывает, что эти результаты находятся в хорошем соответствии с экспериментальными данными. Естественно, что состав более ранних генераций оливинов окажется наиболее искаженным по сравнению с оливинами поздних генераций, которые отражают самые последние температурные режимы термических процессов. В то же время мы видим, что остаточные деформации кристаллической решетки оливинов не релаксируются. Общая картина зависимости систем скольжения, предсказанная теоретически и подтвержденная экспериментально, сохраняется и в природных объектах, давая исследователям возможность реставрировать палеотектонические процессы глубинных горизонтов литосферы.

Кинематическая интерпретация микроструктурных данных. Как было показано ранее, перидотиты Парамского массива участвовали в региональном метаморфизме и сопутствующих им деформациях совместно с породами осадочно-вулканогенного раннепротерозойского комплекса после того, как они были уже деформированы в условиях высоких температур на больших глубинах. Следовательно, в этих породах необходимо произвести разбраковку признаков остаточных деформаций, ответственных за три главных тектонических события: 1) деформации, связанные с региональным метаморфизмом; 2) деформации, возникшие при продвижении массива в горизонты пород осадочно-вулканогенного комплекса; 3) деформации, отражающие высокотемпературное твердопластическое течение, происходившее до подъема гипербазитов наверх.

Такой анализ помогает произвести сопоставление данных по макро- и микроструктуре перидотитов. Самые молодые деформации в перидотитах легко отличить от более ранних структурных элементов прежде всего по наличию низкотемпературных минеральных ассоциаций. Их положение в структуре массива хорошо сопоставляется с развитием зон левосторонних сдвигов. Предпочтительные ориентировки оливина-III как бы напечатываются на узоры предшествующих более высокотемпературных ориентировок. Кроме того, оливины-III никогда не несут в себе следов внутрикристаллической трансляции, они представлены только рекристаллизованными агрегатами, температура кристаллизации которых отвечает метаморфизму фации зеленых сланцев и соответствует 402—433°С.

Деформациями, отражающими продвижение массива в виде твердопластического тела в верхние горизонты, мы считаем коническую антиформу F_2 , развитую внутри перидотитового массива (см. рис. 58), и зоны ультрабластомилонитов, развитые по периферии массива в породах осадочно-вулканогенного комплекса. Микроструктуры оливина, эквивалентные антиформе F_2 , характеризуются предпочтительными ориентировками с системами скольжения $\{110\}[001]$. Во всех исследованных шлифах направление скольжения $\{110\}[001]$ у таких оливинов имело субвертикальную ориентировку. Сопоставление геометрии складки F_1 с направлением трансляции $[001]$ в оливине показывает, что оси $[001]$ лежат в осевой плоскости складки F_2 , составляя угол 10—15° с ее шарниром. Таким образом, направления $[001]$ оливинов отражают траекторию течения материала при подъеме гипербазитов в условиях температур от 521—549°С. В связи с этим можно считать, что деформации, запечатленные в ориентировках оливинов-III и оливинов-II с системами скольжения $\{110\}[001]$, проходят на коровом уровне в процессе протрузивного подъема гипербазитов и его последующей деформации с породами обрамления.

Деформации, связанные с внутрикристаллической трансляцией оливинов-I по системе $\{101\}[010]$, отражают высокотемпературное течение перидотитов, которое осуществлялось при температурах не ниже 1062°С, если учитывать значения температур, рассчитанных по составу минералов оливин-хромшпинелид (см. табл. 6). Экспериментальные значения температур для этих систем скольжения гораздо более высокие — 1300°С. Системы скольжения $\{Ok\ell\}[100]$, наиболее широко распространенные в оливинах-II Парамского массива, так же как и системы скольжения $\{101\}[010]$, осуществляются при достаточно высоких температурах — 818—842°С. В породах, обрамляющих Парамский массив, нет ассоциаций минералов, соответствующих этим температурам. Если бы деформации оливинов путем внутрикристаллической трансляции осуществлялись синхронно с деформациями пород обрамления, то мы должны были бы наблюдать в последних метаморфизм гранулитовой фации. Но, как это хорошо известно, породы келянской серии в обрамлении Парамского массива метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации [48, 119]. Таким образом, деформации оливинов с системами скольжения $\{101\}[010]$ и $\{Ok\ell\}[100]$ протекали в другой фации глубинности, чем породы обрамления, до того как блок гипер-

базитов, представляющий сейчас Парамский массив, был выведен в более верхние горизонты. Как это уже сейчас стало общепринятым, деформации оливинов с системами $\{101\}[010]$ и $\{Ok\ell\}[100]$ считаются мантийными. Мы еще раз подтвердим это позже на примере исследования деформаций мантийных ксенолитов.

Ранее уже было показано, что гипербазиты Парамского массива относятся к классу пород, рассматриваемых в качестве тугоплавкого рестита [43]. Это наряду со структурными данными позволяет предположить, что гипербазиты Парамского массива несут в себе следы истории мантийного тектогенеза.

Как можно представить себе эту историю? Согласно данным В.С. Федоровского [111], Байкало-Витимский зеленокаменный пояс рассматривается как древняя структура, сформировавшаяся в режиме рифтогенеза. В связи с этим можно предполагать, что высокотемпературное твердопластическое течение гипербазитов связано с подъемом мантийного диапира, модель формирования которого хорошо разработана для зон континентального рифтогенеза.

Если принять эту мысль, то твердопластическое течение в зоне аномальной мантии должно быть запечатлено в виде остаточных деформаций в минералах пород, слагающих эти глубинные горизонты. В гипербазитах Парамского массива была выявлена линейность оливинов по их форме, образованная путем внутрикристаллической трансляции по системе $\{Ok\ell\}[100]$. В таком случае положение линий течения должны раскрывать кинематическую картину спрединга подкоровой литосферы. В то же время мы видим (см. рис. 58), что ориентировка осей $[100]$ внутри Парамского массива неоднородна. В центральной части массива оси $[100]$ оливинов-II ориентированы субгоризонтально в субмеридиональном направлении (обр. 307, 364, 401, 316). В краевых зонах массива ориентировка осей $[100]$ оливина меняется на субгоризонтальную субширотную. Но эти вариации связаны с тем, что складка F_2 , деформировавшаяся полосчатость S_0 в породах Парамского массива, подчинила своей геометрии и ориентировку оливинов-II. Поэтому если мысленно развернуть деформированные слои дунитов и гарцбургитов вокруг шарнира складки F_2 , то все пласты будут ориентированы взаимно параллельно в субширотном направлении, а все ориентировки $[100]$ оливинов займут додеформационное (до F_2) положение. При этом направления скольжения $[100]$ во всех образцах будут ориентированы перпендикулярно к границам зеленокаменного пояса (см. рис. 58).

Таким образом, системы скольжения $\{Ok\ell\}[100]$ в оливинах отражают направление течения материала древней аномальной мантии на стадии раскрытия рифта. Что касается ориентировок оливинов-I с системами скольжения $\{101\}[010]$, которые предшествовали, по-видимому, деформациям $\{Ok\ell\}[100]$, то они отражают горизонтальное течение материала в направлении, перпендикулярном оси растяжения рифта.

Необходимо заметить, что экспериментальное изучение поведения пластичного материала с использованием модели диапира показывает гетерогенность направлений течения и конечных деформаций в различных частях диапира. Кроме того, ориентировки $\{101\}[010]$

оливинов почти не известны в природе. Они были выявлены в оливинах только в условиях экспериментов при T 1300°C, P 3—20 кбар и ϵ' 5c^{-1} . Их природа не вполне понятна с точки зрения строения решетки оливинов: в направлении вектора Бюргера [010] расположены самые "рыхлые" атомные упаковки. Согласно теории дислокаций [115, 228], направление [010] в структуре оливина наиболее неблагоприятное для трансляции.

Оценка условий деформации. Одним из важнейших условий оценок деформации являются параметры дифференциальных напряжений (палеонапряжений). Оценка палеонапряжений базируется на таких параметрах горной породы, которые меньше всего зависят от других (кроме напряжения) причин. Для оценки палеонапряжения воспользуемся уравнением Виртмана [261], в основе которого лежит зависимость размеров дислокационных субзерен от величины дифференциального напряжения; $\sigma = L_0 \mu / L$, где σ — дифференциальное напряжение; $L_0 = \text{const}$ ($5 \cdot 10^{-2}$) мкм; μ — модуль сдвига ($7 \cdot 10^2$), кбар, L — диаметр субзерен, мкм.

Для оценки палеонапряжений производились замеры дислокационных субзерен, развитых в кристаллах оливинов-II с системами скольжения { OkL }[100]. На рис. 60 приведены гистограммы частоты встречаемости дислокационных субзерен определенного размера (A , B — субзерна в оливине-II из гарцбургитов, B — то же из дунитов). Из гистограмм A и B видно, что в гарцбургитах наиболее часто встречаются субзерна диаметром 36—80 мкм, в то время как в дунитах (см. рис. 60) преобладают субзерна диаметром 156 мкм. В табл. 7 приведены значения рассчитанных напряжений. Величина дифференциального напряжения уменьшается с увеличением размера дислокационных субструктур: для субзерен диаметром 36 мкм $\sigma = 0,972$ кбар, 80 мкм — $\sigma = 0,438$ кбар, 156 мкм — $\sigma = 0,22$ кбар.

Хорошо известно, что оценка напряжения зависит от значения констант, которые входят в уравнение. В уравнении Виртмана константа рассчитана теоретически, поэтому многие исследователи полагают, что она далека от природных условий и приводит к большим ошибкам в оценке палеонапряжений. Для контроля мы использовали уравнение $\sigma = l \mu b / b^v$ [233], $l = 10-100$; μ — модуль сдвига ($7 \cdot 10^2$); b — среднее значение векторов Бюргера для оливина 6,98 Å; d — размер дислокационных субзерен; $v = \text{const}$ (1 или 3/2), которое показало неплохую сходимость результатов: $\sigma = 1,35$; 0,61 и 0,313 кбар при d субзерен 36, 80 и 156 мкм соответственно.

В этом уравнении константа l рассчитана для керамики, со свойствами которой могут быть сопоставлены природные силикаты, а константа $v = 1$ справедлива при постоянной скорости деформации, что также приближается к медленно текущим геологическим процессам.

Сопоставляя между собой величины дифференциальных палеонапряжений, можно полагать, что наиболее представительными для мантийных деформаций перидотитов Парамского массива можно считать напряжения 330—460 бар.

Для определения температуры деформации с помощью уравнения течения мы воспользовались константами $A = 13,5$ кал/моль, $n = 3,3$,

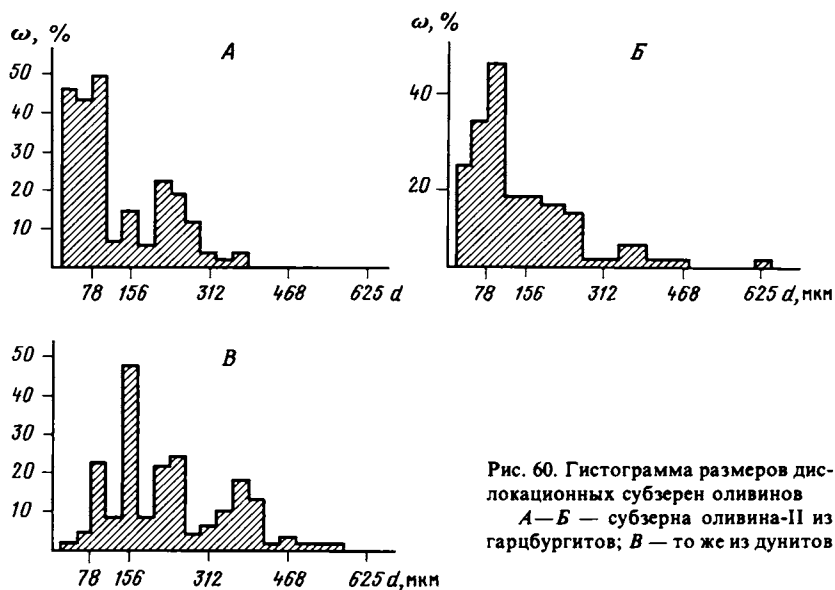


Рис. 60. Гистограмма размеров дислокационных субзерен оливинов
 А—Б — субзерна оливина-II из гарцбургитов; В — то же из дунитов

$Q = 125 \pm 5$ ккал/моль. Значение величины энергии активации Q взято из данных Д.Л. Келстедта и К. Гетца, которые проводили эксперименты по деформации оливина в "сухих" условиях в области высоких температур [194]. Значения температур для мантийных деформаций перидотитов Парамского массива варьируют от 938 до 1062°C (см. табл. 7), что находится в пределах сходимости с данными по температурам термодинамически равновесных минеральных парагенезисов, рассчитанных по их составам (см. табл. 6).

Необходимо отметить, что все эти цифровые параметры, полученные для перидотитов Парамского массива, несомненно нужно рассматривать лишь как предварительные, так, возможны значительные погрешности при экстраполяции экспериментальных данных (в частности, значений констант) на природные условия. Тем не менее приведенные здесь оценки условий деформации показали, что перидотиты Парамского массива несут следы твердопластического течения, осуществлявшегося в подкоревой литосфере при дифференциальных напряжениях 330—460 бар, сопровождающихся T 1000°C.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРУКТУРА ГИПЕРБАЗИТОВ КОРВАТУНДРОВСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА ДОКЕМБРИЯ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Среди гипербазитов Корватундровского зеленокаменного пояса нами был изучен один из наиболее крупных массивов — Падос-тундра, расположенный в устье р. Падос. Обзор проведенных ранее исследований массива Падос-тундра показывает сложные и противоречивые взгляды геологов на его природу и внутреннюю структуру. Довольно долгое время этот массив рассматривался как кольцевая интрузия

Таблица 7

Значения палеонапряжений и палеотемператур для деформированных оливинов из ультрабазитов Парамского массива

Порода	Размер дислокационных субзерен d , мм	σ , кбар ($\sigma = L_0\mu/L$)	T , °C	σ , кбар ($\sigma = l\mu b/b^2$)	T , °C
Гарцбургит	0,036	0,972	938	1,350	874
	0,080	0,438	1003	0,610	972
Дунит	0,156	0,220	1064	0,313	1019

расслоенного типа. Формированию такой точки зрения в значительной мере способствовало неправильное понимание контуров внутренней структуры массива и его конфигурации, которая, как это выяснилось теперь, обязана сочетанию пологих залеганий тектонической пластины гипербазитов с контурами высокогорного рельефа.

В 70-х годах массив Падос-тундра был детально изучен Л.А. Виноградовым [17] с точки зрения петрологии и металлогении. Впервые в результате этих работ было показано, что массив Падос-тундра не имеет ничего общего с кольцевыми интрузиями, а относится к классу альпинотипных перидотитов. В то же время А.Л. Виноградов рассматривал массив Падос-тундра как субпластовую интрузию, внедряющуюся в метаморфические породы гнейсового основания. Метаморфические изменения гипербазитов он считал результатом автотемпературного метаморфизма, происшедшего на стадии остывания интрузива [17].

Такая точка зрения была довольно распространенной для того времени, так как новые данные по структурному положению альпинотипных массивов появились только с приходом в геологию концепции тектоники плит. Именно в связи с этим альпинотипные перидотиты, залегающие среди пород фанерозойских офиолитовых поясов, стали рассматривать как реститы мантийного вещества, выдвинутые протрузивным путем в более верхние горизонты коры. Кроме того, было установлено, что в таких альпинотипных перидотитах присутствуют следы твердопластических деформаций, которым эти породы подвергались в областях их первоначального залегания — в верхней мантии или в нижних горизонтах коры океанического типа [65, 101, 122, 151, 221 и др.]. Необходимо отметить, что альпинотипные гипербазиты Кольского полуострова с этой точки зрения прежде вообще не были изучены. Большим препятствием этому стало то, что к настоящему времени на Кольском полуострове к альпинотипным перидотитам уверенно можно отнести лишь группу Стрельненских массивов, массивы Фаллалей и Падос-тундра [17, 54, 106]. Возможно, таких массивов на Кольском полуострове гораздо больше, но вычленение их из многочисленных традиционно сложившихся в этом регионе формационных групп без специальных структурных исследований маловероятно.

Проведенные нами структурные исследования гипербазитов массива Падос-тундра показали, что эти породы несут следы деформаций, отражающих историю их мантийного развития, на которые наложены более поздние коровые деформации, сопровождавшиеся региональным метаморфизмом амфиболитовой—эпидот-амфиболовой фации.

Состав и внутренняя структура массива. Гипербазитовый массив Падос-тундра представляет собой фрагмент одной из серий тектонических пластин, развитых в подошве Корватундровской пластины. В подошве пластины, у подножия горы Падос-тундра, развиты серпентинизированные дуниты, гарцбургиты и собственно серпентиниты, вверх по разрезу сменяющиеся двумя горизонтами гарцбургитов. Среди гарцбургитов отмечаются маломощные полосы дунитов и жильные тела бронзититов. Контакты между дунитами и гарцбургитами постепенные. Еще выше, в высокогорной части Падос-тундры, гарцбургиты сменяются мощными телами бронзититов, переслаивающихся с дунитами. Бронзититы встречаются также в виде маломощных жил, секущих под небольшим углом полосчатость S_0 , выраженную в чередовании дунитов и гарцбургитов. В целом полосчатость S_0 здесь характеризуется субширотным простираанием с северным падением под углом $0—30^\circ$. Лишь в восточной части массива наблюдается ее разворот в субмеридиональном направлении из-за присутствия здесь зон пластических сдвигов сумеридионального простираания.

Одним из поразительных свойств массива Падос-тундра является отсутствие в нем структур уплощенности и линейности, выраженной в ориентировке главных породообразующих минералов — оливинов и пироксенов. Породы имеют массивный облик, и лишь в тех местах, где широко развиты вторичные ассоциации метаморфических минералов — амфиболов, талька, хлорита и серпентина, в них обнаруживается сланцеватость S_3 и линейность L_3 . Сланцеватость ориентирована субпараллельно полосчатости S_0 , а линейность характеризуется устойчивым погружением на север под углом $0—20^\circ$.

В центральной части массива вдоль контактов дунитов, бронзититов и гарцбургитов развиты протяженные зоны тальк-хлорит-актинолит-асбестовых динамосланцев, мощность которых варьирует от 1 до 5 м. В этих динамосланцах отмечаются интенсивная плейчатость и структуры кренуляционного кливажа, типичные для зон пластического сдвига. Линзам динамосланцев свойственно пологое погружение на север—северо-запад. В восточной части массива в области субмеридиональных простирааний полосчатости S_0 , также отмечаются зоны низкотемпературных магнезиальных динамосланцев, формирование которых тесным образом связано со сдвигами субмеридионального направления. Эти сдвиги рассматриваются нами как правосторонние. Они проходят не только через породы гипербазитовой пластины, но продолжают и в автохтонном комплексе мигматизированных гнейсов беломорской серии (см. рис. 41). Параллельно зонам субмеридиональных сдвигов в гипербазитах развита кристаллизационная сланцеватость S_4 , выраженная в ориентировке талька, хлорита, серпентина, а в гнейсовом комплексе — биотита и амфибола. В гипербазитах

синхронно с этими сдвигами формируются многочисленные маломощные, быстро выклинивающиеся зоны высокомагнезиальных динамосланцев, оперяющие зону главного сдвига.

Анализ структурных данных показывает, что гипербазитовая пластина была надвинута на мигматитовые гнейсы беломорской серии в условиях метаморфизма амфиболитовой—эпидот-амфиболитовой фации. Надвигообразование осуществлялось с севера на юг, о чем свидетельствуют устойчивые ориентировки метаморфогенных минералов, развитые параллельно линии транспорта пластины. В подошве гипербазитовой пластины происходило расчешуивание и перемешивание пород аллохтона и автохтона. На рис. 41 видно, что в подошве среди гипербазитов расположен пологозалегающий тектонический клин мигматитовых гнейсов беломорской серии. Процесс надвигообразования завершился "внутрислоевыми" сдвигами субширотного структурного плана. Эти сдвиги развивались по плоскостям локальных надвигов, происходивших на границах раздела гарцбургитов, дунитов и бронзититов. Вдоль этих зон были сформированы высокомагнезиальные динамосланцы. В ходе более позднего сдвигообразования, осуществлявшегося в субмеридиональном направлении, породы аллохтона и автохтона были повторно деформированы. В породах аллохтона были сформированы зоны высокомагнезиальных динамосланцев, ориентированных в субмеридиональном направлении. Эти зоны являются секущими по отношению к более ранним зонам высокомагнезиальных динамосланцев, ориентированных в субширотном направлении. Деформации в породах автохтона, связанные с субмеридиональными сдвигами, выражены в образовании складок с крутоориентированными осевыми плоскостями и шарнирами субмеридионального направления.

Для того чтобы выяснить историю деформаций, происходивших в гипербазитах до того, как они были вовлечены в надвигообразование, нами был проведен микроструктурный анализ оливинов и пироксенов из дунитов, гарцбургитов и бронзититов массива Падостундра.

Анализ предпочтительных ориентировок оливинов и пироксенов. Для микроструктурных исследований в поле были отобраны ориентированные образцы из всех разновидностей перидотитов. Одна группа образцов была отобрана в центральной части массива вне зоны влияния субмеридиональных сдвигов, другая — в восточной, где влияние сдвигов субмеридионального направления очевидно (см. рис. 41). Из образцов были изготовлены ориентированные шлифы в трех взаимно перпендикулярных направлениях относительно плоскости S_0 . На рис. 61 приведены петроструктурные диаграммы оливинов из дунитов (А, Б), гарцбургитов (В, Г) и бронзититов (Д), а также диаграмма ориентировки осей индикатрисы пироксенов из бронзититов (Е).

Элементы микростроения. Все дуниты и гарцбургиты в шлифах характеризуются удивительно постоянной равномерно-зернистой структурой. Изометричные зерна оливинов и пироксенов имеют хорошо выраженные очертания, свойственные полигональным зернам стабильных агрегатов. Повсеместно наблюдается картина, когда три зерна оливинов или пироксенов соприкасаются в одной точке, из которой

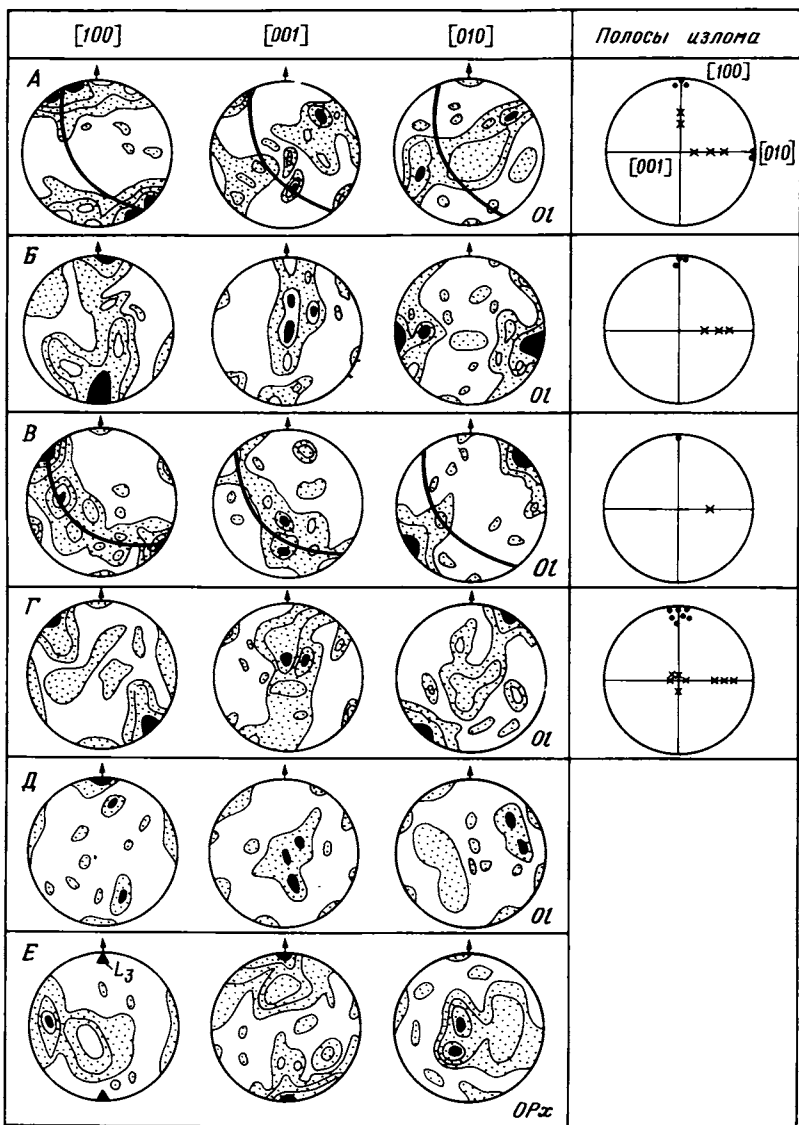


Рис. 61. Микроструктурный анализ оливинов и пироксенов из гипербазитового массива Падос-гундра

A—Д — диаграммы ориентировки оливинов из дунитов (*A, Б*), гарцбургитов (*В, Г*) и бронзититов (*Д*); *Е* — диаграмма ориентировки пироксенов из бронзититов. Изолинии, в %: *A* — 1—2—3, 1—2—5—8, 1—3—5; *Б* — 1—2—8, 1—3—5, 1—2—5; *В* — 1—3—5—8, 1—3—7, 1—4—7; *Г* — 1—2—5, 1—3—6, 1—3—4; *Д* — 3—6, 3—6, 3—6; *Е* — 1—3—6—8, 1—2—3—7, 1—2—3—5. Все диаграммы построены на нижней полусфере сетки Вульфа по 100 замерам, диаграммы *В* — по 70 замерам, *Д* — по 30 замерам. Справа в вертикальной колонке дан геометрический анализ полос излома: точки — направления скольжения *l*; крестики — полюса плоскостей скольжения *T*

межграницы поверхности расходятся под углом, близким к 120° . Такая геометрическая особенность строения поликристаллических агрегатов отражает тенденцию к заполнению пространств зернами с межграницными плоскостями, обладающими одинаковой свободной энергией.

Под микроскопом в шлифах дунитов на фоне относительно крупных зерен оливинов, характеризующихся многочисленными гранями, видны более мелкие зерна оливинов с гораздо меньшим числом граней. Наиболее типичны мелкие зерна с тремя гранями. Такие соотношения возникают при разрастании крупных зерен в процессе синтетектонической рекристаллизации пород. Крупные зерна с большим числом граней становятся еще крупнее за счет зерен с малым числом граней, размеры последних при этом уменьшаются. Размеры крупных зерен оливинов варьируют от 2 до 3 мм. Феррихромиты или хромосодержащие магнетиты представлены резко очерченными трех- или четырехгранными включениями в оливинах или пироксенах. Часть зерен феррихромитов локализуется на границах оливинов и пироксенов, образуя сечения с тремя гранями или более сложные конфигурации.

Почти все исследователи, изучавшие ранее гипербазиты массива Падос-тундра, единодушно отмечали поразительную "свежесть" перидотитов и рассматривали их структуры как первично-магматические. Однако большим несоответствием в этих рассуждениях являлось то, что, несмотря на такую поразительную сохранность изометричных зерен оливинов и пироксенов с типичными тройными сочленениями, ни в одном образце дунитов и гарцбургитов не было отмечено никаких следов кумулятивных структур. Отсутствие кумулятивных структур наряду с широким развитием резко очерченных зерен рудных минералов указывает на то, что структуры перидотитов массива Падос-тундра относятся к классу гранобластовых структур, которые свойственны структурам метаморфических пород, перекристаллизованных в твердом состоянии.

На фоне гранобластовой структуры как в дунитах, так и в гарцбургитах наблюдаются отдельные зерна оливинов с причудливо измененными границами: наблюдаются глубокие "врезы", "пики", "заливы". Именно в таких зернах присутствуют структуры полос излома, несвойственные полигональным зернам. Как хорошо известно, структуры полос излома свидетельствуют о пластической деформации кристаллической решетки минералов, которая осуществляется без нарушения сплошности структуры. Вокруг зерен, содержащих полосы излома, формируются полигональные зерна оливинов, свободные от деформации. Совокупность данных по морфологическим особенностям оливинов и пироксенов позволяет нам выделить две структурные генерации: оливины-I и II, пироксены-I и II.

К оливинам-I мы относим зерна с причудливыми границами, внутри которых присутствуют структуры полос излома. Конфигурация этих зерен и их более мелкие размеры по отношению к полигональным зернам свидетельствуют о том, что оливины-I являются реликтовыми зернами исходной матрицы. Именно в этих зернах содер-

жится информация о структурной истории гипербазитов, предшествовавшая их перекристаллизации. К оливинам-II относятся зерна полигональной формы с большеугловыми границами, не содержащие следов структур полос излома. Все то же касается и выделения двух генераций пироксенов, за исключением структур полос излома, которые в пироксенах не выражены. Необходимо отметить, что рекристаллизованные зерна составляют 80—90% в каждом отдельном шлифе.

Таким образом, в дунитах и гарцбургитах массива Падос-тундра уже только анализ конфигурации зерен главных породообразующих минералов позволяет выделить два этапа деформаций. Первый из них осуществлялся, по-видимому, в ходе внутрикристаллической трансляции, сочетающейся с деформацией структуры оливина путем вращения, которая привела к образованию полос излома. Возможно, имела место также высокотемпературная ползучесть, сопровождавшаяся миграцией границ зерен. Второй этап деформаций выражен структурами перекристаллизации, развитие которых привело к почти полному исчезновению ранее деформированных структур гипербазитов. Вероятно, эта перекристаллизация происходила в условиях метаморфизма амфиболитовой фации, о чем свидетельствует существование феррихромитов с оливинами, содержащими более 1 мас. % Fe_2O_3 [17]. В целом структуры, сочетающие в себе элементы рекристаллизации (главным образом динамической) с такими элементами твердопластического течения, как внутрикристаллическая трансляция, полосы излома, миграция дислокаций на границах зерен, свойственны всем альпинотипным перидотитам фанерозойских офиолитовых зон, которые большинством исследователей рассматриваются как мантийные рестины, выдвинутые в более верхние горизонты в виде протрузий.

Теперь обратим особое внимание на структуры бронзититов. Как уже говорилось, согласно геологическим данным, бронзиты представляют собой жильный материал с секущими контактами по отношению к полочастости S_0 , выраженной в чередовании дунитов и гарцбургитов. В то же время мощные жилы бронзититов, получившие отражение на геологической карте (см. рис. 41), характеризуются параллельным залеганием относительно S_0 . В шлифах всех горизонтов наблюдаются типичные кумулятивные структуры с резким различием в размерах и конфигурации зерен пироксенитов и оливинов. Пироксены представлены крупными изометричными зернами, в интерстициях между которыми расположены мелкие округлые или неправильной формы зерна оливинов. Содержание оливина в бронзититах не превышает 15%. Все это наряду с геологическим положением бронзититов позволяет рассматривать их как жильные образования, внедрившиеся в блок гипербазитов дунит-гарцбургитового состава. По-видимому, формирование жил бронзититов происходило до продвижения блока гипербазитов в более верхние горизонты, во всяком случае, до того, как гипербазиты были совмещены с породами автохтона. Микроструктурный анализ подтверждает эти предположения.

Микроструктурный анализ. Наиболее типичные узоры ориентировок оливинов из дунитов приведены на рис. 61, А, Б. В одном из них (А) отмечается поясовое распределение осей [001] и [010],

расположенных перпендикулярно к плоскости уплощенности S_1 . Оси [100] при этом формируют по два максимума на периферии диаграммы, симметрично ориентированных к плоскости уплощенности S_1 . Это типичный рисунок деформации дунитов с внутрикристаллической трансляцией по системе скольжения $\{0kl\}[100]$, известный для мантийных ксенолитов. Симметричное расположение двух парных максимумов относительно плоскости S_1 свидетельствует о невращательном сдвиговом течении перидотитов.

В этом образце дунитов в единичных зернах оливина первой генерации отмечаются полосы излома, в то время как основная масса породы сложена зернами оливинов второй генерации, свободными от деформации. Границы полос излома расположены ортогонально к осям [100] и к удлинению оливинов-I. Кроме того, было отмечено несколько зерен оливинов-I, в которых границы полос излома располагались косо или близко параллельно к удлинению. Анализ геометрии последних позволил выявить систему скольжения $\{101\}[010]$. При этом оси [010] имели субгоризонтальную ориентировку в координатах запад—восток. В первой группе полос излома, границы которых ориентированы ортогонально к удлинению кристаллов оливина-I, выявлена система скольжения $\{0kl\}[100]$ с субгоризонтальным расположением осей [100] в субмеридиональном и субширотном направлениях.

В другом образце дунитов (см. рис. 61, Б) обнаружен петроструктурный узор, типичный для образцов, претерпевших синтетектоническую рекристаллизацию. На диаграммах [100] и [001] формируются пояса, расположенные параллельно друг другу. Оси [010] создают два максимума, ориентированных ортогонально к поясам [100] и [001]. В этом образце преимущественно развиты зерна оливинов второй генерации, свободные от деформации; оливины первой генерации, содержащие деформационные структуры полос излома, представлены единичными зернами с характерными деформационными границами. По полосам излома установлена реликтовая система скольжения $\{0kl\}[100]$, в которой [100] имеет субгоризонтальную ориентировку в двух направлениях: субмеридиональную и субширотную.

В образцах гарцбургитов отмечаются также два типа петроструктурных узоров, соответствующих стадии синтетектонической рекристаллизации (см. рис. 61, В) и вращательному сдвиговому течению (Г). Геометрия структур полос излома отражает механизм трансляции по системе $\{0kl\}[100]$. Оси [100], как и в образцах дунитов, ориентированы в двух направлениях — субмеридиональном и субширотном — в горизонтальной плоскости.

Таким образом, в дунитах и гарцбургитах массива Падос-тундра в реликтовых ориентировках оливинов-I запечатлены два направления течения в субгоризонтальных плоскостях: субширотное и субмеридиональное. Субширотное течение перидотитов в твердом состоянии характеризуется невращательным сдвиговым течением, осуществлявшимся путем внутрикристаллической трансляции оливинов по системам скольжения $\{101\}[010]$ и $\{0kl\}[100]$. Субмеридиональное направление характеризуется вращательным сдвиговым течением, при котором внутрикристали-

ческая трансляция в оливинах осуществлялась по системе $\{0kl\}[100]$. Это направление совпадает с направлением траектории транспорта гипербазитовой пластины, которое в поле выявляется по ориентировкам синметаморфических минералов (в частности, амфиболов, развивающихся по пироксенам), а также по геологическим соотношениям аллохтона и автохтона.

Теперь рассмотрим отдельно предпочтительные ориентировки оливинов и пироксенов в бронзититах (см. рис. 61, Д, Е). В пироксенах из бронзититов была выявлена предпочтительная ориентировка по оси $[001]$, которая совпадает с минеральной линейностью L_3 , расположенной параллельно направлению транспорта пластины. Оливины, в подчиненном количестве развитые среди пироксенов, обнаруживают очень слабую предпочтительную ориентировку по кристаллографическим элементам. Но и в них наблюдается тенденция к предпочтительной ориентировке осей $[100]$ в субмеридиональном субгоризонтальном направлении. В целом можно считать, что оливины были деформированы совместно с пироксенами в условиях перемещения аллохтонной пластины гипербазитов с севера на юг. Однако никаких реликтовых ориентировок ни пироксенов, ни оливинов в бронзититах не было установлено. Это обстоятельство подтверждает, что бронзититы были внедрены в породы дунит-гарцбургитового комплекса после того, как эти последние были деформированы в условиях твердопластического течения с образованием ориентировок $\{0kl\}[100]$ и $\{101\}[010]$. В более поздних деформациях, связанных с перемещением пластины с севера на юг, бронзититы участвовали совместно с дунитами и гарцбургитами, о чем свидетельствуют меридиональные ориентировки их главных породообразующих минералов — оливинов и пироксенов, находящиеся в едином структурном парагенезисе с линией транспорта пластины.

Сравнительный анализ структурных и микроструктурных данных, полученных при исследовании гипербазитов массива Падос-тундра, позволяет выделить четыре этапа деформаций.

Этап D_1 . К этому этапу мы относим реликтовые ориентировки оливинов с системами скольжения $\{101\}[010]$ и $\{0kl\}[100]$, имеющие субширотную субгоризонтальную ориентировку в современном положении гипербазитовой пластины. Согласно экспериментальным данным, в оливинах системы скольжения $\{101\}[010]$ формируются при температуре 1300°C в широком интервале давлений (3—20 кбар) и умеренных темпах деформации. Необходимо отметить чрезвычайную редкость таких деформаций оливинов как в природе, так и в условиях экспериментов.

К этапу D_1 мы относим также субширотные субгоризонтальные ориентировки оливина с системами скольжения $\{0kl\}[100]$. Согласно экспериментальным данным, система скольжения $\{0kl\}[100]$ реализуется при деформации оливинов в интервале температур $900—1300^\circ\text{C}$ в широком диапазоне давлений и скоростей деформации. Многочисленными исследованиями структур оливина в перидотитовых ксенолитах из базальтов и альпинотипных массивов было показано, что ориентировки $\{0kl\}[100]$ и $(010)[100]$ формируются в верхней мантии, откуда эти пород были вынесены на поверхность базальтовыми расплавами или

выведены протрузивным путем в более верхние горизонты коры [101, 122, 151, 221]. Это позволяет предполагать, что гипербазиты горы Падостундра несут следы мантийных деформаций, которые они приобрели до перемещения их в зону современного залегания. Кроме того, необходимо отметить, что пространственная ориентировка оливинов с системами скольжения $\{101\}[010]$ и $\{0k\ell\}[100]$ не дает возможности реконструкции направлений течений мантийного материала в глубинных горизонтах Корватундровского зеленокаменного пояса из-за многоактных деформаций, которым гипербазиты были подвержены при коровом метаморфизме. Таким образом, мы можем дать лишь качественную оценку деформациям, происходившим на раннем этапе твердопластического течения гипербазитов в верхней мантии докембрийского времени.

Этап D_2 . К этому этапу мы относим пластические деформации, возникшие в процессе протрузивного продвижения твердой, но не потерявшей запаса глубинной тепловой энергии, гипербазитовой пластины из верхней мантии в породы вулканогенно-осадочного комплекса Корватундровского зеленокаменного пояса. Деформации этапа D_2 запечатлены в формировании предпочтительных ориентировок оливина с системами скольжения $\{0k\ell\}[100]$ в дунитах и гарцбургитах и пироксенов в бронзититах. Направления скольжения $[100]$ в оливинах и $[001]$ в пироксенах ориентированы в субмеридиональном направлении, причем присутствуют как пологие, так и крутые погружения относительно современного структурного среза гипербазитов. Можно предположить, что пологие субмеридиональные ориентировки направлений скольжения $[100]$ в оливинах отражают этап надвигообразования на ранней стадии.

Этап D_3 . В эпоху деформаций этого этапа, по-видимому, происходит региональный метаморфизм вулканогенно-осадочных пород Корватундровского зеленокаменного пояса и гипербазитов, которые были протрузивно внедрены в них во время этапа D_2 . Одновременно с метаморфизмом осуществляются надвиговые перемещения как осадочно-вулканогенных пород Корватундровского пояса, так и гипербазитов. Пластины перемещаются с севера на юг. В условиях регионального метаморфизма, сопровождающего надвигообразование, происходит почти полная синтетектоническая рекристаллизация гипербазитов. Оливины первой генерации, несущие следы мантийных деформаций, "вытесняются" необластами оливинов второй генерации, которые характеризуются весьма совершенной кристаллографической ориентировкой по направлениям $[001]$. В это время формируется минеральная линейность, выраженная в ориентировках амфибола L_3 . Ориентировка осей $[001]$ оливинов-II совпадает с положением минеральной линейности L_3 и линией транспорта гипербазитовой пластины. В мигматизированных гнейсах автоктона наблюдается минеральная линейность, выраженная в ориентировке биотита и амфибола, характеризующаяся теми же направлениями.

Все это является косвенным указанием на то, что этап деформации D_3 , сопровождающийся метаморфизмом амфиболитовой—эпидот-амфиболитовой фации, был единым как для гипербазитов, так и для

подстилающих их автохтонных пород беломорской серии. На заключительной стадии надвигообразования вдоль контактов пологозалегающих дунитов, гарцбургитов и бронзититов внутри гипербазитовой пластины формируются зоны тальк-хлорит-актинолит-серпентин-асбестовых динамосланцев. Формирование этих зон контролируется пластическими сдвигами, которые локализируются в плоскостях, созданных ранее при надвигообразовании.

Этап D₄. Это самый поздний этап структурно-метаморфических преобразований гипербазитов массива Падос-тундра, в результате которого сформировались субмеридиональные сдвиги, осуществлявшиеся в субвертикальных плоскостях. Зоны субмеридиональных сдвигов пересекают и деформируют структуру как аллохтона, так и автохтона. Характер сдвигов — правосторонний. Вдоль плоскости сдвига происходят смещения одних блоков относительно других на расстояния 100—160 м. В комплексе аллохтона вдоль зон сдвигов формируются зоны тальк-хлорит-актинолит-асбестовых динамосланцев, которые пересекают зоны таких же динамосланцев, приуроченных к пологим контактам между разностями пород внутри гипербазитового массива. В породах автохтона вдоль зон сдвигов этого этапа деформации формируются зоны крутоориентированной кристаллизационной сланцеватости S₂₋₄, а также складки F₄ с крутоориентированными шарнирами и крутыми осевыми плоскостями субмеридионального простирания. Эти складки отражают вращение "пластов" мигматитовых гнейсов в областях, прилегающих к зоне сдвига.

В целом в альпинотипных перидотитах докембрия обнаружена двухстадийная история деформаций, отражающая тектонические процессы, происходящие в горизонтах верхней мантии (этапы D₁ и D₂), и более поздние перемещения твердых фрагментов верхнемантийных перидотитов в верхние горизонты раннедокембрийской коры, а также их последующую деформацию и метаморфизм совместно с породами обрамления (этапы D₃ и D₄).

ТВЕРДОПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ ФАНОРОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН

К настоящему времени накоплены многочисленные данные по изучению деформации гипербазитов фанерозойских офиолитовых зон, которые большинством геологов рассматриваются как тектонические фрагменты палеокоры океанического типа. Эти исследования широко проводятся как за рубежом, так и в СССР [24, 79, 102, 221]. Почти во всех изученных гипербазитовых массивах отмечаются высокотемпературные деформации оливинов с системами трансляции {0k} [100], структуры ползучести и динамической рекристаллизации, которые формируются в подкоревой литосфере в местах первоначального залегания гипербазитов. Некоторые исследователи отмечают, что во время подъема твердых гипербазитов в более верхние горизонты оливины создают предпочтительные ориентировки с системой скольжения {110} (100) [001] при снижении температурного градиента [221]. Нами были изучены два фанерозойских гипербазитовых массива Корякского нагорья на Северо-Востоке СССР.

Геологическое положение и внутренняя структура гипербазитов Майницкой зоны Северо-Востока СССР. В районе Корякского нагорья среди осадочно-вулканогенных образований палеозоя-мезозоя, образующих серию тектонических чешуй, известны выходы комплекса полосчатого габбро, габбро-диабазов, дайкового комплекса и ультрабазитов, выделяемых в составе офиолитовой серии [4, 99]. Особый интерес представляют гипербазиты, несущие информацию о состоянии верхнемантийного слоя, о характере преобразования мантийного материала при его продвижении в верхние горизонты земной коры. Крупнейшие гипербазитовые массивы Корякского нагорья — Тамвотнейский, Чирынайский, массивы горы Красной и горы "1064 метра" — расположены в его восточной части в пределах Майницкой тектонической зоны.

Майницкая тектоническая зона прослеживается в субширотном направлении на расстояние 220 км при максимальной ширине около 50 км. С севера и северо-запада она ограничена впадинами четвертичного возраста (Анадырской и р. Великой), а на юге сменяется Альтактуаамской зоной сложных дислокаций. Согласно данным С.А. Ружнецва [100], Майницкая зона является осевой частью зоны гигантского раздвига, на юг от которого располагается Эконайская зона, включающая собственно Эконайский, Островной и Ионайский офиолитовые покровы доверхнеюрского возраста.

В структурном отношении Майницкая зона представлена серией протяженных тектонических пластин и чешуй северо-восточного и субширотного простирания, сложенных кремнисто-терригенно-вулканогенными образованиями поздней юры—раннего мела. В основании крупных офиолитовых пластин располагаются зоны серпентинитового меланжа [4, 99, 100], к которым приурочены выходы гипербазитовых тел и ассоциирующих с ними габброидов. В пределах Майницкой зоны с северо-запада на юго-восток выделяются четыре крупные зоны меланжа — Ягельная, Чирынайская, Эльгеваамская и Рытгыльская. В Ягельной и Чирынайской зонах обнажены преимущественно нижние части пород офиолитового разреза. Здесь на обширных площадях непосредственно на гипербазитах залегают юрско-меловые отложения. В некоторых местах гипербазиты перекрыты блоками и пластинами амфиболизированного габбро полосчатого комплекса, образованиями "дайкового" комплекса. Кроме того, среди ультрабазитов Майницкой зоны известны блоки верхнепермских кремней и известняков, ассоциирующих с базальтами. Эти верхнепермские образования рассматриваются как тектонические фрагменты смещавшейся к югу коровой плиты [99, 100].

Среди изученных нами гипербазитовых массивов наиболее информативными в структурном отношении являются массив горы Красной и Чирынайский.

Массив горы Красной. Гипербазитовый массив горы Красной, занимающий площадь около 25 км², располагается в северо-восточной части Ягельной зоны меланжа. Это линзовидно-овальное тело, вытянутое в северо-восточном направлении (см. рис. 62). Длина массива 10 км, максимальная ширина — 3,5 км. Контакты гипербазитов

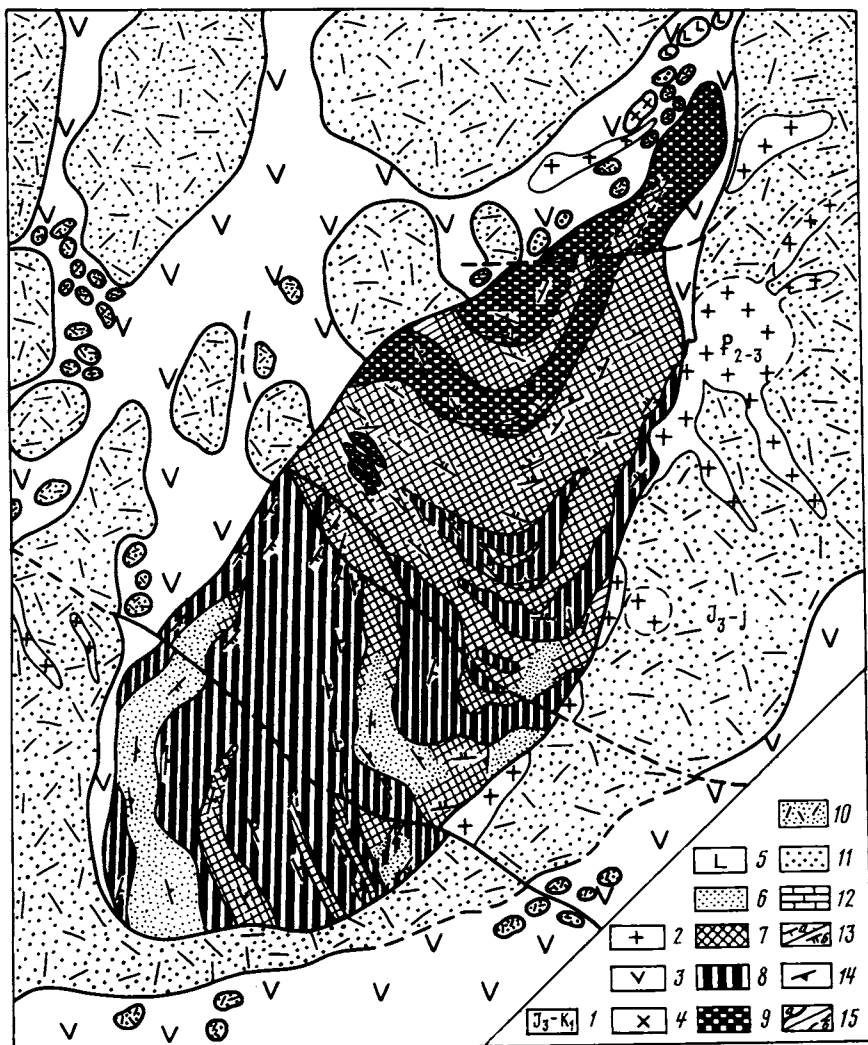


Рис. 62. Структурно-геологическая карта массива горы Красной (Корякское нагорье, Северо-Восток СССР)

1 — верхнеюрские—нижнемеловые осадочно-вулканогенные образования; 2 — граниты; 3 — серпентиниты; 4 — тоналиты; 5 — габбро; 6—9 — ультрабазиты: 6 — пегматоидные дуниты, 7 — дуниты с подчиненными прослоями гарцбургитов, 8 — гарцбургиты с подчиненными прослоями дунитов, 9 — тонкополосчатые пироксениты; 10—12 — осадочно-вулканогенные образования J_3 — K_1 : 10 — туфопесчаники, туфы, порфириты, яшмы, алевролиты, 11 — толеитовые базальты, 12 — известняки; 13—15 — структурные элементы: 13 — ориентировка полосчатости S_0 (а) и уплощенности S_1 , выраженной в ориентировке пироксенов (б), 14 — ориентировка уплощенности хромшпинелидов, 15 — геологические границы наблюдаемые (а) и предполагаемые (б)

с серпентинитами и непосредственно примыкающими к ним блоками меланжа — тектонические.

Северо-западный контакт полого погружается под массив под углом 20—30°, в то время как юго-восточный имеет субвертикальную ориентировку. Вдоль восточного окончания массива располагается цепь гранитоидных тел кайнозойского возраста, сосредоточенных в зоне приконтактовых разломов. У северо-восточного контакта гипербазитового массива С.А. Паланджином была закартирована кольцевая интрузия гранитоидов, от которой ответвляется масса мелких апофиз. В других местах гранитоиды образуют небольшие тела вытянутой формы, приуроченные к трещинам или разломам.

С запада, севера и юга массив горы Красной окаймлен тектоническими блоками кремнисто-терригенно-вулканогенных пород поздней юры—раннего мела, которые сцементированы серпентинитами. Эти блоки представлены фрагментами толщи шаровых и подушечных базальтов, местами интенсивно спилитизированных. Здесь же отмечаются блоки пород, представленные левобрежчиями, туфами с карманами гиалокластиков и прослоями яшм сургучного цвета, содержащих верхнеюрские радиолярии [4]. Широко развиты берриас-валанжинские отложения пестроокрашенных яшмоидов, литокластических туфов, базальтов и андезитов, туфопесчаников, известковистых яшм и аргиллитов, известковистых гравелитов, песчаников и алевролитов.

Все породы интенсивно катаклазированы и пронизаны густой сетью жилок цеолитов. Зоны катаклаза и цеолитизации в кремнисто-терригенно-вулканогенных породах пространственно связаны с простираньем полос серпентинитового меланжа.

У северо-западного окончания массива горы Красной отмечаются мелкие блоки амфиболитизированных габброидов и тоналитов. Эти породы более широко развиты на северо-восток от массива и, по-видимому, являются фрагментами пород офиолитовой серии.

Гипербазитовый массив горы Красной разбит на 4 крупных блока разломами западного и северо-западного простиранья, по которым происходит небольшое смещение блоков относительно друг друга. Разломы продолжают и за пределами гипербазитового массива, пересекая серпентиниты и различные по составу блоки меланжа.

Состав и внутренняя структура массива. Общие сведения о составе гипербазитов массива горы Красной содержатся в ряде публикаций [68, 93]. Здесь мы приводим наши данные о составе гипербазитов, основанные на микрозондовых исследованиях минералов (табл. 8). Гипербазиты массива горы Красной представлены дунитами (45%), гарцбургитами (45%) и пироксенитами (10%), чередование которых формирует грубополосчатую структуру. Юго-западная часть массива сложена гарцбургитами, среди которых в резко подчиненном количестве развиты маломощные полосы дунитов и пироксенитов, создающие неяснополосчатое слоистое строение. В северо-восточной части преобладают почти однородные дуниты, сме-

Таблица 8

Микрозондовые анализы минералов из гипербазитового массива горы Красной (Жоржское нагорье)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	55,69	54,83	54,51	54,05	52,62	53,46	62,36	44,13	43,61	42,16			
TiO ₂	0,004		0,02	0,04	0,02	0,024	0,024	0,04	0,02	0,08	0,25	0,23	0,28
FeO	11,37	10,77	11,58	11,20	3,81	3,36	3,80	4,03	4,42	4,27	16,10	15,01	15,50
Fe ₂ O ₃											3,66	3,57	3,80
Al ₂ O ₃	1,04	1,18	1,11	1,17	1,39	1,30	0,82				6,82	6,92	6,91
CaO	0,64	0,49	0,70	0,96	23,01	24,19	0,62	0,01	0,01	0,03			
MgO	30,48	30,24	31,11	31,47	16,19	16,48	32,89	52,36	54,26	54,83	10,51	11,45	10,78
Cr ₂ O ₃	0,29		0,26		0,45		0,32	0,168	0,135	0,067	60,89	62,14	60,25
NiO								0,306	0,227	0,327	0,16	0,16	0,16
CoO											0,20	0,21	0,19
Сумма	99,49	9,50	99,28	98,88	97,49	98,80	100,85	101,05	102,77	102,21	98,6	99,7	97,86
F ₀								95,87	95,52	95,84			
T ⁰ , C	1176	1147	1187	1232	1037	1079	1179	545	604	561	545	604	561

Формульные коэффициенты в пересчете

Компоненты	на 6 ионов кислорода				на 4 иона кислорода				на 32 иона кислорода				
	1,975	1,978	1,945	1,936	1,970	1,974	2,085	1,037	1,013	0,996	0,05	0,05	0,06
Si ⁴⁺	0,337	0,325	0,345	0,336	0,119	0,104	0,106	0,079	0,086	0,083	3,64	3,33	3,51
Ti ⁴⁺	0,043	0,05	0,047	0,05	0,061	0,057	0,032	0,74	0,71	0,78	0,744	0,713	0,776
Fe ²⁺	0,024	0,019	0,027	0,037	0,923	0,957	0,022	0			2,175	2,172	2,213
Fe ³⁺	1,611	1,626	1,655	1,68	0,904	0,907	1,639	1,835	1,876	1,912	4,272	4,577	4,394
Al ⁶⁺	0,008	0,007			0,009		0,013	0,003	0,002	0,001	13,023	13,066	12,948
Ca ²⁺								0,006	0,006	0,006	0,036	0,035	0,034
Mg ²⁺											0,044	0,045	0,043
Cr ³⁺													
Ni ²⁺													
Co ²⁺													
Сумма	3,999	3,997	4,027	4,039	3,894	3,998	3,992	2,96	2,968	3,002	24,254	23,984	23,987

Примечание. 1—4 — ромбические пироксенны из пироксенитов; 5, 6 — моноклинные пироксенны из пироксенитов; 7 — ромбический пироксен из жилы пироксенита, пересекающей дунит; 8—10 — оливны из регенерированных дунитов; 11—13 — хромшпинелиды из регенерированных дунитов. Температуры рассчитаны по кальциевому термометру Л.Л. Перчука [92] для пироксенитов и оливин-шпинелевому термометру П. Редера [236] для дунитов. Химические анализы минералов сделаны на микрозонде "Camebax" Д.М. Дашевской (ИФЗ АН СССР).

няющиеся пачкой пироксенитов. Дуниты и гарцбургиты частично серпентинизированы. Зоны серпентинизации шириной от 2—5 до 5—10 м обычно связаны с разрывными нарушениями. В юго-восточной части массива закартирована полоса серпентинитов мощностью 100—200 м, приуроченная к крупному разрыву северо-западного простирания.

Гарцбургиты представлены крупно- и среднезернистыми разновидностями с весьма совершенной уплощенностью агрегатов ортопироксенов. Количество ортопироксенов варьирует от 20 до 50%. Ортопироксен представлен энстатитом с содержанием ферросилитового компонента от 10 до 14%. Оливин представлен форстеритом: $Fo = 92,5-93,5$. В качестве второстепенных минералов в количестве 2—3% присутствует диопсид. Акцессорные минералы — хромиты, количество которых варьирует от 1 до 5%. Хромиты характеризуются следующими параметрами: α (Cr) = 0,795, β (Al) = 0,160, γ (Fe^{3+}) = 0,044 при магнезиальности 38% и железистости 62%.

Дуниты массива горы Красной представлены среднекристаллическими разновидностями, среди которых отмечаются участки регенерированных дунитов гигантозернистого строения. Оливины, слагающие дуниты среднезернистого строения, близки по своему составу к оливинам из гарцбургитов ($Fo = 93,4$), в то время как хромиты характеризуются более высокими содержаниями окиси магнезия и хрома. Магнезиальность хромитов: 43% при железистости 57%, α (Cr) = 0,834, β (Al) = 0,120, γ (Fe^{3+}) = 0,046.

По данным Л.Д. Лавровой, температура кристаллизации дунитов массива горы Красной составляет 1005°C при давлении 40 кбар [68]. Регенерированные дуниты представляют собой перекристаллизованные при более низких температурах разновидности. Согласно нашим данным, температура кристаллизации регенерированных дунитов 545—604°C (см. табл. 8).

Пироксениты слагают крупный пласт в восточном окончании массива. Кроме того, они встречаются в виде жил среди дунитов и гарцбургитов. Жилы представлены обычно среднезернистыми энстатитами, бронзитититами, реже вебстеритами и диаллагитами. Состав пироксенитов довольно однообразный. Они сложены в основном энстатитом и бронзитом. В качестве второстепенных минералов присутствуют диопсид и оливин, акцессорные минералы — феррихромит, магнетит. Состав пироксенов приведен в табл. 8. Температура кристаллизации пироксенитов, согласно нашим данным, 1147—1232°C (см. табл. 8); по данным Л.Д. Лавровой — 1037—965°C [68] при давлении 38 кбар. Для жильных пироксенитов нами определены температуры кристаллизации 1179°C (см. табл. 8).

Внутренняя структура гипербазитов горы Красной картируется в виде синформной складки, изгибающей полосчатость (S_0) и сланцеватость S_1 выраженную в уплощенности минеральных агрегатов пироксенов и хромитов.

Слоистость образована чередованием мощных пластов гарцбургитов, дунитов и пироксенитов. Как уже отмечалось, гарцбургиты тяготеют к юго-западной части массива. Здесь среди них закар-

тированы пласты вторичных дунитов среднезернистого и гигантозернистого строения протяженностью от 1 до 4 км. В северо-восточной части массива сосредоточены среднезернистые дуниты, среди которых развиты маломощные пласты гарцбургитов и тонко полосчатых пластов пироксенитов.

Полевые наблюдения позволили установить, что внутренняя структура гипербазитового массива горы Красной сформировалась в результате нескольких этапов деформации. Наиболее ранний элемент строения — внутренняя расслоенность или полосчатость, которая наиболее ярко проявлена в гарцбургитах, слагающих юго-западную часть массива.

Полосчатость в гипербазитах горы Красной выражена чередованием маломощных полос дунитов среди мощных слоев гарцбургитов и наоборот. Кроме того, полосчатое строение создается также неравномерной зернистостью внутри обширных полей гарцбургитов, которая представляет собой параллельно чередующиеся полосы крупнозернистых и среднезернистых гарцбургитов. Контакты между такими разностями нечеткие, расплывчатые, а протяженность вдоль простирания не превышает первых десятков метров. В целом внутреннее строение гарцбургитов можно определить как неяснополосчатое.

В поле развития мощных пластов дунитов, более однородных по своему строению, чем гарцбургиты, лишь иногда встречаются малопротяженные тонкие полосы последних. Их мощность не превышает 1—10 м. В северной части массива среди мощного дунитового пласта картируются три субпараллельные быстро исчезающие по простиранию "пачки" пироксенитов, мощность которых составляет 30—50 м. Характер перехода между такими разностями четкий, но постепенный с зоной перехода 0,3—0,5 м. По морфологии полосчатость S_0 в гипербазитах горы Красной напоминает скорее метаморфическую полосчатость, свойственную поджоровым реститам, чем кумулятивную слоистость.

Наиболее ранние структурные события в гипербазитах запечатлены сланцеватостью S_1 и складками F_1 . Сланцеватость S_1 является наиболее ярко выраженным текстурным элементом гипербазитов горы Красной. Уплотненные агрегаты ортопироксенов и хромшпинелидов, а также отдельные крупные зерна ортопироксенов создают эту плоскопараллельную текстуру. Хромшпинелиды и пироксены напоминают эллипсоидные диски, длинная ось которых в 3—4 раза превышает короткую. В целом сланцеватость ориентирована под углом 15—20° к слоистости и полосчатости S_0 . Складки F_1 представлены единичными мелкими изоклинальными структурами, деформирующими тонкую полосчатость в гарцбургитах. Параллельно их осевым плоскостям развиты уплотненные агрегаты пироксена S_1 . Более поздние деформации представлены крупной синформной складкой (F_2) с субвертикальной осевой плоскостью субмеридионального простирания, которая хорошо видна на карте (см. рис. 62). Западное крыло складки F_2 погружается на северо-восток под углом 40—70°, а восточное крыло — на северо-запад под углом 50—70°. Шарнир складки (B_2) погружается

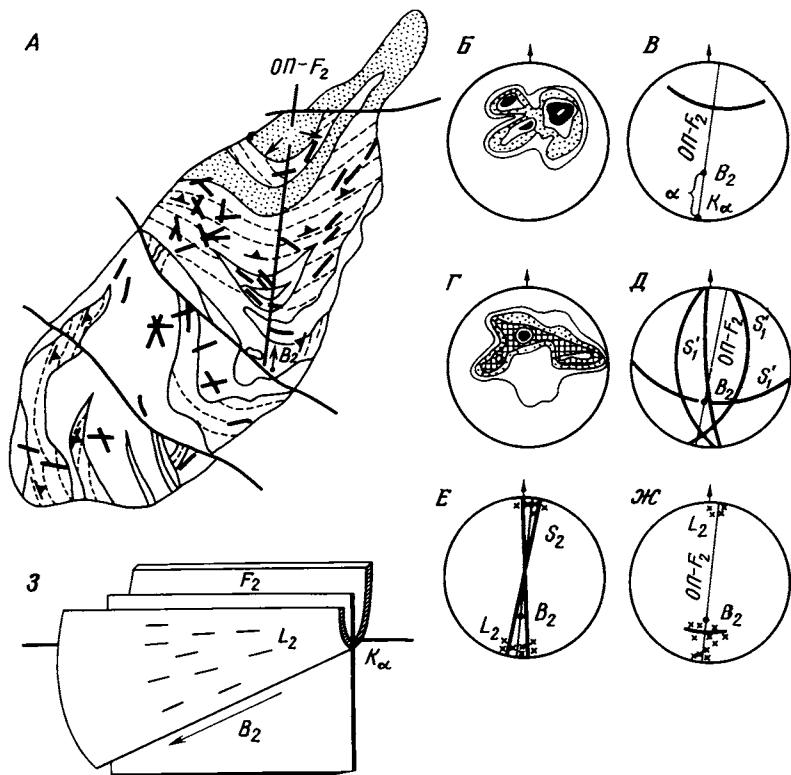


Рис. 63. Анализ структурных элементов гипербазитов горы Красной

A — схема строения ультрабазитов: пунктирные линии — положение уплощенности S_1 ; точки — пласты метапироксенитов; жирные штрихи — жилы бронзититов; *B*—*Ж* — структурный анализ: *B* — λS -диаграмма S_0 , изолинии 1—3—5—7—9% (145 замеров); *B* — положение шарнира конической складки F_2 ; *Г* — λS -диаграмма бронзититовых жил, изолинии 1—2—4—5—6% (77 замеров); *Д* — диаграмма положения среднестатистических плоскостей ориентировки жил бронзититов (S_1) по отношению к осевой плоскости F_2 и шарниру B_2 ; *Е* — соотношение ориентировки линейности L_2 (хромшпинелиды), S_2 и шарнира B_2 ; *Ж* — то же, по отношению к осевой плоскости F_2 и шарниру B_2 ; *В* — объемная модель конической складки F_2 . Все диаграммы нанесены на верхнюю полусферу сетки Вульфа

на север—северо-восток с переменными углом 20—60°. Наиболее крутые погружения шарнира B_2 приурочены к северной части массива. Апикальный угол составляет 30° (рис. 63, *B*). По особенностям геометрии складки F_2 принадлежит к коническим складкам. Ее объемная модель дана на рис. 63, 3.

В дунитах, как и в гарцбургитах, наблюдается весьма совершенная плоскостная структура, выраженная в уплощенности агрегатов хромшпинелидов. Гораздо реже наблюдается линейная ориентировка хромшпинелидов (L_2). Минеральная линейность L_2 ориентирована в субмеридиональном направлении, углы погружения составляют 2—10°. Ортопироксениты также характеризуются весьма

совершенной плоскостной текстурой, выраженной в уплощении агрегатов ортопироксенов. Особое место занимают жильные пироксениты, мощность которых составляет 3—5 м. Наиболее мощные из них прослеживаются по простиранию на расстояние первых сотен метров, протяженность маломощных жил не превышает первых метров. Морфология маломощных жил очень сложна: характерны многочисленные ответвления, раздвиги в местах сочленения разнонаправленных ветвей, пережимы. Однако, несмотря на их ветвистое, сложное строение, выделяются четыре системы преобладающих ориентировок (см. рис. 63, Г, Д): жилы северо-западного, северо-восточного, субширотного и субмеридионального простирания с различными направлениями и углами падения.

Наиболее поздние деформации приводят к хрупкому разрушению гипербазитов. К ним относится система более молодых крутопадающих разломов северо-западного простирания, делящая массив на 4 крупных блока. Широко развиты зоны катаклаза и брекчирования.

Таким образом, суммируя все данные, можно прийти к выводу, что в гипербазитовом массиве горы Красной запечатлены следы неоднократных твердопластических деформаций, свидетельствующие о твердопластическом течении пород в ходе деформации. По-видимому, эти деформации протекали на больших глубинах, так как породы верхнеюрского возраста, находящиеся в обрамлении гипербазитов, не обнаруживают остаточных деформаций такого же типа, как в последних. Верхнеюрские отложения в непосредственной близости от гипербазитов несут лишь следы хрупких деформаций: катаклаза и брекчирования.

Все это позволяет нам предположить, что гипербазитовый блок горы Красной "попал" в меланж, будучи неоднократно деформированным. Сильные пластические деформации и их многостадийность свидетельствуют о том, что эти деформации происходили, скорее всего, при залегании гипербазитов на больших глубинах, а не на уровне размещения вулканогенно-терригенных пород, в окружении которых они сейчас находятся.

Микроструктурный анализ оливинов из гипербазитов горы Красной. В образцах гардбургитов (см. рис. 64, А—В) наблюдается порфирикластическая структура с элементами таблитчатой и мозаичной. Границы крупных зерен оливина характеризуются плавными и пикообразными очертаниями. Наиболее характерные элементы структуры — удлиненные зерна оливина-I, по периферии которых отмечается мозаичное распределение мелких полигональных зерен оливина-II, сформированных в ходе динамической рекристаллизации. В оливинах-I присутствуют многочисленные структуры полос излома, в то время как оливины-II представлены зернами, свободными от деформации.

Петроструктурные узоры во всех трех образцах характеризуются двумя четкими симметричными максимумами на диаграмме [100], обнаруживающими субмеридиональную ориентировку. В этом же направлении удлинены зерна оливина-I, создающие лейстовидную струк-

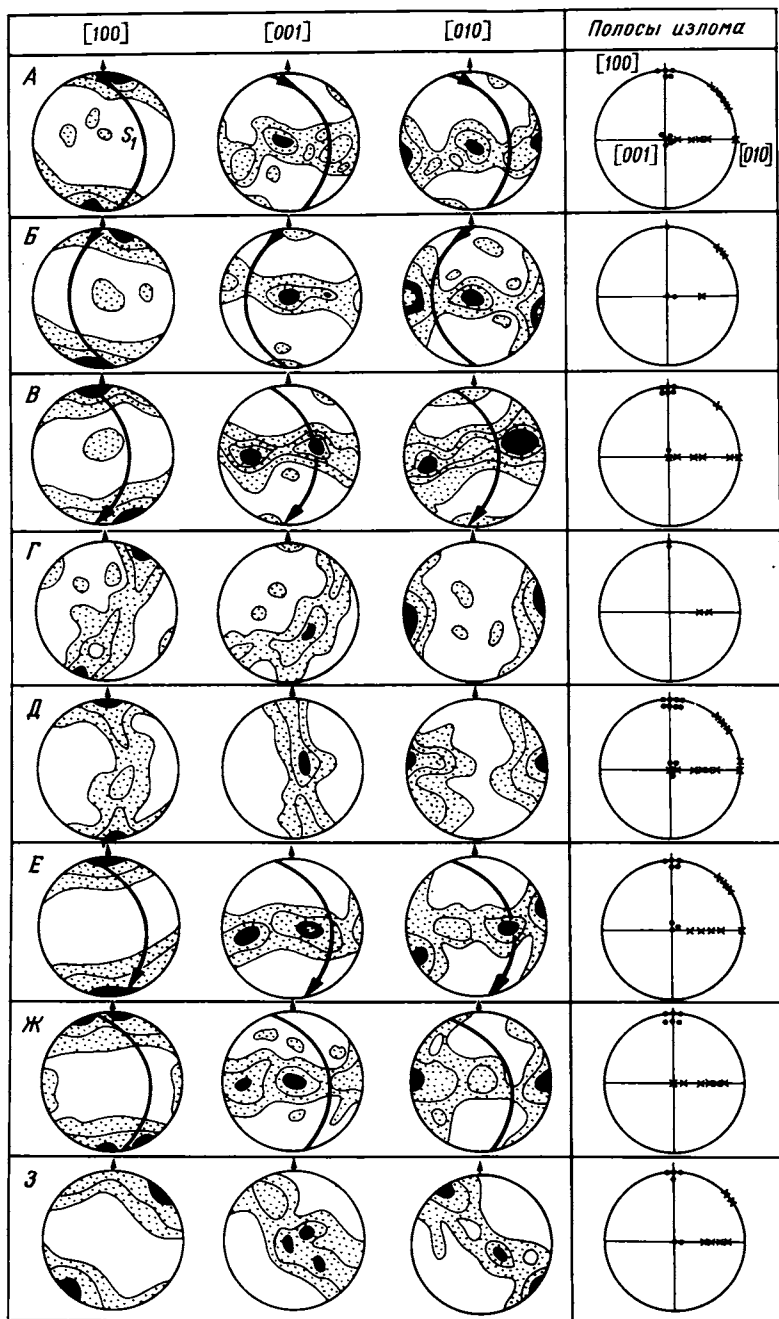


Рис. 64. Микроструктурный анализ гипербазитов массива горы Красной и Чирной-ского массива

А—Д — диаграммы ориентировки оливинов из дунитов (*Г, Д*) и гарцбургитов (*А, В*) массива горы Красной; *Е—З* — диаграммы ориентировки оливинов из дунитов

туру. На диаграммах [001] и [010] обнаруживается поясовое распределение точек с единичными максимумами, закономерно распределенными внутри поясов. Зерна оливина-II, созданные в ходе динамической рекристаллизации, образуют широкие поля рассеивания вокруг главных максимумов [100] и усложняют контуры поясовых диаграмм [001] и [010], образуя иногда отдельные обособленные поля. Анализ геометрии полос излома позволил выявить системы скольжения двух типов: $\{OK\}$ [100] и $\{110\}$ [001]. В оливинах с системами скольжения $\{OK\}$ [100] направление скольжения [100] образует угол $5-8^\circ$ с удлинением зерен и с субмеридиональной субгоризонтальной ориентировкой, которая сопоставима с максимумами на диаграммах [100] (см. рис. 64, А—В).

В оливинах с системами скольжения $\{110\}$ [001] хорошей удлиненности зерен не наблюдалось. Направление скольжения [001] во всех образцах имеет субвертикальную ориентировку. В образцах дунитов (см. рис. 64, Г, Д) наблюдается иное распределение петроструктурных узоров: пояса на диаграммах [100] и [001], а на диаграмме [010] — два максимума, ориентированных перпендикулярно к поясам. Исследованные образцы отобраны из тех мест массива, где угол погружения шарнира конической складки очень крутой — 75° . Анализ структур излома позволил выделить систему скольжения $\{ok\}$ [100], в обр. Г и Д и еще одну систему скольжения $\{110\}$ [001] в обр. Д. Направление скольжения [100] в этих образцах характеризуется субгоризонтальной ориентировкой в субмеридиональном направлении, направление скольжения [001] — субвертикальным положением.

Таким образом, в гипербазитах массива горы Красной отмечаются два типа предпочтительных ориентировок оливинов. Первый был создан в процессе внутрикристаллической трансляции по системе $\{ok\}$ [100], наиболее активной при температурах $950-1250^\circ\text{C}$, как показывают экспериментальные данные. Траектория течения материала при этой системе скольжения определяется как субмеридиональная в субгоризонтальной плоскости.

Второй тип ориентировок $\{110\}$ [001] отражает субвертикальное течение в условиях широко проявленной динамической рекристаллизации. Он наиболее активен при $600-950^\circ\text{C}$. Оба типа предпочтительных ориентировок деформированы складкой F_2 и в зоне ее шарнира находятся в несвойственном для них погружении.

Поскольку твердопластические деформации гипербазитов осуществлялись до вывода гипербазитов в место их современного зале-

(Е, Ж) и гарцбургитов Чирьнайского массива (З). Изолинии, в %; А — 1-5-18, 1-7-12, 1-5-10; Б — 1-4-9, 1-3-15, 1-3-7-16; В — 1-8-20, 1-7-15, 1-4-10; Г — 1-6-12; 1-5-10, 1-3-13; Д — 1-5-20, 1-3-7, 1-4-10-12; Е — 1-4-18, 1-3-6-12, 1-8-20; Ж — 1-3-15, 1-4-15, 1-6-8; З — 1-3-12, 1-2-8, 1-3-12. Все диаграммы построены на верхней полусфере сетки Вульфа по 100 замерам. Дуги большого круга, нанесенные на диаграммах, отражают положение плоскости уплощенности S_1 пироксенов и хромшпинелидов. Черный треугольник — L_1 . В крайней колонке расположены диаграммы геометрического анализа полос излома: точки — направление трансляции t , крестики — положение полюсов плоскостей трансляции T

гания в подкоровой литосфере, можно реконструировать следующую историю тектонических событий.

Формирование предпочтительных ориентировок $\{0k\}$ [100] происходило при субгоризонтальном течении вещества контролирующегося зоной раздвига. Ось зоны раздвига ориентирована субширотно, а направление перемещения блоков при раздвигании происходило соответственно в южном и северном направлениях. Субмеридиональные ориентировки оливинов, таким образом, являются маркерами направления течения подкорового материала в условиях температур, достаточных для активизации систем скольжения $\{0k\}$ [100] в решетке оливинов. В экспериментальных условиях системы скольжения реализуются при T 950—1250°С.

Подъем гипербазитов и перемещение их из зоны раздвига вместе с менее глубинными породами офиолитовой ассоциации, по-видимому, запечатлены в субвертикальных ориентировках оливинов с системами скольжения $\{110\}$ [001], которые сопровождаются падением температур до 950—600°С (как показывают эксперименты). По-видимому, эти оценки температур близки к природным. Интенсивная рекристаллизация гипербазитов приводит к формированию больших полей вторичных дунитов, температуры кристаллизации которых определены нами в 604—545°С (см. табл. 8). В оливинах из рекристаллизованных дунитов широко развиты системы скольжения $\{110\}$ [001].

Формирование конической складки F_2 внутри гипербазитового массива можно рассматривать как результат деформации еще не окончательно остывшего блока гипербазитов в условиях касательных напряжений, сопровождающих надвигообразование.

Чирынайский массив. Чирынайский гипербазитовый массив расположен в Чирынайской зоне меланжа, в осевой части Майницкой зоны. Это наиболее хорошо изученный массив на территории Корякского нагорья. Он рассматривается как останец верхнемантийного слоя, сохранившегося в осевой зоне гигантского раздвига палеоокеанической коры [100]. Массив представляет собой пластину, падающую на юг под углами 30—35°. В плане эта пластина имеет дугообразную форму при ширине выхода 3,5 км и протяженности около 15 км (рис. 65). В западной части массива кровля пластины интенсивно серпентинизирована. Серпентиниты здесь представлены лизардитовыми динамосланцами, содержащими обилие зеркал скольжения. С севера пластина гипербазитов Чирынайского массива тектонически перекрыта пластиной верхнеюрских—нижнемеловых образований чирынайской серии. Они представлены здесь базальтами, андезитами и ассоциирующими с ними туффитами, туфобрекчиями и туфопесчаниками. Южная и юго-западная части пластины гипербазитов перекрыты пластиной габбро-перидотитов полосчатого комплекса с телами тоналитов и гранатосодержащих плагиогранитов. На рис. 65 видно, что элементы внутреннего строения пластины гипербазитов расположены резко дискордантно по отношению к таковым в вышелегающей пластине полосчатого комплекса габброидов. В юго-западной части массива серпентинитовые динамосланцы

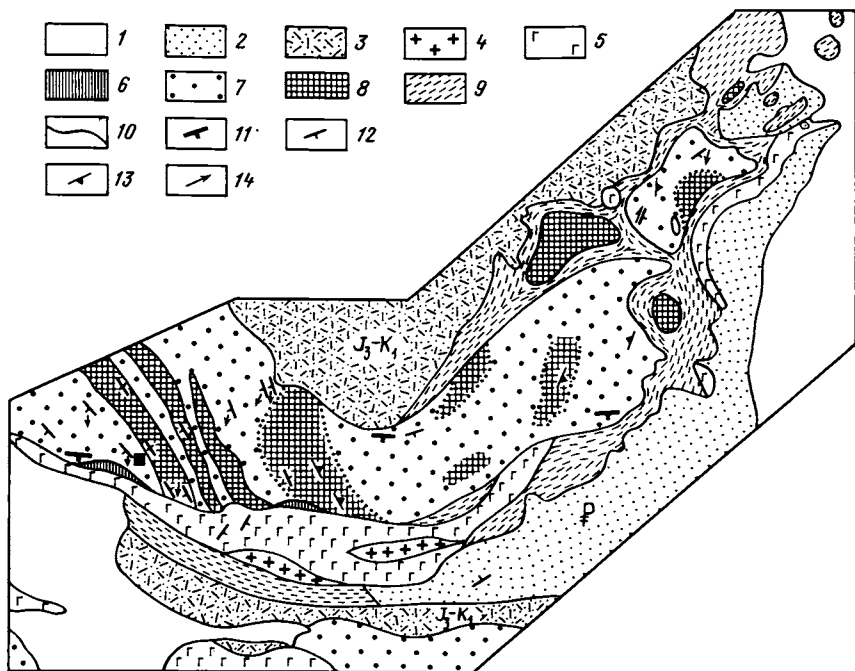


Рис. 65. Геолого-структурная карта Чирынайского гипербазитового массива Корякского нагорья, составленная автором с использованием материалов Л.Д. Лавровой и С.А. Паладжяна

1 — четвертичные образования; 2 — песчаники, сланцы, конгломераты, палеоген; 3 — туфо-брекчии, туффиты, базальты, андезиты, туфопесчаники чирынайской серии, верхняя юра—нижний мел; 4—9 — образования оphiолитового комплекса: 4 — гранодиориты, гранатосодержащие плагииграниты, 5 — полосчатый габбро-перидотитовый комплекс, 6 — мощные тела пироксенитов; 7 — неяснополосчатый гарцбургитовый комплекс, включающий удлиненные тела дунитов, жилы энстатитов, вебстеритов, клинопироксенитов, 8 — дуниты, включающие жилы вебстеритов, клинопироксенитов, реже энстатитов, 9 — серпентиниты, включающие мелкие блоки верхнеюрских—нижнемеловых пород, габброидов, гипербазитов, терригенных пород палеогена; 10—14 — структурные элементы: 10 — тектонические контакты, 11 — направление падения пластины, 12 — слоистость, 13 — сланцеватость, 14 — линейность по агрегатам хромшпинелидов

и серпентиниты, слагающие кровлю пластины перидотитов, и залегающая на них пластина габброидов полосчатого комплекса перекрывает тектонической пластиной осадочных пород палеогенового возраста. Палеогеновые образования представлены конгломератами, песчаниками и сланцами.

Гипербазиты Чирынайского массива наиболее хорошо изучены с точки зрения их геологического положения и вещественного состава. Описанию их геологии, петрографии, петрологии и металлогении посвящены многочисленные монографии и статьи [68, 93]. Однако внутренняя их структура исследована недостаточно. Несмотря на то что Чирынайский массив очень хорошо обнажен, его восточная

часть оказывается непригодной для структурных работ. Невысокие возвышенные участки Чирынайских гор сложены здесь крупноглыбовыми развалами коренных пород, а скальные сооружения представляют собой крупные или гигантские блоки гипербазитов, смещенные или повернутые относительно друг друга. В этом нетрудно убедиться, сопоставляя картину поведения слоистости, сланцеватости и минеральной линейности в отдельных скальных выходах гипербазитов. В основании таких скал прекрасно видны трещины отрыва, заполненные деллювием, или открытые трещины, по которым происходило смещение отдельных блоков гипербазитов. Наблюдение за структурой гипербазитов на большей площади, где была уверенность в том, что мы имеем дело с настоящими коренными обнажениями, а не с их смещенными фрагментами, показывает, что полосчатость в восточной и западной частях массива имеет различную ориентировку. В восточной части массива полосчатость характеризуется в целом северо-восточным простираем с переменным падением на юго-восток и северо-запад с углами от 20 до 70°.

В западной части массива, на территории, прилегающей к руч. Хромитовому, характер обнаженности указывает на отсутствие больших смещений отдельных блоков. И действительно, при картировании этой территории выявляется устойчивое северо-западное простираем полосчатости с углами падения от 30 до 60°. В зоне перехода от северо-западных простираем к северо-восточным, которая располагается примерно в осевой части дугообразного в плане тела Чирынайского массива, составить какое-либо представление о структуре, близкое к реальности, невозможно. На этой полностью обнаженной территории присутствуют лишь деллювиальные крупноглыбовые развалы коренных гипербазитов.

Чирынайский массив представлен гарцбургитами, среди которых в резко подчиненных количествах развиты дуниты. Последние образуют узкие протяженные полосы северо-западного простираем в западной части массива. В восточной части массива из-за характера обнаженности форма распространения дунитов остается неясной. Гарцбургиты и дуниты чрезвычайно похожи по составу на таковые массива горы Красной. Переход между дунитами и гарцбургитами постепенный. В отличие от массива горы Красной для гипербазитов Чирынайского массива характерно обилие жил энстатитов, вебстеритов и клинопироксенитов. По данным Л.Д. Лавровой, температуры кристаллизации гарцбургитов Чирынайского массива составляют 950—1130°С [68]. В западной части массива широко развита минеральная линейность, выраженная в ориентировке хромшпинелидов и пироксенов. Линейность погружается на юг под углами 5—20°. Микроструктурный анализ ориентировок оливинов приведен на рис. 64, Е, Ж, З.

Здесь как в дунитах (Е, Ж), так и в гарцбургитах (З) наблюдаются сходные петроструктурные узоры. Они характеризуются единичными максимумами, расположенными на периферии диаграмм [100], и поясовым распределением на диаграммах [001] и [010]. Структура пород

в шлифах ничем не отличается от таковой в гипербазитах массива горы Красной. Анализ геометрии полос излома позволил выявить системы скольжения $\{0kl\}$ [100] и $[110]$ [001] в обр. *E* и *З*. В образцах выявлена лишь одна система скольжения $\{0kl\}$ [100]. Пространственная ориентировка направления скольжения [100] в оливинах совпадает с ориентировкой отдельных удлиненных зерен оливина. В то же время она сопоставима с минеральной линейностью, выраженной в ориентировке пироксенов и хромшпинелидов.

По сути дела, в Чирынайском массиве вскрывается та же структурная эволюция, что и в гипербазитах горы Красной. Исключение лишь составляет коническая синформа F_2 , которая в Чирынайском массиве не установлена. В Чирынайском массиве, так же как и в массиве горы Красной, выявлены субгоризонтальные субмеридиональные ориентировки оливина с системами трансляции $\{0kl\}$ [100] и субвертикальные $\{110\}$ [001].

Как уже говорилось, Чирынайский массив рассматривается как фрагмент верхнемантийных образований, перемещенных в осевую зону гигантского раздвига палеоокеанической коры. Если ось зоны имеет субширотное направление, то линии течения верхнемантийного материала будут распределяться субгоризонтально в северном и южном направлениях соответственно. Именно эти направления запечатлены в предпочтительных ориентировках решетки оливина с системами трансляции $\{0kl\}$ [100]. Поскольку существуют субвертикальные ориентировки $\{110\}$ [001], можно также предполагать, что подъем твердопластичного материала осуществляется в вертикальном направлении.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУР ТВЕРДОПЛАСТИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ В ФАНЕРОЗОЙСКИХ И ДОКЕМБРИЙСКИХ МАНТИЙНЫХ ПЕРИДОТИТАХ

Мы рассмотрели деформации альпинотипных перидотитов докембрийских зеленокаменных поясов и офиолитовых зон фанерозоя, которые, несмотря на гигантский интервал времени, отделяющий их друг от друга, имеют много общих черт. Выявляются также и отличия.

Обзор литературных данных по структурной истории развития перидотитов фанерозойских офиолитовых зон Альп, Аппалачей, Новой Каледонии, Урала, Саяна и Северо-Востока СССР показывает, что в них присутствуют многофазные остаточные деформации, свидетельствующие о твердопластическом течении этих пород в верхней мантии [101]. Перидотиты этой группы рассматриваются в качестве твердых реститов, в которых устанавливаются различные стадии вещественных преобразований — частичное плавление, метаморфическая дифференциация, метасоматоз и низкотемпературный метаморфизм в присутствии водосодержащего флюида. Все эти процессы происходили во время нахождения перидотитов в верхней мантии и в ходе продвижения их в наиболее верхние горизонты коры.

В зоне Ивреа, в массивах Бальдиссеро, Ланцо (плагноклазовые лерцолиты) и Бальмуццо (шпинелевые лерцолиты) [221] предпочтительные ориентировки оливинов свидетельствуют о деформации их кристаллической структуры по системам (010) [100] и $\{0kl\}$ [100]. При этом линейная ориентировка оливинов по форме зерен совпадает с направлением трансляции [100] и отражает направление перемещения материала, охватывающего кровлю верхней мантии и нижние горизонты коры. Внедрение этих массивов происходит в виде твердопластических диапиров и связывается с надвиганием Южно-Альпийской плиты на породы Пьемонтского бассейна и окраины Европейской плиты.

Подобные структуры отмечаются в перидотитовом массиве Монт-Альберт (дунит-гарцбургитовый тип) Аппалачского офиолитового комплекса и в группе массивов Асбестос и Тетфорд Майнз Квебекского серпентинитового пояса [200, 206]. Отмечается, что все эти массивы представляют собой мантийный материал, поднятый в верхние горизонты в твердофазном состоянии в виде диапиров, а затем перемещенный в виде крупных аллохтонов вместе с другими фрагментами палеоокеанической коры. В гарцбургит-дунитовом массиве Вулкан-Пик и дунитовом массиве Твин Систерз (штаты Орегон, Вашингтон, США) в перидотитах о-ва Новая Каледония (Тихий океан) также отмечаются следы твердопластических деформаций оливинов с системами скольжения $\{0kl\}$ [100] и элементами динамической рекристаллизации, которые осуществлялись в условиях верхней мантии до того, как эти породы были серпентинизированы при перемещении в виде аллохтонных пластин.

На территории СССР в альпинотипных перидотитах Урала (массивы Войкаро-Сыньинский, Средний Крака, Нурали, Рай-Из) различными исследователями [102—104, 123] также выявлены предпочтительные ориентировки оливинов с системами скольжения $\{0kl\}$ [100] и (010) [100]. Такие же ориентировки отмечаются в перидотитах Саяна, юга Восточной Сибири, (Иджимский, Борусский, Биллинский и Шихдахский массивы) [24, 25, 79, 80, 122]. Все эти перидотитовые массивы рассматриваются как фрагменты верхнемантийных образований, выведенные в верхние горизонты в твердом состоянии.

Кроме таких общих особенностей, как присутствие в оливинах систем скольжения $\{0kl\}$ [100], (010) [100] и $\{110\}$ (100) [001] (массив горы Красной, Северо-Восток СССР), во всех альпинотипных перидотитах фанерозоя отмечаются следы динамической рекристаллизации, деформации структуры минералов путем образования полос излома, а также следы дислокационного крипа и в некоторых случаях диффузионной ползучести. Все эти остаточные деформации, запечатленные в структуре главных порообразующих минералов наряду с широко проявленными складчатыми структурами, деформирующими элементы полосчатости перидотитов, уплощенностью, минеральной линейностью и т.д., свидетельствуют о крупномасштабном течении мантийного материала, фрагменты которого сейчас находятся в зонах скучивания фанерозойской палеоокеанической коры. Эти же особенности характерны и для исследованных нами

фанерозойских перидотитов Корякского нагорья Северо-Востока СССР.

Одним из важнейших признаков фанерозойских перидотитов является их постоянная ассоциация с полосчатым габброидным комплексом, дайковым комплексом, базальтами и глубоководными отложениями. Во многих офиолитовых поясах эти разрезы находятся в нарушенном состоянии, что затрудняет их палеореконструкцию. И тем не менее многочисленные данные указывают, что формирование офиолитовой ассоциации связано со спредингом в пределах срединных океанических хребтов либо в областях окраинных океанических бассейнов с последующим скупиванием фрагментов океанической коры и верхней мантии на континентальных окраинах [90, 91, 159, 200].

Была предложена стройная концепция о формировании перидотитов, комплекса полосчатого габбро и базальтов в срединно-океанических хребтах путем подъема и частичного плавления мантийного диапира, возникающего вдоль зоны спрединга [113, 205]. Позднее были уточнены многие детали тектонического режима офиолитовых зон континентальных окраин. Сложилось представление, что поднимающийся диапир приобретает удлинение, согласное с контурами краевой зоны континента, а вышележащий слой полосчатого габбро отжимается в направлении, перпендикулярном удлинению диапира. В результате такого отжимания между полосчатым слоем габброидов и нижележащими ультрабазитами формируется зона тектонического проскальзывания. Именно поэтому во многих офиолитовых разрезах мантийные перидотиты оказываются как бы тектонически разобщенными с габброидным слоем [101, 221]. Какими бы сложными ни были соотношения между членами офиолитового разреза, какими бы противоречивыми ни были современные споры о том, к каким элементам океанических структур следует относить офиолитовые ассоциации фанерозоя — островным дугам, окраинным морям или к зонам срединных хребтов, представления о трехслойной модели коры океанического типа остаются неизменными.

Изучение положения гипербазитов в структуре зеленокаменных поясов докембрия, особенностей их внутреннего строения и сопоставление этих данных с элементами строения офиолитов представляют большой интерес для понимания истории развития раннедокембрийской коры и мантии. Рассмотрим теперь, какими общими чертами характеризуются докембрийские и фанерозойские перидотиты. Исследование докембрийских перидотитов альпинотипного типа, расположенных в пределах зеленокаменных поясов, показало, что они также являются фрагментами мантийных образований с близким набором структурных парагенезисов, что и перидотиты офиолитовых зон фанерозоя. К наиболее общим чертам, несомненно, следует отнести протрузивный способ внедрения как фанерозойских, так и докембрийских перидотитов. Было установлено, что протрузивное выведение докембрийских перидотитов из мантии в более высокие горизонты земной коры контролируется надвигами и сдвига-взбросами. Все элементы твердопластических деформаций,

известные в фанерозойских перидотитах, отмечаются и для перидотитов докембрия. В них также наблюдаются жильные образования, возникшие в результате плавления перидотитов в условиях верхней мантии (жилы бронзитов в массиве Падос-тундра, анатектические дуниты в Парамском массиве [47]). Как было показано, в перидотитовых массивах докембрия присутствуют следы предпочтительных ориентировок оливинов, свидетельствующие о трансляции их кристаллической решетки по системам $\{0kl\}$ [100], (010)[100] и $\{110\}$ (100) [001], подобные таковым в фанерозойских перидотитах. Было установлено, кроме того, что системы скольжения $\{0kl\}$ [100] (010) [100] как в докембрийских, так и в фанерозойских перидотитах характеризуют субгоризонтальное твердопластическое течение мантийного материала в подкоровой литосфере. При этом направление скольжения [100] в кристаллической решетке оливинов отражает направление растекания мантийного материала перпендикулярно осевой зоне Байкало-Витимского зеленокаменного пояса раннего протерозоя. В фанерозойских массивах Северо-Востока СССР (массив горы Красной, Чирынайский массив) предпочтительные ориентировки оливинов $\{0kl\}$ [100] и (010)[100] отражают твердопластическое течение мантийного материала перпендикулярно осевой зоне Майницкого раздвиг фанерозойской палеоокеанической коры. В архейском гипербазитовом массиве Падос-тундра (Кольский полуостров) реконструкция ориентировок оливинов с системами скольжения $\{0kl\}$ [100] относительно осевой части Корватундровского зеленокаменного пояса оказалась невозможной из-за более поздних деформаций.

Системы скольжения $\{110\}$ (100) [001] в оливинах как докембрийских, так и фанерозойских перидотитов (массив горы Красной) отражают стадию деформации, связанную с продвижением мантийных перидотитов в более высокие горизонты коры. Мы связываем развитие таких систем скольжения в оливинах главным образом с деформациями гипербазитов, осуществлявшимися в условиях постепенного остывания этих твердофазных мантийных блоков. Согласно экспериментальным данным, системы скольжения $\{0kl\}$ [100] реализуются при температурах 900—1300°C, в то время как системы скольжения $\{110\}$ (100) [001] формируются при температурах 600—900°C в широком диапазоне давлений и скоростей деформации (см. рис. 27). Эти данные хорошо сопоставимы с оценками температур, рассчитанных независимыми методами по составам равновесных минералов, среди которых присутствовали оливины с системами скольжения $\{0kl\}$ [100] и $\{110\}$ (100) [001] (Парамский массив, массив горы Красной).

В истории деформаций докембрийских и фанерозойских перидотитовых массивов существуют и различия. Первой наиболее очевидной отличительной чертой докембрийских перидотитов является присутствие в них высокотемпературных деформаций мантийного уровня, выраженных в предпочтительных ориентировках оливинов с системами скольжения $\{101\}$ [010]. Такие ориентировки неизвестны для перидотитовых массивов фанерозойских офиолитовых зон. В ус-

ловиях экспериментов системы скольжения {101} [010] в оливинах воспроизводятся довольно редко. Они были получены в нескольких случаях при температурах 1300°С в широком интервале давлений (3—20 кбар) и умеренных темпах деформации [270].

В докембрийских перидотитах установлены деформации оливинов с системами скольжения {101} [010], которые теоретически считаются маловероятными. Этому явлению нет пока ни теоретического, ни экспериментального обоснования. И тем не менее такие системы скольжения чрезвычайно характерны для докембрийских мантийных перидотитов. Возможно, в древней мантии существовали какие-то особые условия деформации, вызывающие скольжение дислокаций в кристаллической решетке оливина в наиболее невыгодных в энергетическом отношении направлениях. Но несомненно, поиски ответов на этот вопрос должны базироваться на экспериментальных данных.

Второй отличительной особенностью докембрийских перидотитов являются особенности их структурного строения, связанные с влиянием деформаций, сопровождающихся коровым метаморфизмом. Хорошо известно, что и фанерозойские перидотиты затронуты метаморфическими изменениями, выраженными в серпентинизации, отальковании и в развитии других низкотемпературных процессов, связанных с участием водного флюида, хотя окружающие их вулканогенные породы не несут следов метаморфических преобразований. Докембрийские перидотиты обычно обнаруживают следы метаморфических изменений того же температурного режима, что и обрамляющие их породы осадочно-вулканогенного комплекса, заполняющие зеленокаменный трог. Так, например, перидотиты Парамского массива метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации совместно с породами келянской серии.

В архейских перидотитах массива Падос-тундра коровый метаморфизм соответствует амфиболитовой—эпидот-амфиболитовой фации. Супракрустальные гнейсы и сланцы, слагающие Корватундровский зеленокаменный пояс, метаморфизованы в тех же условиях. В связи с тем что докембрийские перидотиты были повторно деформированы в условиях корового метаморфизма, их более ранняя история мантийных деформаций часто восстанавливается лишь с помощью реликтовых структур оливинов. Обычно перидотиты докембрия выглядят как массивные, очень свежие породы, которым из-за этой особенности многие исследователи приписывают интрузивный генезис. Однако оливины, рекристаллизованные в условиях корового метаморфизма, всегда ассоциируют с метаморфическими феррихромитами или хромсодержащими магнетитами. Кроме того, перекристаллизованные перидотиты имеют гранобластовые структуры, типичные для метаморфических пород. Обычно перекристаллизация приводит к затусевыванию первичной сильно деформированной в условиях мантии текстуры перидотитов.

Опыт полевых наблюдений автора за текстурно-структурными особенностями докембрийских и фанерозойских перидотитов показывает, что в фанерозойских перидотитах, там, где они не затро-

нуты серпентинизацией, всегда присутствует весьма совершенная минеральная линейность и уплощенность, выраженные в удлинении и уплощенности кристаллов оливинов, пироксенов и хромшпинелидов. Почти все докембрийские массивы, которые удалось наблюдать, характеризуются массивным внешним строением, минеральная линейность и уплощенность в них либо отсутствуют, либо устанавливаются в поле с большим трудом. И лишь только исследование ориентированных шлифов под микроскопом и с помощью Федоровского столика позволяет выявить более раннюю историю мантийных перидотитов, которая оказывается преобразованной в условиях коровых деформаций и метаморфизма. По-видимому, все эти обстоятельства имеют важное методическое значение, так как география докембрийских перидотитов, изученных с точки зрения их структурных особенностей, несомненно должна быть расширена. Ведь только эти породы могут быть источниками сведений о характере тектоники и состоянии вещества в докембрийской мантии.

Третье, самое важное отличие докембрийских перидотитов состоит в том, что в разрезе зеленокаменных поясов они занимают абсолютно другую структурную позицию по отношению к габброидам и вулканитам, чем фанерозойские перидотиты. В пределах наиболее детально изученного нами Байкало-Витимского зеленокаменного пояса раннего протерозоя было установлено более раннее формирование осадочно-вулканогенного комплекса, осадочная часть которого представлена грубообломочными образованиями в ассоциации с карбонатно-железисто-кремнистыми отложениями по отношению к габброидам и перидотитам. Вулканические породы представлены базальт-риодацитово-контрастной серией. Тела габброидов прорывают осадочно-вулканогенные породы, они представляют собой промежуточные магматические камеры либо слагают центральные части палеовулканических построек, в которых обнаруживаются постепенные переходы к излившимся образованиям [43]. Мантийные перидотиты, несущие в себе следы неоднократных высокотемпературных деформаций, перемещаются в верхние горизонты в виде протрузий после того, как осадочно-вулканогенные образования и прорывающие их габброиды были метаморфизованы и смяты в складки на стадии сжатия зеленокаменного пояса. Очевидно, что такая последовательность формирования осадочно-вулканогенных и плутонических образований в зеленокаменных поясах исключает их сходство с ассоциацией пород, представляющих настоящие псевдостратифицированные офиолитовые разрезы.

Некоторые исследователи считали, что разрезы Байкало-Витимского зеленокаменного пояса сопоставимы с настоящими офиолитами. Их представления базировались на том, что в западной части Байкало-Витимского зеленокаменного пояса в районе Северного Прибайкалья якобы присутствует непрерывный трехчленный разрез пород офиолитовой ассоциации: перидотиты, габбро и базальты [60, 61]. Кроме того, приводились данные, что в том же районе в устье р. Слюдянки развит олистостромовый комплекс [22]. Детальные структурно-петрографические исследования, проведенные нами в этих

районах, не подтвердили этих взглядов. В начале этой главы и в более ранних публикациях [42, 47] было показано, что офиолитовый разрез в этом районе был выделен ошибочно. К комплексу мантийных перидотитов были отнесены высокожелезистые перидотиты, слагающие единый габбро-перидотитовый Слюдянский массив, в то время как к комплексу базальтов, которые якобы непрерывно наращивали офиолитовый разрез, были отнесены амфиболиты, представляющие собой динамометаморфические сланцы и бластомилониты апогабброидной природы. Олистостромовые образования в районе Северного Прибайкалья также не были нами подтверждены.

Детальный структурный анализ показал, что блоки метагабброидов, которые предлагалось рассматривать как олистолиты [22], залегающие в зоне локального надвига, представляют собой тектонические линзы, фрагменты автохтонных пород, тектонически "перемешанные" с осадочно-вулканогенными породами аллохтона. Надвиговый контакт между Слюдянским габбро-перидотитовым массивом и осадочно-вулканогенными образованиями имеет локальный характер и связан с коровым метаморфизмом, охватывающим не только породы Байкало-Витимского зеленокаменного пояса, но и обрамляющие его комплексы.

В лопийских зеленокаменных поясах Кольского полуострова — Корватундровском, Оленегорском, Колмозеро-Вороньинском, Петцордынском и Лисьегорском — также отсутствуют настоящие псевдостратифицированные разрезы, сопоставимые с фанерозойскими офиолитами. Многие из этих поясов сейчас представляют собой узкие структурные швы, вдоль которых происходило разлинзование и разобщение единого пояса на серию отдельных тектонических линз под контролем более поздних сдвигов. В результате этого внутренняя структура лопийских зеленокаменных поясов Кольского полуострова оказывается чрезвычайно сложной. Многие типы пород приобретают вторичное рассланцевание, в результате которого почти все контакты между разновидностями вулканогенных, осадочных и плутонических пород становятся параллельными. Это осложняет реставрацию внутренней структуры зеленокаменных поясов и порождает многочисленные споры между исследователями. Однако, несмотря на эти неизбежные для архейских комплексов проблемы, существуют и бесспорные факты. К ним можно отнести присутствие коматиитовых лав, установленных в лопийском зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья [21], магматическую природу габбро-норитов и лабрадоритов Волчье-Лосевых тундр Главного хребта [51, 121], которые приурочены к краевой части Оленегорского зеленокаменного пояса, и протрузивное внедрение мантийных перидотитов в разрезы Корватундровского пояса. Кроме того, в разрезах лопийских зеленокаменных поясов Кольского полуострова среди вулканитов выделяются также дацитовые и риодацитовые разновидности (Лисьегорский, Колмозеро-Вороньинский и Оленегорский пояса).

Таким образом, анализ данных показывает, что разрезы зеленокаменных поясов раннего докембрия характеризуются совсем другим строением, чем фанерозойские офиолитовые зоны. Одной из важ-

нейших особенностей зеленокаменных поясов докембрия является отсутствие в них псевдостратифицированных разрезов офиолитового типа. В то же время в них присутствуют фрагменты мантийных гипербазитов, внедрившихся на стадии сжатия зеленокаменных поясов, сопровождающегося региональным метаморфизмом.

Анализ геодинамических обстановок докембрийских зеленокаменных поясов, в частности Байкало-Витимского, раннего протерозоя, приведенный в серии работ В.С. Федоровского [111], А.Ф. Грачева, В.С. Федоровского [31, 32], показывает, что эти древнейшие "протоокеанические" структуры формируются в режиме рифтогенеза. Структура исследованных предпочтительных ориентировок мантийных перидотитов находится в соответствии с ориентировкой оси Байкало-Витимского пояса. Структуры высокотемпературного твердопластического течения в перидотитах, слагавших верхние горизонты аномальной мантии, ориентированы в субширотном направлении перпендикулярно оси Байкало-Витимского пояса. Именно такие ориентировки течения мантийного материала характеризуют зоны аномальной мантии в современных континентальных рифтах [28, 206].

Вместе с тем хорошо известно поразительно малое количество мантийных перидотитов среди архейских зеленокаменных поясов. Если в пределах Байкало-Витимского зеленокаменного пояса раннего протерозоя отмечаются четыре крупных выхода мантийных перидотитов — Шаманский, Парамский, Келянский и группа Молодежинских массивов, то среди лопийских зеленокаменных поясов Кольского полуострова такие находки единичны. По-видимому, это явление можно объяснить тем, что докембрийские рифтовые структуры, образовывавшиеся путем расколов протоконтинентальной коры, не достигали границы аномальной мантии, а выклинивались в коровых горизонтах. Расплавы, которые генерировала аномальная мантия, заполняли рифтовый трог, проникая к поверхности через серии трещин, образующихся в утоненном коровом горизонте в ходе растяжения. Часть расплавов не достигала поверхности и кристаллизовалась в промежуточных камерах в виде отдельных интрузивных тел. Излияние лавовых потоков внутри древних рифтов осуществлялось периодически и сменялось многократными накоплениями грубообломочного материала, транспортируемого с бортов рифта. Происходило также накопление кремнисто-железистых отложений, типичных для многих докембрийских зеленокаменных поясов.

Как было показано В.С. Федоровским [111], режим рифтогенеза охватывал только раннюю стадию заложения зеленокаменных поясов. Более поздняя стадия их развития осуществлялась в режиме сжатия. В это время осадочно-вулканогенные образования, насыщенные интрузиями габбро и габбро-перидотитов, подвергаются коровому метаморфизму и складчатости. В Байкало-Витимском поясе раннего протерозоя и в Корватундровском поясе архея мантийные перидотиты "выдавливаются" в виде твердых блоков в верхние горизонты на заключительной стадии сжатия зеленокаменных поясов.

На границе докембрийской протоконтинентальной коры и ано-

мальной мантии, которая соответствует границе М, в эпоху сжатия происходит скучивание материала, неизбежно ведущее к его перераспределению. Вдоль зон активных сдвига-надвиговых поверхностей, контролирующих твердопластическое течение материала в аномальной мантии, происходит отрыв ее отдельных блоков и выдавливание в более верхние горизонты. В Байкало-Витимском поясе этот процесс коррелируется сдвиго-взбросовой деформацией, а в Корватундровском поясе они продвигаются в виде аллохтонных пластин, в подошве которых происходит тектоническое перемешивание перidotитов с коровыми гнейсами. По-видимому, не случайно также и то, что эти мантийные блоки оказываются почти всегда размещенными в краевых частях зеленокаменных поясов. Именно эти зоны являются областями высокой структурной анизотропии вследствие резко различных реологических свойств пород, выполняющих пояс и обрамляющих его. В процессе продвижения перidotитовых блоков из зоны аномальной мантии происходят их метаморфизм и повторная деформация, которые запечатлеваются в структурах их главных породообразующих минералов в виде складчатых деформаций и зон вторичного рассланцевания.

Таким образом, анализ истории деформации докембрийских "альпинотипных" перidotитов, их позиция в структуре зеленокаменных поясов и соотношения с вулканитами и габброидами показывает, что в докембрийское время не происходит формирования трехслойного офиолитового разреза, который характеризует современную кору океанического типа. Этот вывод имеет большие геологические следствия и раскрывает особую историю эволюции протоконтинентальной коры на ранних стадиях развития Земли. Он неизбежно ставит вопросы: чем контролируются процессы формирования расслоенности верхнемантийных горизонтов на гипербазит-габбро-базальтовую составляющую и по какой причине такого расслоения не происходит в раннедокембрийскую эпоху?

ДЕФОРМАЦИИ МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТОВ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ГЛУБИННОМУ СТРОЕНИЮ ПОДКОРОВОЙ ЛИТОСФЕРЫ

ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА КСЕНОЛИТОВ

Единственным источником данных о составе и строении вещества в недрах Земли являются ультраосновные ксенолиты в щелочных лавах, которые широко распространены в областях новейшего вулканизма в пределах континентальных рифтов и областей предрифтового развития. Ксенолиты перидотитов широко развиты также среди кимберлитов в трубках взрыва. Многочисленные петрологические и структурные исследования ксенолитов привели геологов к единодушному мнению, что ксенолиты перидотитов, включенные в базальтовые лавы и кимберлиты, представляют собой образцы мантийных пород, вынесенные на поверхность с глубин 30—200 км [107, 117, 142, 174, 214, 221].

Обычно для ультраосновных ксенолитов из базальтов и кимберлитов характерны как деформационные структуры, так и структуры рекристаллизации, подобные структурам деформированных метаморфических пород. Очень редко среди ксенолитов из базальтов отмечались образцы с кумулятивными текстурами, которые служили указанием на их формирование в магматических камерах. Эти редкие находки породили обширные дискуссии о том, что деформационные структуры перидотитовых ксенолитов вторичные, наложенные на кумулятивные текстуры, образованные во время нахождения ксенолитов в базальтовой магме или в кимберлитах. Но после того, как были рассмотрены параметры относительной вязкости магмы ($\eta = 10^5 \Pi$) и твердых перидотитов ($\eta = 10^{24} \Pi$), споры о происхождении деформационных структур ксенолитов за счет воздействия на них магмы были исчерпаны [221]. Были проведены экспериментальные работы по изучению влияния высокотемпературного отжига на внутреннюю структуру ксенолитов; было выявлено лишь незначительное изменение общей плотности дислокаций и образование рекристаллизованных зерен с малоугловыми границами. Для определения влияния расплава на состав и структуру ксенолитов нами проведены специальные исследования [27], в результате которых было установлено, что воздействию магмы подвержена только краевая зона ксенолита шириной около 1 см. Центральные части образцов ксенолитов не несут следов таких изменений.

Таким образом, ксенолиты являются почти не измененными магмой образцами и изучение их структур предусматривает прямую оценку процессов, происходящих в мантии. В то же время результаты структурных и вещественных исследований ксенолитов не могут быть перенесены на всю земную мантию. Ксенолиты характеризуют только аномальную мантию, где происходит рождение маг-

мы. Нормальная мантия не может быть охарактеризована с помощью ксенолитов.

Деформационные структуры ксенолитов обнаруживают много общего со структурами массивов альпинотипных перидотитов офиолитовых зон фанерозоя и зеленокаменных поясов докембрия. Но, поскольку ксенолиты почти не затронуты более поздними коровыми деформациями, они являются уникальными природными эталонами деформаций, происходящих в аномальной мантии. Благодаря этим свойствам их можно использовать как эталонные образцы для выявления и разбраковки мантийных и коровых деформаций в перидотитовых массивах разного возраста, выведенных на поверхность тектоническими процессами. Кроме того, в последнее время ксенолиты широко используются для объяснения азимутальной сейсмической анизотропии литосферы. Геофизическое значение ксенолитов велико из-за особенностей анизотропии физических, в том числе и упругих свойств, оливинов, которые являются наиболее распространенными минералами в мантийных породах.

В этой главе мы рассмотрим результаты комплексного изучения перидотитовых ксенолитов из щелочных базальтов Центральной Европы, развитых в районе Паннонского бассейна и Богемского массива. Здесь также будет показана связь предпочтительных ориентировок оливинов с анизотропией их упругих свойств и значение этих данных для интерпретации сейсмической анизотропии Карпато-Балканского региона. Работы по изучению состава, структуры и упругих свойств мантийных ксенолитов были выполнены коллективом геологов и геофизиков ИЛС АН СССР, ИФЗ АН СССР, ЛГУ под руководством А.Ф. Грачева в рамках национального проекта "Ксенолит". Структурные исследования ксенолитов были выполнены автором.

Элементы микростроения ксенолитов. Нами было изучено более чем 60 ксенолитов из щелочных базальтов Богемского массива и Паннонского бассейна. Места взятия образцов отмечены на рис. 66. Несколько наиболее типичных образцов были изучены детально в методических целях. Поскольку в образцах ксенолитов не всегда хорошо выражены такие текстурные элементы, как уплощенность и линейность минералов, в качестве структурного репера была выбрана длинная ось ксенолитов. Один из ксенолитов СН-1, который затем служил нам опорным образцом с методической точки зрения, был разрезан на две параллельные пластинки в сечении, перпендикулярном длинной оси ксенолита (рис. 67). Из этих пластинок было вырезано по 7 кубиков, из которых в ортогональных направлениях было изготовлено 27 шлифов, закрепленных на эпоксидной смоле, что позволило изучать одновременно состав одних и тех же минералов на микрозонде и их предпочтительную ориентировку с помощью Федоровского столика. Шлифы были замаркированы стрелкой относительно длинной оси ксенолита. Остатки замаркированных кубиков были использованы для изготовления цилиндрических образцов, по которым изучались упругие свойства ксенолитов. Остатки материала кубиков, после выпиливания из них цилиндров,

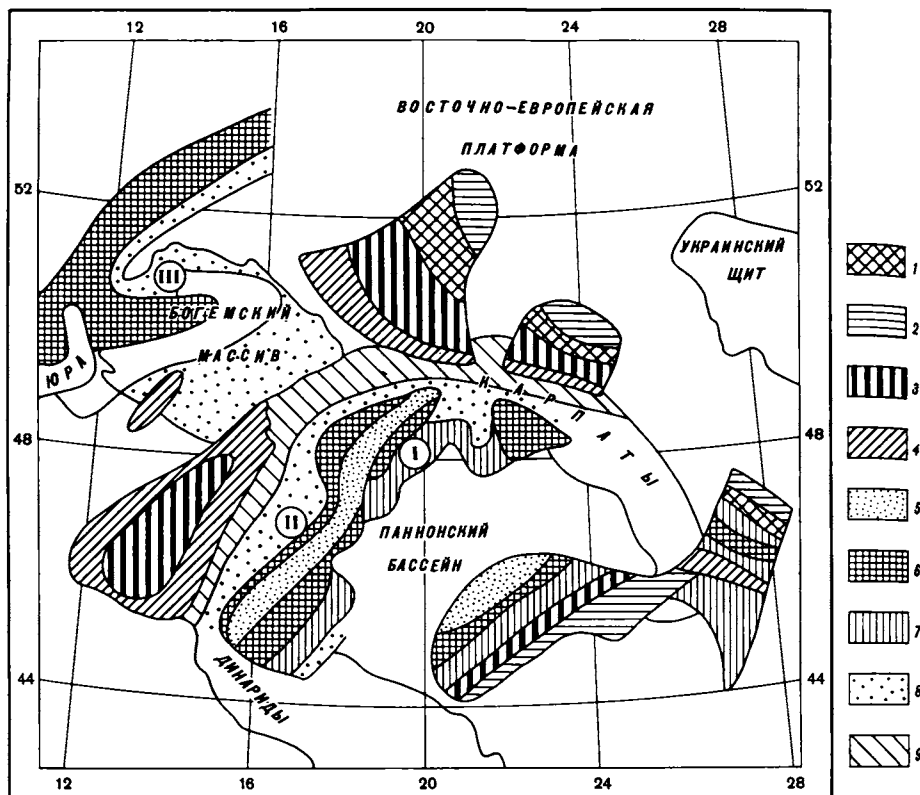


Рис. 66. Упрощенная схема азимутальной сейсмической анизотропии литосферы Центральной Европы [130]

Шкала 1—9 соответствует шагу 0,2 с времен запаздывания *P*-волн относительно стандартного годографа: 1—4 — высокоскоростная мантия (области отрицательных значений); 5—9 — низкоскоростная мантия (области положительных значений). I—III — места взятия образцов ксенолитов

были использованы для геохимического и изотопного анализов. Для того чтобы выявить влияние базальтового расплава на состав ксенолита СН-1, было сделано более 1000 анализов оливинов, пироксенов и хромшпинелидов, показавших, что лишь краевая зона ксенолита шириной 1 см подвержена влиянию базальтовой магмы [27, 28].

Все исследованные нами ксенолиты представлены шпинелевыми лерцолитами. Как было показано ранее, изученные ксенолиты из Центральной Европы характеризуются модальным составом, типичным для ксенолитов шпинелевых лерцолитов из базальтов рифтовых зон [27, 28, 171].

Микростроение ксенолитов. Во всех образцах исследованных ксенолитов присутствуют следы остаточных деформаций, свидетельствующие о высокотемпературном твердопластическом течении: это искривленные границы зерен главных породообразующих минералов, структуры полос излома, предпочтительные ориентировки оли-

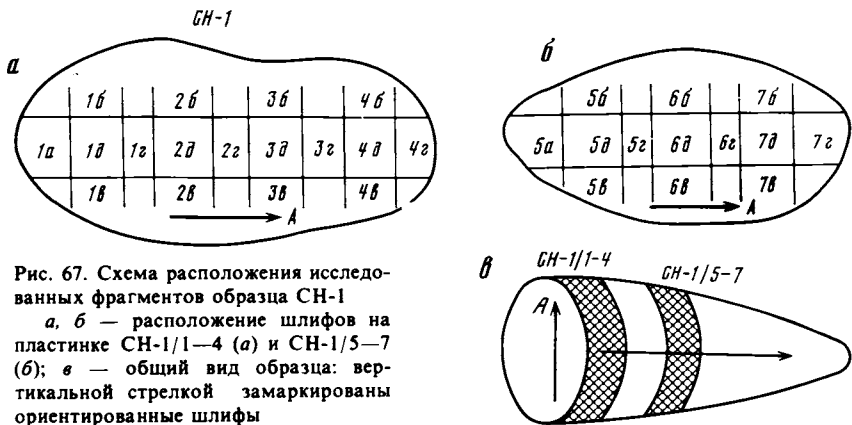


Рис. 67. Схема расположения исследованных фрагментов образца СН-1

а, б — расположение шлифов на пластинке СН-1/1—4 (а) и СН-1/5—7 (б); в — общий вид образца: вертикальной стрелкой замаркированы ориентированные шлифы

вина и пироксена, присутствие необласт оливина, сформировавшихся в ходе динамической рекристаллизации.

Для ксенолитов из района Богемского массива (обр. СН-1, СН-25, СН-26) в шлифах отмечается слабая уплощенность хромшпинелидов и отдельных зерен оливинов. В целом структура этих ксенолитов может быть определена как протогранулярная с элементами порфиорокластической. В ксенолитах этой группы установлены две генерации оливинов. Оливин-I представлен крупными зернами, размеры которых варьируют от 3,6 до 9,1 мм. Границы их плавные, иногда наблюдаются глубокие "залиты" и "выступы". Такие очертания отмечаются обычно в местах контакта крупных зерен оливина-I с мелкими зернами второй генерации (рис. 68). В оливинах-I отмечаются единичные полосы излома, ориентированные перпендикулярно к направлению удлинения зерен.

Оливины-II представлены мелкими зернами размером 0,3—2,5 мм, реже — 2,5—3,6 мм (см. рис. 68). Оливины второй генерации не несут следов деформации. Среди оливинов-II никогда не отмечалось полос излома, границы зерен чистые, близкие к полигональным.

Для группы ксенолитов из района Паннонского бассейна (обр. V-10/1, V-10/2, V-5/1) отмечается довольно ясная уплощенность (S₁), представленная в разной степени вытянутыми зернами оливинов и хромшпинелидов (рис. 69). Содержание хромшпинелидов и пироксенов здесь составляет 1—3 и 5—10% соответственно. Структура ксенолитов порфиорокластическая с реликтами протогранулярной. Уже первый просмотр шлифов показал, что ксенолиты этой группы являются более деформированными по сравнению с ксенолитами из района Богемского массива.

Среди оливинов выделяются более крупные сильно деформированные зерна исходной матрицы (оливины-II) и более мелкозернистые образования — оливины-II. Оливин-I характеризуется изометричной иногда слегка удлиненной формой. Размеры их варьируют от 1,8 до 4,5 мм. В оливинах-I отмечаются полосы излома, границы которых расположены перпендикулярно к направлению удлинения

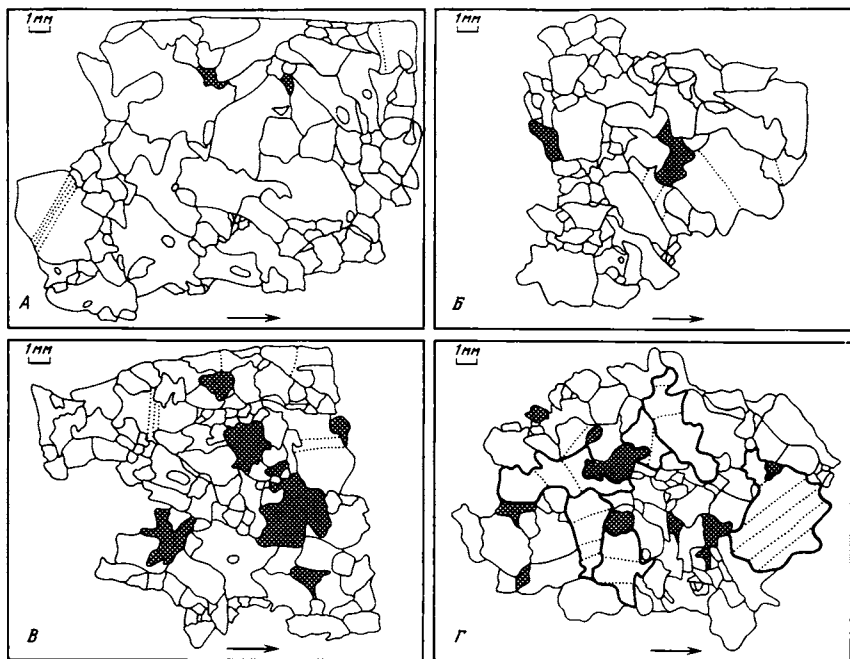


Рис. 68. Характер микростроения ксенолитов Богемского массива (рисунок по фотографиям шлифов)

Условные обозначения те же, что на рис. 69

зерен. Границы зерен оливинов-I плавно искривлены, иногда они приобретают "ступенчатую" форму. На периферии крупных зерен оливина-I в области развития таких границ локализуются более мелкие зерна оливина-II, имеющего размеры 0,2—1,2 мм.

Предпочтительные ориентировки оливинов из ксенолитов. Петроструктурные узоры осей индикатрисы оливинов из ксенолитов Богемского массива и Паннонского бассейна даны на рис. 70 и 71. Диаграммы А—Е (рис. 70) представляют ориентировки оливинов из одного ксенолита (СН-1) в шлифах, вырезанных параллельно друг другу в сечении, перпендикулярном длинной оси ксенолита. В целом можно сказать, что в этом направлении образец характеризуется структурной однородностью, выраженной в закономерном расположении осей индикатрисы во всех шлифах. Диаграммы распределения [100] обнаруживают компактные максимумы, концентрирующиеся на периферии диаграммы. Вокруг главных максимумов наблюдаются небольшие области рассеивания, которые формируются рекристаллизованными необластами. Часть точек, дающих единичные мелкие поля, отражает, по-видимому, беспорядочные ориентировки новообразованных зерен оливина, сформировавшихся в процессе горячего отжига, который был вызван влиянием базальтовой лавы во время выноса ксенолита наверх.

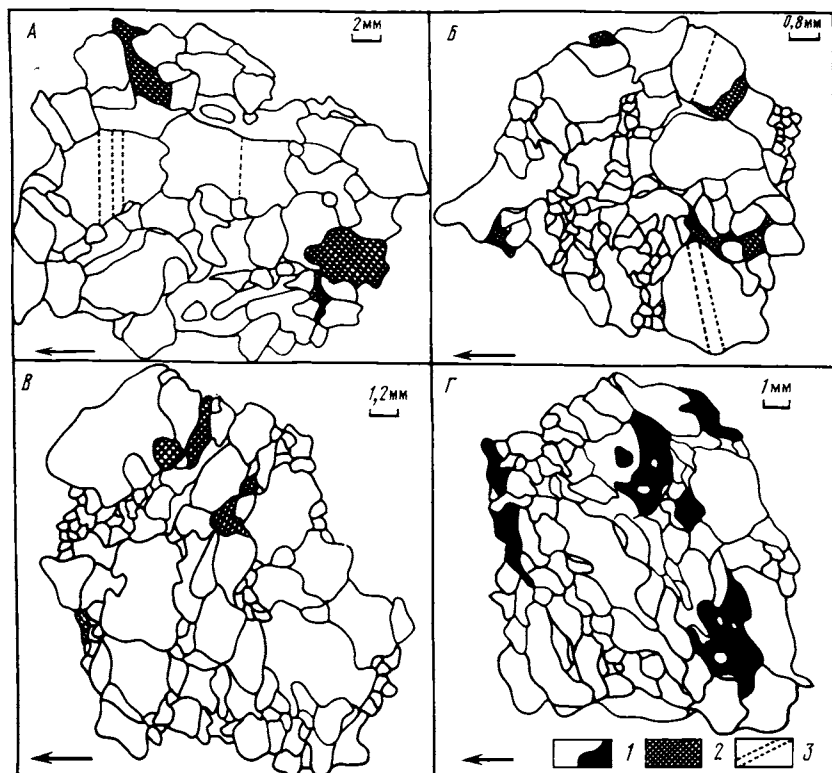
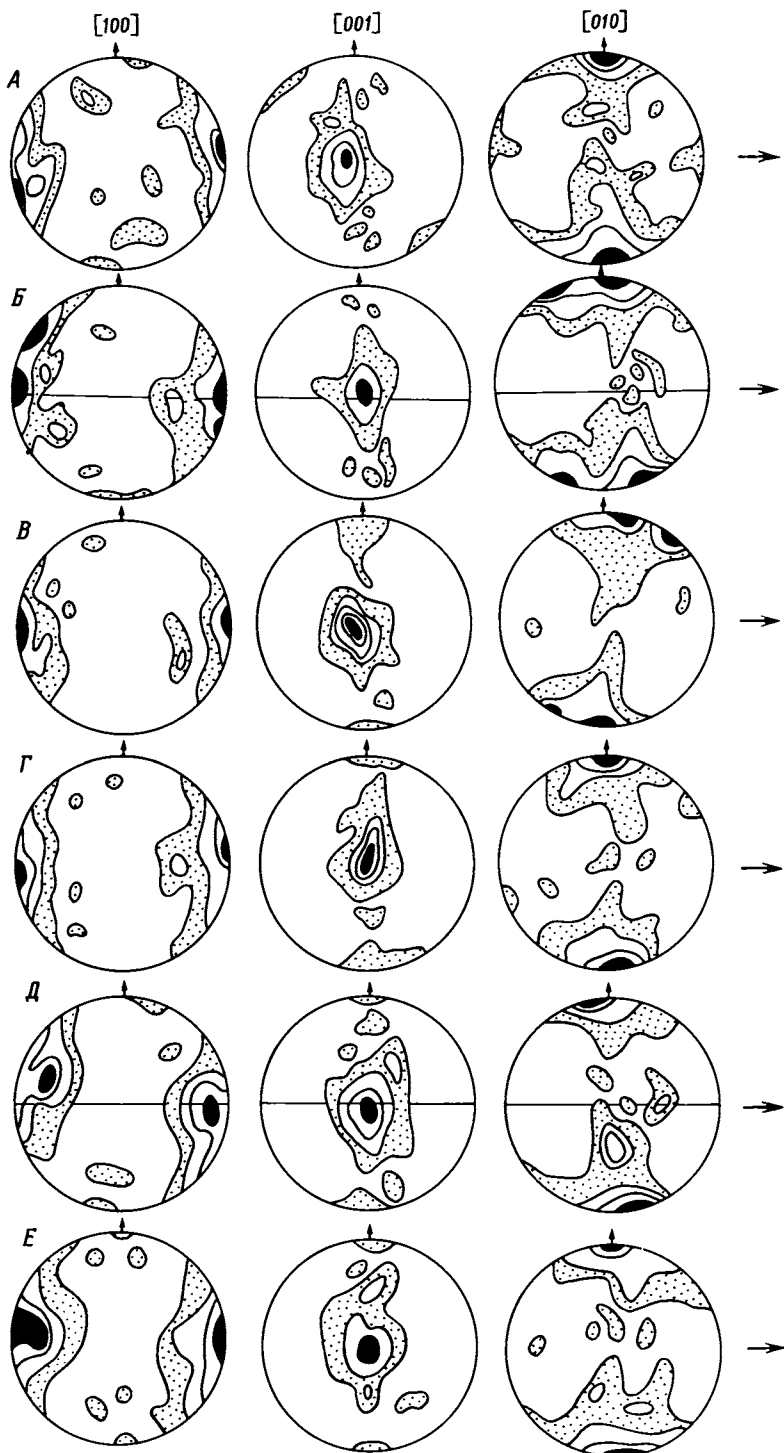


Рис. 69. Характер микростроения ксенолитов Паннонского бассейна (рисунок по фотографиям шлифов)

1 — оливины (белое) и хромшпинелиды (черное); 2 — ортопироксены; 3 — границы полос излома

На диаграммах $[001]$ и $[010]$ можно также наблюдать сильные максимумы, сосредоточенные в центре диаграммы $[001]$ и на большой дуге плоскости проекции диаграммы $[010]$. Но в то же время на диаграммах как $[001]$, так и $[010]$ часть точек дает рассеивание, указывающее на тенденцию к образованию поясов, ориентированных нормально к главным максимумам осей $[100]$. В обр. СН-1 наблюдалась слабо видимая уплощенность, расположенная нормально к короткой оси ксенолита. В плоскости уплощенности располагаются оси $[100]$ крупных, слегка удлинённых в направлении средней оси ксенолита оливинов. Оси $[001]$ таких оливинов также лежат в плоскости уплощенности, но ориентированы в направлении удлинения ксенолита. Как будет показано ниже, в оливинах обр. СН-1 установлены системы скольжения $\{0kl\} [100]$. Согласно этому, пояса рассеивания точек на диаграммах $[001]$ и $[010]$ должны бы оказаться более резко выраженными, чем это можно увидеть на диаграммах. Но, по-видимому, мы имеем дело с тем случаем, когда из всего семейства плоскостей $\{0kl\}$ скольжение было более активным по плос-



кости (010) в направлении [100]. Именно этим частным случаем скольжения в системе $\{0kl\}$ [100] можно объяснить высокую концентрацию точек в центре диаграммы [001], максимумы которой вместе с максимумами на диаграммах [100] и [010] создают картину, близкую к осевой симметрии.

Кроме обр. СН-1, коллекция ксенолитов из Богемского массива представлена еще двумя обр. СН-25 и СН-26; диаграммы микроструктурного анализа оливинов приведены на рис. 71, А, Б. Картина распределения осей индикатрис оливинов здесь похожа на таковую в обр. СН-1. Диаграммы ориентировок оливинов из ксенолитов Паннонского бассейна представлены на рис. 71, В—Е. В этих образцах наблюдалась хорошая уплощенность (S_1), выраженная в ориентировке хромшпинелидов и оливинов. Оси [100] лежат в плоскости уплощенности и расположены под небольшим углом к линейности. В плоскости уплощенности располагаются также главные максимумы [001], в то время как [010] создает максимумы, перпендикулярно расположенные к плоскости уплощенности. На диаграммах [001] и [010], так же как и в образцах из Богемского массива, обнаруживается тенденция к созданию поясового узора, в котором дуга пояса располагается перпендикулярно к плоскости уплощенности.

Во всех шлифах присутствуют полосы излома, которые отмечаются только в крупных деформированных зернах оливинов-1. Во всех шлифах рядом с плоскостью границы полосы излома устанавливается выход осей [010] и [001]. Оси [100], лежащие в плоскости скольжения, отражают направление, относительно которого осуществлялось внутрикристаллическое скольжение. Анализ геометрии полос излома позволяет установить системы скольжения $\{0kl\}$ [100].

Согласно экспериментальным данным, системы скольжения в оливине $\{0kl\}$ [100] становятся активными при температуре 900—1250°С. Эти данные хорошо согласуются с температурами, рассчитанными по составам равновесных моноклинных и ромбических пироксенов в изученных ксенолитах. Модальные значения температур равновесия для ксенолитов Паннонского бассейна составляют 1050°С, для ксенолитов Богемского массива — 1150°С [27]. Процесс внутрикристаллической трансляции оливинов сопровождается динамической рекристаллизацией с образованием мелких необласт оливина-II. Оливины-II имеют близкие ориентировки с оливинами-I, создавая незначительные поля рассеивания на диаграммах [100] и [010]. Характер границ зерен оливинов-I указывает на присутствие следов миграции границ зерен. В крупных зернах оливина отмечаются субзеренные

Рис. 70. Диаграммы ориентировки осей индикатрисы оливинов в обр. СН-1 в сечении, перпендикулярном к длинной оси ксенолита

Нижняя полусфера сетки Вульфа, в каждом шлифе по 100 замеров. Изолинии, в %: А — 1-2-5-6, 1-5-10-14, 1-4-6-9; Б — 1-5-7, 1-7-15, 1-2-4-8; В — 1-2-10, 1-3-7-13-17, 1-8-13; Г — 1-4-5-7, 1-4-6-29, 1-4-5-8; Д — 1-2-3-5, 1-5-8-15, 1-2-6-8; Е — 1-4-5-8, 1-3-7, 1-6-11-14

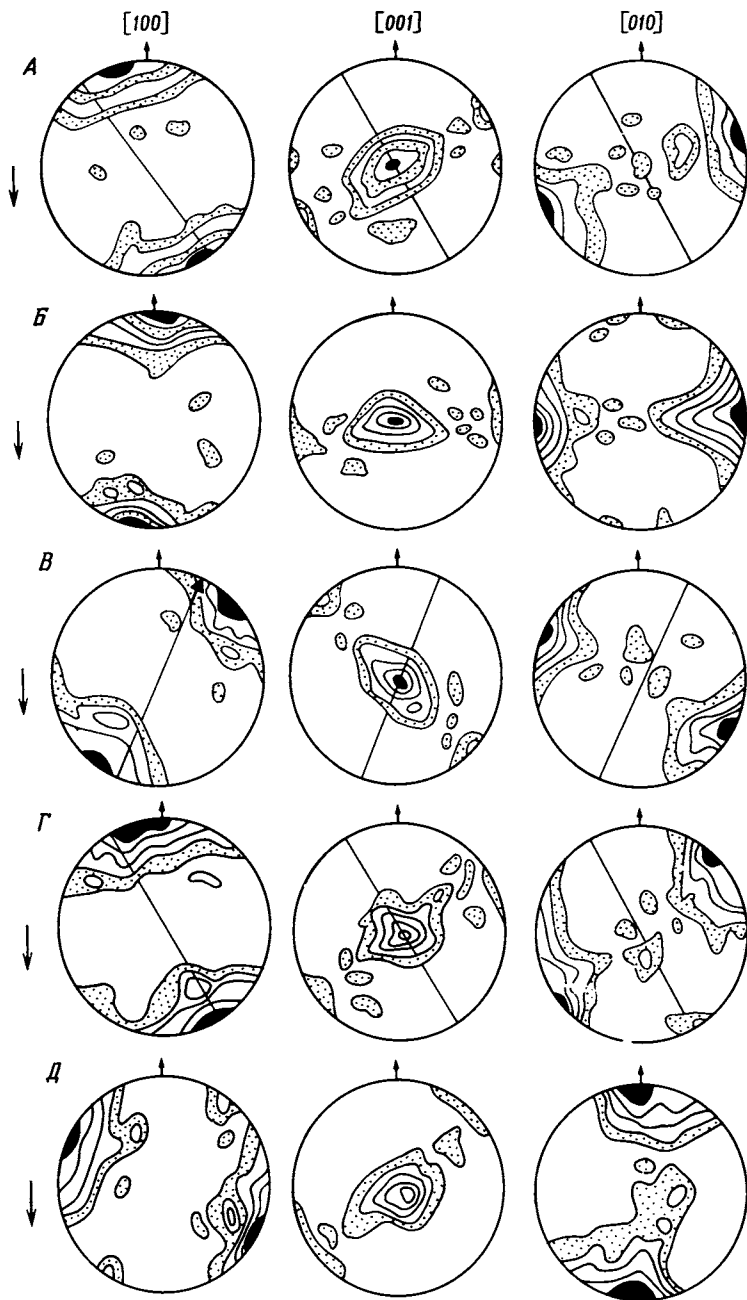


Рис. 71. Диаграммы ориентировки осей индикатрисы оливина

А — обр. СН-25; Б — СН-25; В — V-10/1; Г — V-10/2; Д — обр. V-5/1. Диаграммы построены по 100 замерам на нижней полусфере сетки Вульфа. Изолинии, в %: А — 1-2-4-5-8, 1-3-6-7-15, 1-4-5-8; Б — 1-2-3-4-5-9, 1-2-4-6-20, 1-2-4-6-8-9; В — 1-3-5-8, 1-3-4-5-7, 1-2-3-5-6; Г — 1-4-7-9-12, 1-3-6-8-15, 1-2-3-4-5; Д — 1-4-6-7-12, 1-3-6-10-20, 1-2-4-5-7

структуры. Степень рекристаллизации изученных образцов не превышает 10—20%.

Связь элементов микростроения с формой ксенолитов. То, что глубинные ксенолиты характеризуются упорядоченными структурами слагающих их минералов — оливинов и пироксенов, известно давно. Однако до сих пор не было ясно, существует ли связь между внутренней структурой ксенолитов и их формой. Наблюдение за формой ксенолитов шпинелевых лерцолитов Центральной Европы показало, что среди них встречаются идеальные эллипсоидные удлиненно-угловатые и дисковидные ксенолиты. Максимальные размеры ксенолитов по длинной оси не превышают 20 см, а по короткой — 5—6 см. В то же время отмечается, что ксенолитам Паннонского бассейна свойственны более мелкие размеры, чем для ксенолитов из Богемского массива.

Тщательный анализ конфигурации ксенолитов показывает, что среди них преобладают ксенолиты удлиненной формы, напоминающие сплюснутый эллипсоид. Наблюдение за поперечными срезами, сделанными перпендикулярно к направлению длинной оси ксенолитов, позволило выделить ромбовидные и эллипсоидные сечения. Среди ксенолитов с ромбовидными сечениями наблюдались разности, острые углы у которых были сглажены. Эти формы можно отнести к промежуточным между собственно эллипсоидными и ромбовидными разновидностями.

Такая закономерная смена формы ксенолитов, наличие промежуточных разностей между двумя крайними геометрическими формами — ромбовидной и эллипсоидной — позволяет предположить их тектоническую природу. Одним из наиболее распространенных типов деформаций, который часто приводит к образованию тел ромбовидной и эллипсоидальной формы, является сдвиг и пластическое течение в сочетании со сдвигом.

Процесс разобщения единых "пластов" в метаморфических комплексах в условиях пластического сдвига, сопровождающегося вращением, имеет теоретическое обоснование [234, 235]. Тектоническая природа "ксенолитоподобных" фрагментов уже неоднократно рассматривалась нами на примере коровых пород.

В случае с мантийными ксенолитами важно решение вопроса о влиянии магматического расплава, который транспортирует ксенолиты наверх, на их форму. Наши исследования одного из ксенолитов (СН-1) из района Богемского массива показали, что магма не оказывает значительного влияния на внутреннюю структуру ксенолита. Отсутствуют также следы магматического воздействия на форму ксенолита. Все эти данные наряду с анализом морфологии ксенолитов позволяют предполагать, что их форма уже была predetermined структурной анизотропией мантийного материала под контролем тектонических процессов, протекавших в аномальной мантии.

При изучении ксенолита СН-1, обладающего хорошо выраженной эллипсоидальной формой, было отмечено, что параллельно направлению его удлинения были ориентированы оси [001] деформированного оливина (рис. 72). Такая же закономерность отмечается

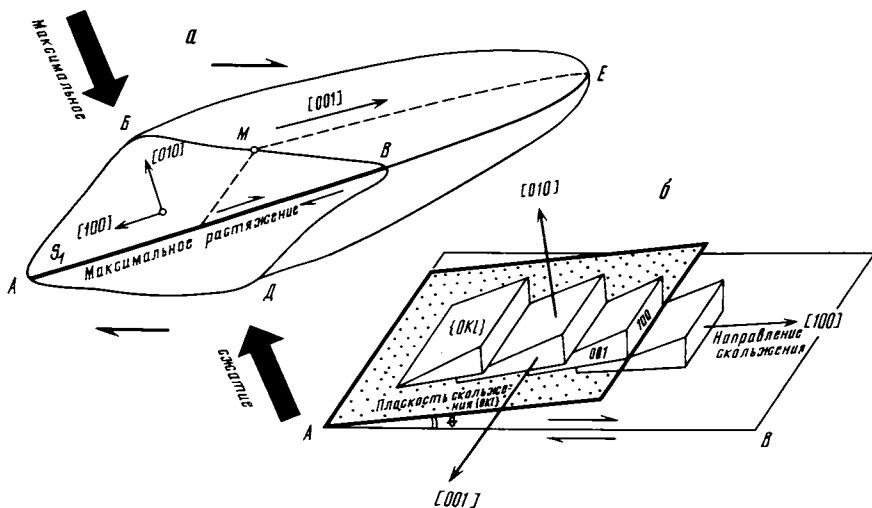


Рис. 72. Соотношение между внутренней структурой ксенолита и его формой

для других ксенолитов Центральной Европы. В ксенолитах Богемского массива не отмечено хорошей уплощенности породообразующих минералов, лишь отдельные зерна оливинов и хромшпинелидов обнаруживали слабую тенденцию к удлинению в направлении $[100]$ (ксенолит СН-1). В ксенолитах Паннонского бассейна отмечена хорошая плоскостная текстура (S_1), которая располагается в направлении AB (рис. 72,а).

Микроструктурный анализ показал, что оси деформированного оливина $[010]$ расположены перпендикулярно плоскости уплощенности, в которой располагаются $[100]$ и $[001]$. Оси $[001]$ оливина параллельны направлению удлинения ксенолита ME (см. рис. 72,а). С помощью анализа геометрии полос излома установлено, что скольжение в оливинах осуществлялось по $[100]$, что соответствует линии AB на рис. 72,а. Плоскостями активного скольжения в оливине в данном случае оказались плоскости $\{0kl\}$. На рис. 72,б приведена упрощенная модель скольжения оливина по одной из плоскостей семейства $\{0kl\}$. Из рисунка видно, что чем меньшим значением характеризуется угол θ , тем более совершенной оказывается плоскостная текстура ксенолита. Иными словами, чем ближе плоскость активного скольжения оливина расположена к направлению максимального растяжения в ксенолите (направление AB), тем более вытянутым может оказаться ксенолит в направлении AB и более уплощенным — в направлении BD . Именно направление BD совпадает с осью максимального укорочения материала, а параллельно ему располагаются оси $[010]$ деформированных оливинов.

Таким образом, микроструктурные ориентировки деформированного оливина полностью объясняют геометрию формы ксенолитов. Напротив, остается неясным, существует ли связь между на-

правлением скольжения в оливинах и ориентировкой длинной оси ксенолита. В нашем случае удлинение ксенолитов и главные максимумы осей [001] оливинов взаимопараллельны. Однако системы скольжения оливина, которые осуществлялись бы в направлении [001], нами установлены не были.

Тем не менее в литературе описаны ориентировки оливинов из мантийных ксенолитов, которые сформировались путем скольжения по системе {110} [001] [116]. Но, к сожалению, в этих работах не обращалось внимание на форму ксенолитов и на выявление взаимосвязи между формой ксенолита и его микростроением.

В целом же можно уже сейчас предположить, что не всегда с длинной осью ксенолита будет связано направление [001] в деформированном оливине. Скорее всего, с длинной осью ксенолита должны совпадать направления [100] при системе скольжения $\{0kl\}$ [100] или [001] при системе скольжения {110} [001]. Проблема связи формы ксенолита и элементов его микростроения только начинает исследоваться. Но именно в раскрытии этой взаимосвязи мы видим дальнейшие пути к пониманию тектонических процессов, происходящих в глубинных зонах литосферы.

Упругие характеристики ксенолитов. Впервые в 1960-х годах Р. Верма [257] показал, что в оливине существуют различия упругих свойств относительно направлений его кристаллографической решетки. На рис. 73,а показаны эти константы для идеального кристалла оливина. Наиболее высокие скорости продольных волн соответствуют наиболее плотно упакованным направлениям кристаллической решетки оливина: вдоль направлений [100] с минимальными значениями параметров элементарной ячейки 4,76 Å скорости продольных волн равны 9,87 км·с⁻¹. Вдоль наиболее рыхлых, менее плотно упакованных направлений решетки [010], которым соответствует максимальное значение вектора Бюргерса 10,21 Å, скорости продольных волн характеризуются минимальными значениями 7,73 км·с⁻¹. Промежуточному направлению решетки оливина [001] с вектором Бюргерса 5,99 Å соответствуют промежуточные значения скорости продольных волн 8,65 км·с⁻¹. Используя эти факты, нами были заранее с помощью микроструктурного анализа выявлены предпочтительные ориентировки решетки оливина в образцах и вдоль соответствующих направлений были проведены измерения скоростей продольных волн. Измерения проводились в лаборатории высоких давлений ИФЗ АН СССР Г.А. Ефимовой и Е.В. Наумовой. Подробные описания условий эксперимента были уже опубликованы [27]. На рис. 74,а даны кривые зависимости скорости продольных волн V_p , измеренные в трех взаимно перпендикулярных направлениях. Справа от каждой кривой обозначены номер образца и направление предпочтительной ориентировки оливинов, параллельно которым пропускались волны.

Из графика следует, что в целом значения V_p по разным направлениям различаются в пределах 14% при давлении 1,0 ГПа. Максимальные значения V_p получены для обр. СН-1/3а и СН-1/7а, через которые волны проходили в направлении, параллельном [100] оли-

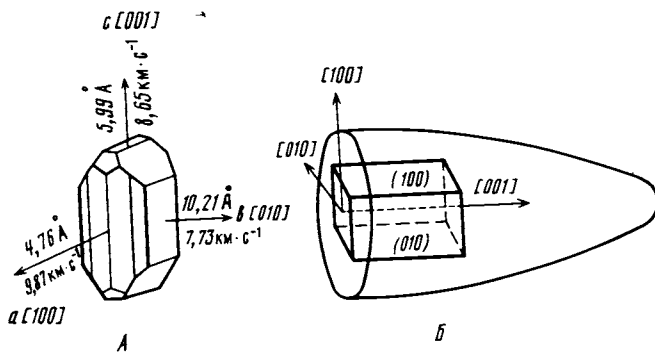


Рис. 73. Схема распределения скоростей продольных волн относительно структуры оливина (А) по Р. Верма [257] и схема расположения кристаллографической ориентировки оливина в образце СН-1 (Б)

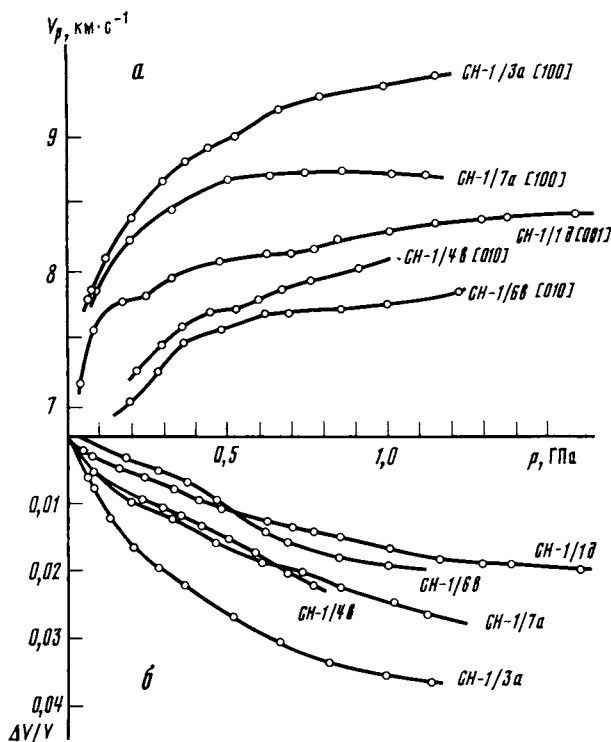


Рис. 74. Графики зависимости V_p (а) и $\Delta V/V$ (б) от P в ориентированных образцах ксенолитов

вина. Несмотря на то что обр. СН-1/3 и СН-1/7а вырезаны в одном и том же структурном направлении, кривая СН-1/7а расположена в области более низких значений V_p . Это связано с влиянием двух факторов: 1) положением обр. СН-1/7а в краевой части ксенолита, где присутствует большое количество неориентированных необласт оливина, возникших в результате отжига базальтовым расплавом при подъеме ксенолита, и 2) большим содержанием пироксена (20—30%) по сравнению со средним содержанием его (8—12%) в обр. СН-1/3а. Среднее значение V_p для структурного направления [100] $8,9 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$.

Для кривой СН-1/1д, соответствующей промежуточной оси [001] оливина, средние значения V_p равны $8,27 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ при P 1,0 ГПа. Кривые СН-1/4в и СН-1/6в, соответствующие предпочтительным ориентировкам оливинов [010], имеют близкие значения V_p — 8,1 и $7,75 \text{ км}\cdot\text{с}^{-1}$ соответственно при P 1,0 ГПа. Эти данные находятся в хорошем соответствии с известными закономерностями связи упругих свойств кристаллов оливина с параметрами его кристаллической решетки (см. рис. 73,А).

На рис. 74,б приведен график декремента объема в зависимости от давления. Сравнительный анализ характера кривых $\Delta V/V$, V_p и данных по микроструктуре исследованных образцов выявляет их взаимную корреляцию.

МОДЕЛЬ ФРАГМЕНТАЦИИ ВЕЩЕСТВА АНОМАЛЬНОЙ МАНТИИ

Каков характер глубинной тектоники? Единственным источником сведений о характере пластических деформаций, протекающих в мантии, являются ксенолиты ультраосновных пород, в которых запечатлены следы остаточных деформаций, осуществлявшихся в глубоких недрах Земли. В рамках наших задач наибольший интерес представляет то, что структурно-вещественная анизотропия ксенолитов отчетливо проявляется в вариациях их упругих свойств. Один из главных выводов заключается в установлении связи внутренней структуры ксенолитов с их формой. С положением длинной оси ксенолитов совпадает [001] деформированных оливинов, в то время как [010] ориентированы параллельно оси его максимального укорочения. Ось [100] лежит в плоскости уплощенности и совпадает с направлением течения материала. Максимальные значения скоростей продольных упругих волн соответствуют направлению предпочтительного течения в ксенолитах, в то время как минимальные значения скоростей распределяются ортогонально к нему. Как уже отмечалось, сама форма ксенолитов в сочетании с элементами их внутренней структуры позволяет рассматривать их как тектонические фрагменты с конфигурацией, предопределенной кинематикой касательных напряжений в условиях простого сдвига.

Обычно объяснение анизотропии литосферы связано с хорошо известным фактом изменения упругих свойств относительно главных кристаллографических осей оливина [116, 151, 152 и др.]. Однако,

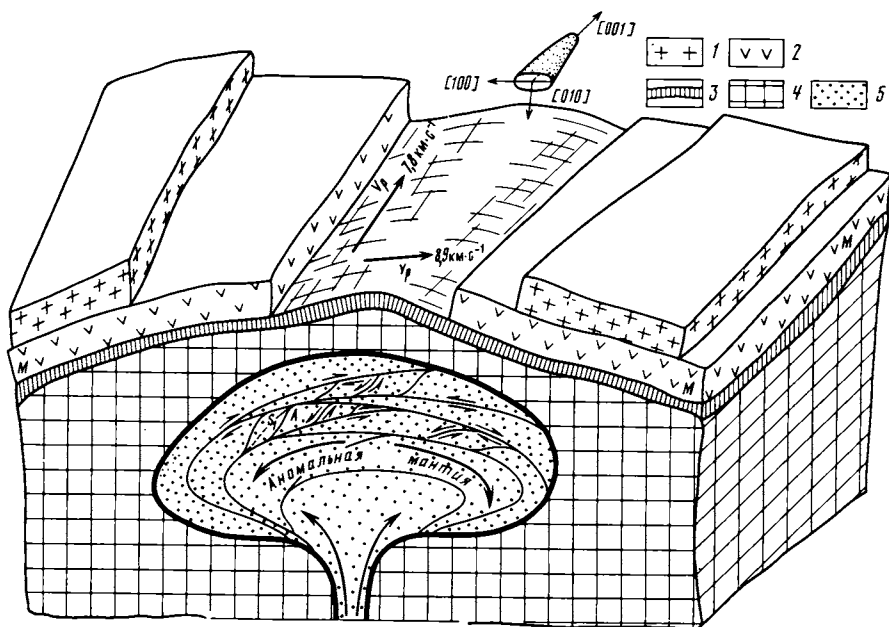


Рис. 75. Упрощенная схема латерального растекания аномальной мантии

1 — гранитный слой; 2 — базальтовый слой; 3 — граница Мохо; 4 — мантия с нормальными скоростями; 5 — аномальная мантия. Значения V_p для аномальной мантии соответствуют экспериментальным данным с учетом температур, не включая в расчет частичное плавление

когда возникает вопрос о крупномасштабной анизотропии блоков литосферы размером около многих сотен—первых тысяч километров, мы неизбежно приходим к проблеме того механизма, который контролирует упорядоченное распределение оливина относительно главных элементов поверхностной структуры.

Каков характер глубинной тектоники в зонах аномальной мантии? Исходя из данных комплексных исследований ксенолитов, мы предлагаем следующую модель (рис. 75). Процесс латерального растекания аномально разогретого вещества мантии происходит путем твердопластического течения частично подплавленной среды. Совершенно очевидно, что степень частичного плавления определяет вязкость мантийного вещества, а следовательно, и скорость растекания ("разваливания") мантийного диапира. Поскольку степень частичного плавления от подошвы до кровли диапира (при его мощности около 15—20 км) не постоянна, можно предполагать, что будет меняться и скорость горизонтального растекания вещества внутри диапира. Это приводит к появлению крупномасштабных зон пластического сдвига, вдоль которых и осуществляется разноградIENTное твердопластическое течение мантийного материала.

Разномасштабность сдвигового течения порождает и разные масштабы мантийного фрагментирования, в результате чего возникают

блоки очень больших размеров. Согласно формуле Стокса, при допустимых скоростях подъема расплава по трещинам максимальный размер ксенолитов не может быть больше 1—2 м. Это означает, что мы имеем дело только с самыми мелкими фрагментами делимости мантийного вещества, выносящегося наверх в виде ксенолитов. Но эти мелкие фрагменты ксенолитов несут следы той же анизотропии, которой обладают и более крупные блоки, оставшиеся на месте. О том, что существует соподчиненность больших и малых фрагментов верхнемантийного вещества, можно судить по закономерностям распределения размеров как самих ксенолитов, так и необласт динамически рекристаллизованных зерен оливина, а также по распределению дислокационных субзерен в оливине.

Таким образом, в аномальной мантии возникает система параллельных сдвигов (см. рис. 75), геометрия которых предполагает расположение касательных напряжений, а следовательно, и плоскостей структурной анизотропии под углом θ к плоскости сдвига. Чем меньше угол θ , тем более совершенной предпочтительной ориентировкой оливина по [100] при активном скольжении по плоскостям семейства $\{0k\}$ будет обладать фрагментированное вещество мантии, в том числе и будущие ксенолиты. В условиях прогрессивной деформации $\{0k\}$ отдельных оливинов стремится расположиться параллельно плоскостям сдвига, вдоль которых осуществляется крупномасштабное твердопластическое течение в пределах аномальной мантии. Конечный этап прогрессивной деформации выражается в совершенной предпочтительной ориентировке оливинов в условиях остановившегося течения, когда [100] и [001] лежат в плоскости уплощенности, а [010] располагается перпендикулярно к ней (см. рис. 72,б).

Поскольку процесс формирования правильной геометрической формы ксенолитов происходит *in situ*, то необходимо обсудить вопрос о механизме фрагментации мантийного вещества в рамках рассматриваемой модели. Изначально ромбоздрические фрагменты верхнемантийного вещества в условиях крупномасштабного латерального течения, перемещаясь, подвергаются вращению. Это приводит к постепенной трансформации ромбовидных форм в эллипсовидные. Поскольку механизм фрагментации твердого вещества осуществляется в условиях частично подплавленной среды, то локализация мест разрыва сплошности, определяющая длинную ось ксенолитов, вероятно, будет предопределена областями концентрации базальтового расплава (пикрита). На рис. 76 дана модель такого процесса.

Следовательно, эта модель объясняет ориентированное движение крупных пластин вещества в линзе аномальной мантии. Остается объяснить явления сейсмической анизотропии литосферы Паннонского бассейна исходя из всего комплекса данных. Как видно из рис. 75, длинная ось системы веретенообразных тел разного масштаба ориентирована параллельно оси растяжения Паннонского бассейна. Исследование ориентировок оливина в ксенолитах шпинелевых лерцолитов показало, что вдоль направления их длинной оси располагаются [001] деформированных зерен оливина. Именно

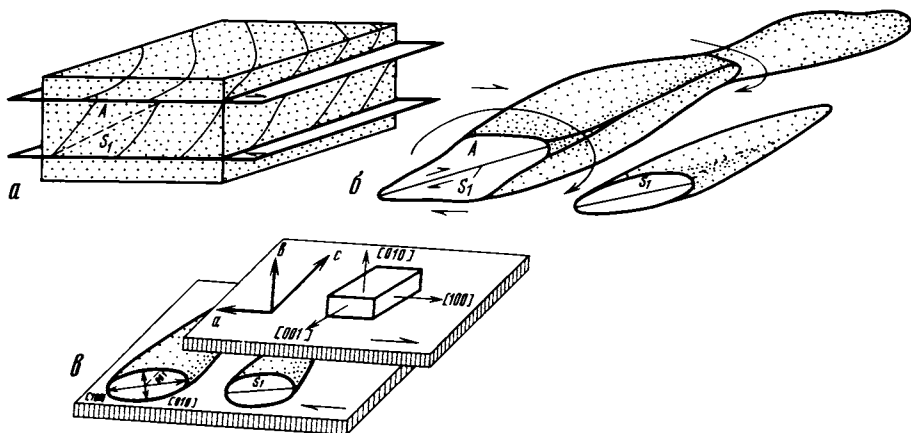


Рис. 76. Модель формирования ксенолитоподобных блоков в аномальной мантии как результат сдвигового течения

a — ранняя стадия структурной анизотропии в условиях простого сдвига; *b* — отрыв и вращение мантийных фрагментов; *c* — конечная стадия соотношения между формой фрагмента будущего ксенолита и его внутренней структурой

вдоль [001] (так же как и вдоль [010]) скорости упругих продольных волн характеризуются минимальными значениями. Максимальные значения скоростей *P*-волн располагаются в перпендикулярном направлении, которое соответствует направлению течения внутри линзы аномальной мантии, совпадающего ориентировками оливинов [100] (см. рис. 75).

Предлагаемая модель позволяет объяснить, таким образом, то, что факт анизотропии упругих свойств отдельно взятых кристаллов оливина может быть использован для объяснения азимутальной сейсмической анизотропии крупномасштабных блоков континентальной литосферы. Изучение модального состава ксенолитов показало, что азимутальная сейсмическая анизотропия не может быть объяснена наличием вариаций в составе мантии. Часто такие вариации по составу отдельных удаленных друг от друга точек опробования ксенолитов перекрываются вариациями в пределах одного образца. Дополнительным фактором в создании азимутальной сейсмической анизотропии могут оказаться зоны частичного плавления, которые могут обеспечить вариацию скоростей *P*-волн. Но даже если привлекать только такой механизм, мы неизбежно должны предполагать их упорядоченное распределение в зонах аномальной мантии. Существуют данные [202], свидетельствующие о том, что отжатие расплава из зон частичного плавления в крупные линзы или камеры контролируется касательными напряжениями. Исходя из того что частичное плавление и твердопластическое течение мантийного материала являются следствием единого глубинного процесса, можно предполагать, что зоны частичного плавления должны еще сильнее подчеркивать анизотропию аномальной мантии, которая выявляется сейсмическими методами.

ОБСУЖДЕНИЕ

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОГЕНЕЗА РАННЕДОКЕМБРИЙСКОЙ ПРОТОКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

Итак, рассмотрев основные механизмы структурообразования магматических пород, слагающих глубинные зоны литосферы, обсудим главные особенности раннедокембрийского тектогенеза. Обратимся к строению древней континентальной коры восточной части Балтийского щита. Древнейшие породы Кольского полуострова с возрастом 3,1 млрд лет представлены тоналитовым комплексом, метаморфизованным в условиях гранулитовой фации и в различной степени гранитизированным плагио- и плагиомикроклиновыми гранитами. Этот комплекс рассматривается нами как дифференцированная серия магматических пород, в строении которой принимают участие пироксениты—габбро-нориты и кварцевые диориты—тоналиты—трондьемиты—плагиограниты. Для этой ассоциации пород характерен отчетливый бимодальный профиль, свойственный типичным габбро-плагиогранитным сериям, в которых отсутствуют базальт-андезитовые дифференциаты с содержанием кремнезема от 53 до 58%. В разрезе этих пород преимущественно развиты тоналиты и трондьемиты, в то время как основные дифференциаты составляют около 15—20% всего объема.

Тоналитовый фундамент Кольского полуострова по многим чертам отличается от уже ставшего классическим в древнейшей истории Земли серогнейсового разреза Гренландии с возрастом 3,8—3,7 млрд лет. Если серые гнейсы Гренландии представляют собой результат гранитизации более ранних коровых образований, то развитие тоналитового комплекса Кольского полуострова мы связываем с формированием в нижних горизонтах коры мантийных выплавов бимодального профиля, дифференцированных от пироксенитов—габбро-норитов до тоналитов—трондьемитов—плагиогранитов. Отсутствие в разрезе тоналитового фундамента Кольского полуострова андезитовых дифференциатов, с нашей точки зрения, исключает образование его в обстановке островных дуг, как это приписывается многим докембрийским регионам [72, 77]. Исключается также его образование и в обстановке, типичной для океанической стадии. Совокупность данных позволяет нам рассматривать габбро-плагиогранитные дифференциаты как сиалическое вещество, выплавленное непосредственно из мантии [77]. Предполагается, что это вещество появлялось лишь в отдельных участках Земли за счет неравномерного теплового потока, вызванного метеоритной бомбардировкой [77, 78].

В настоящее время в геологии сложилось представление о гетерогенности ранней протоконтинентальной коры в различных древних сиалических сегментах Земли. Эта гетерогенность обусловлена прежде всего разными представлениями исследователей о типе архейской коры. Все известные представления сводятся к выделению тоналитового (серогнейсового) [72, 76, 77], гранулит-базитового

[74, 75, 111] и базит-ультрабазитового [85] типов разреза. В то же время в каждом конкретном регионе выделение того или иного типа коры сопровождается острыми и порой взаимоисключающими дискуссиями. И это понятно, поскольку и сторонники и противники вынуждены оперировать лишь косвенными данными о составе, структуре и последовательности геологических событий, происходивших на ранних этапах развития Земли. Сталкиваясь с этими неизбежными трудностями, автор придерживается более оптимистической позиции, основанной на том, что только тщательные и комплексные исследования геологии докембрия приводят к накоплению новых знаний об этой во многом загадочной эпохе развития Земли.

Обсуждение основных процессов тектогенеза древних протоконтинентальных коровых пород было бы неполным без привлечения данных по зеленокаменным поясам, которые являются своеобразными "проводниками" мантийного вещества в более верхние коровые горизонты. Можно также предполагать, что все многообразие структурных форм в метаморфизованных коровых образованиях, отделяющих зеленокаменные пояса друг от друга, связано с заложением этих структур. Многие исследователи докембрийских регионов единодушно разделяют точку зрения о неприменимости механизма тектоники плит к раннедокембрийской эпохе развития Земли. И не меньшее число других исследователей считают, что применение этой концепции к докембрию вполне приемлемо. Все это несомненно указывает на неисчерпаемую сложность природных процессов и на ограниченные возможности в их реконструкции. Но тем не менее, и это хорошо известно всем геологам, вопрос о формировании структуры древней коры не может решаться без исследования зеленокаменных поясов.

Существование архейских зеленокаменных поясов в гранито-гнейсовых областях докембрия — обычное явление для всех регионов мира. Однако до недавнего времени территория Кольского полуострова была в этом отношении уникальной. Здесь на обширной территории, занятой преимущественно архейскими образованиями, были выделены и хорошо изучены лишь два лопийских зеленокаменных пояса — Колмозеро-Вороньинский и Колвицкий [11, 12, 20, 21]. Нами были выделены еще четыре зеленокаменных пояса: Оленегорский, Корватундровский, Лисьегорский и Петцордынчский. В результате исследования внутренней структуры этих поясов было установлено, что они закладывались на тоналитовом фундаменте в виде узких щелевидных или несколько более широких рифтоподобных структур, которые являлись, по-видимому, протоокеаническими структурами. Однако эти протоокеанические структуры не привели к формированию настоящих офиолитовых разрезов, столь характерные для океанических структур неогей.

Присутствие в деформированных и метаморфизованных разрезах лопийских зеленокаменных поясов Кольского полуострова тектонических фрагментов эндербитов, с нашей точки зрения, свидетельствует о неглубоком заложении позднеархейских рифтовых зон. Корневые зоны этих палеоструктур "терялись", по-видимому, в го-

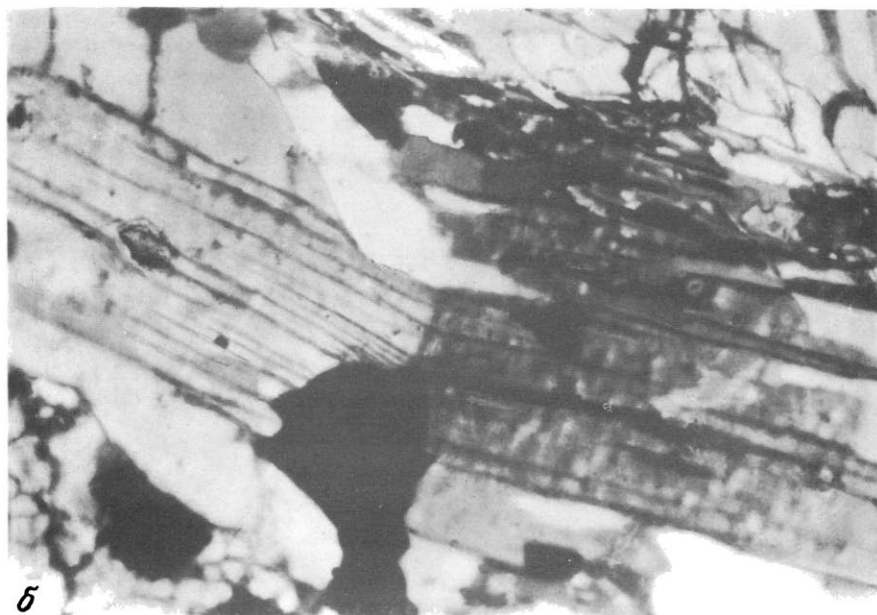


Таблица II

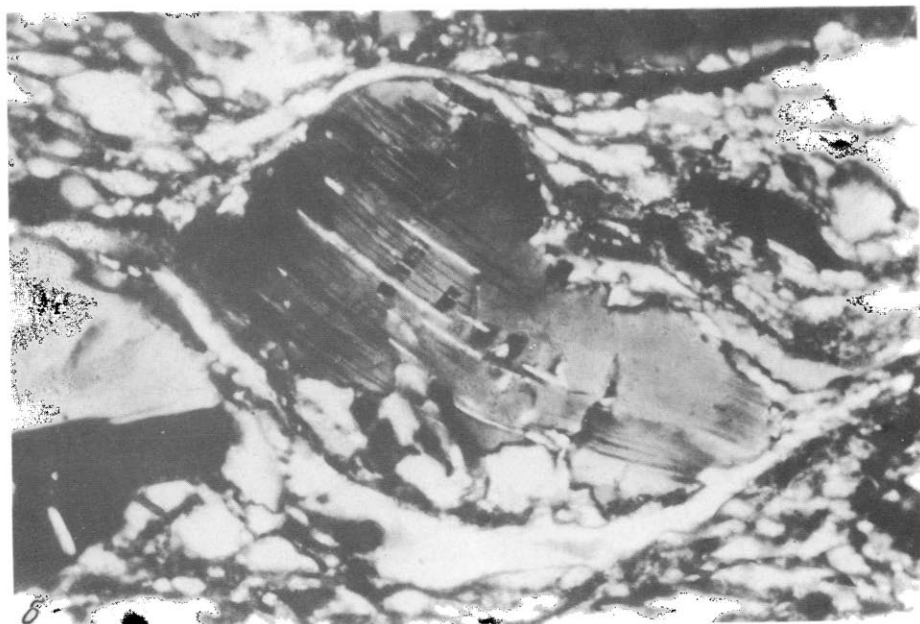


Таблица III

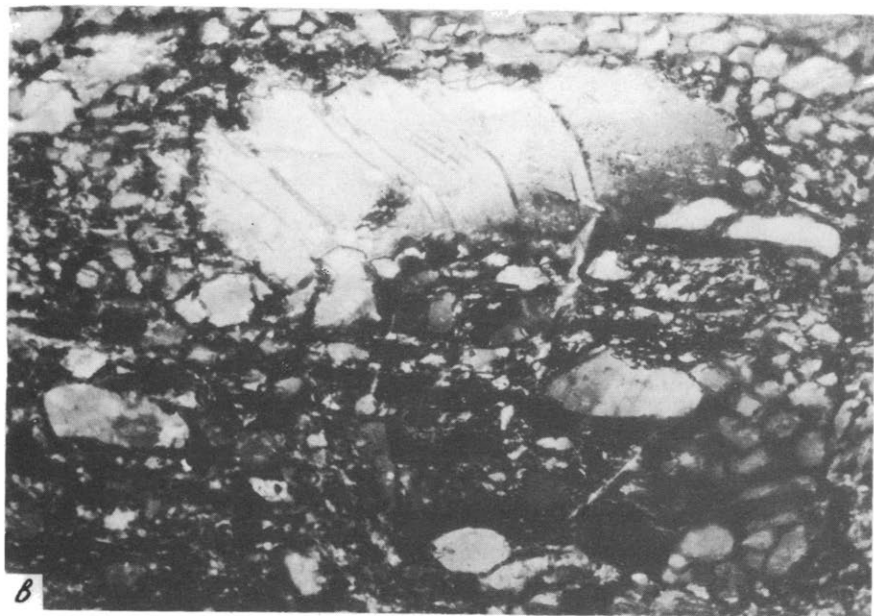
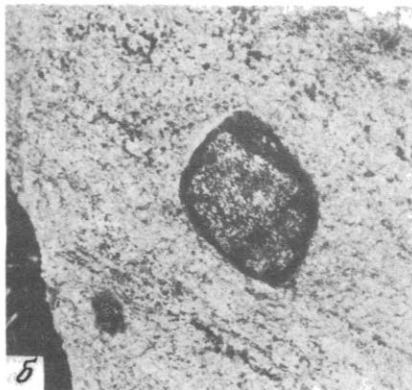
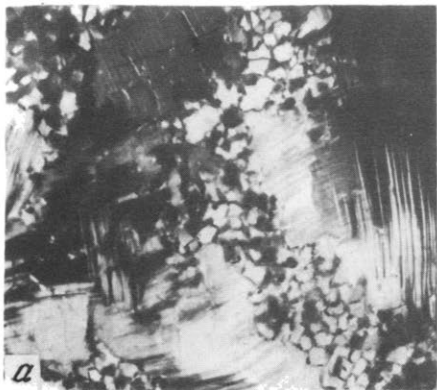
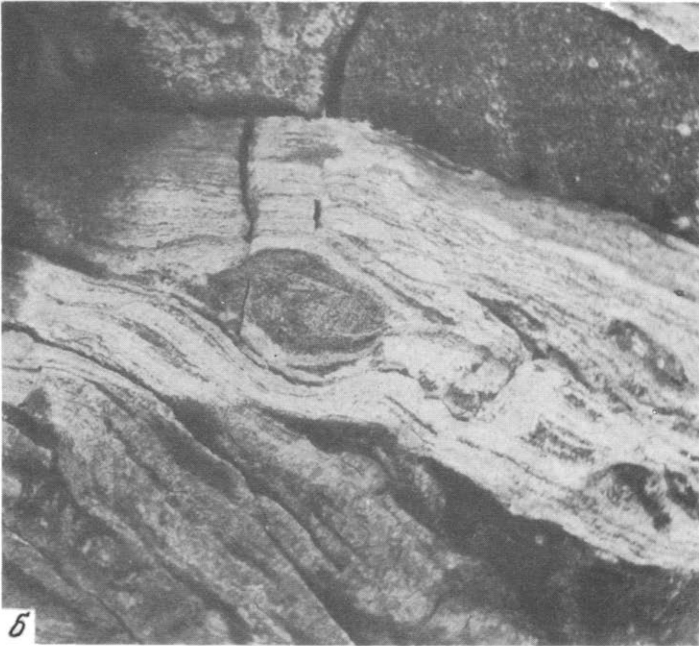


Таблица IV



а



б

Таблица V

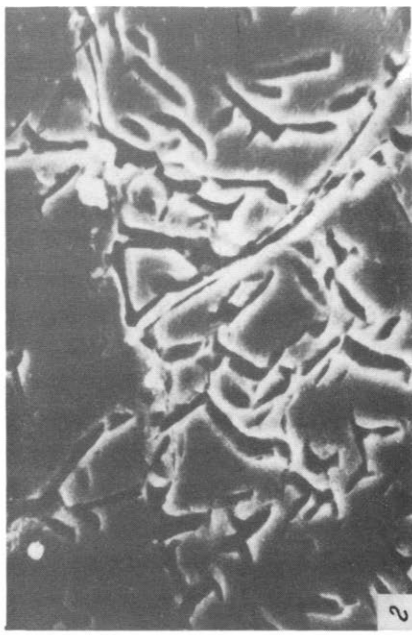
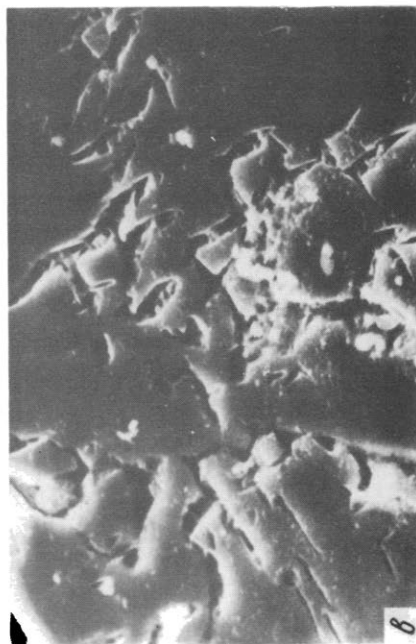
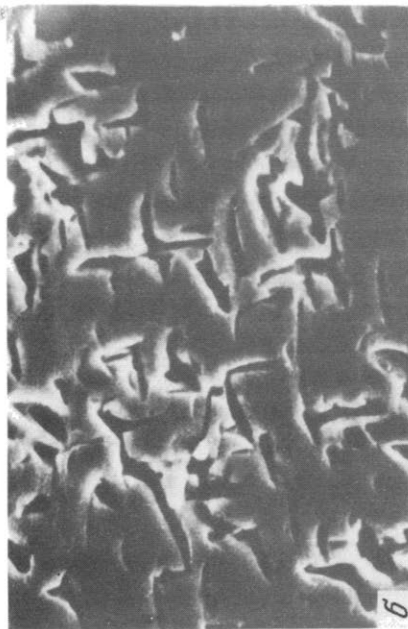
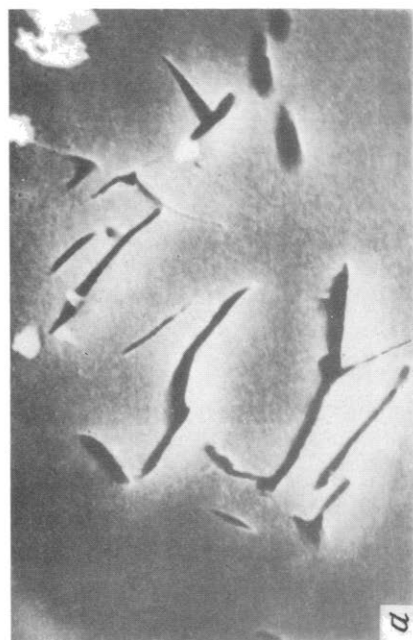
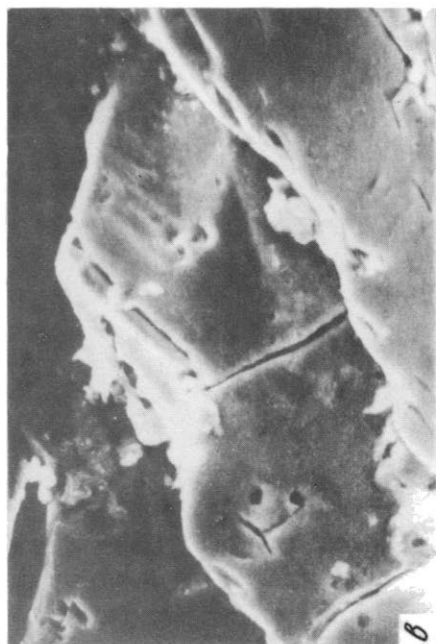
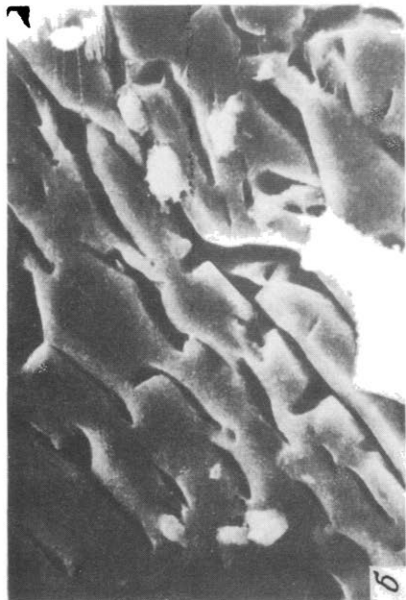


Таблица VI



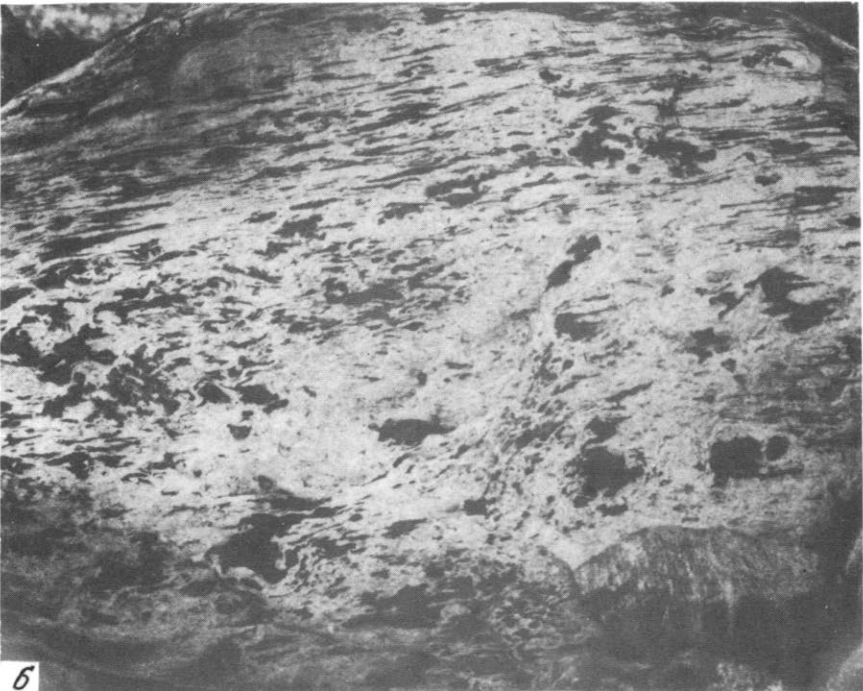
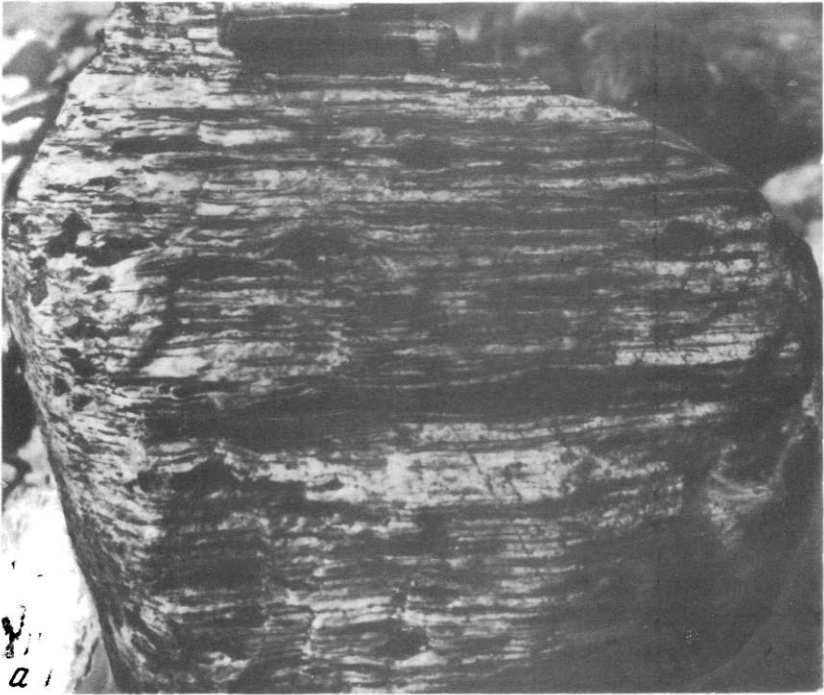
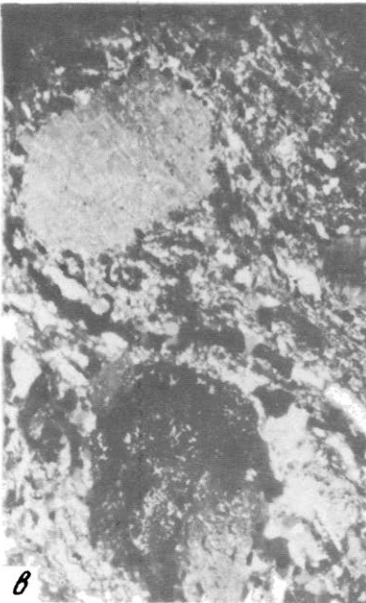
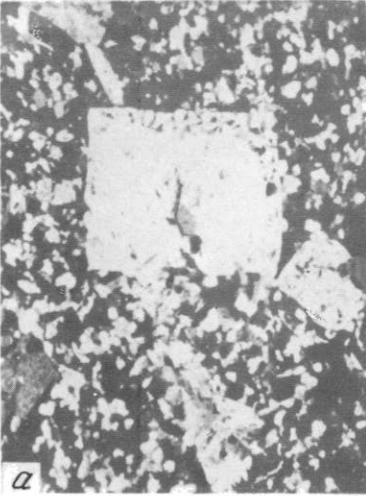


Таблица VIII



ризонтах тоналитовой коры, как правило, не достигая мантии. Лишь в редких случаях корни рифтов приближались к границе кора—мантия, о чем свидетельствуют единичные находки древних протрузий альпинотипных перидотитов, в которых обнаружены следы мантийных деформаций. Неглубокое заложение древних рифтоподобных структур мы связываем с высокой пластичностью раннедокембрийской коры, определявшейся прежде всего высокой степенью ее разогрева. Теплогенерацию Земли на 4,0 и 2,5 млрд лет оценивают как 3- и 2,5-кратную относительно современной [69, 207]. Согласно нашим расчетам, вязкость древнего тоналитового фундамента в процессе установившегося корового крипа оценивается в 10^{17} — 10^{19} П при энергии активации ползучести 60 ккал/моль. Такая вязкость древних коровых масс силикатического вещества сопоставима с вязкостью современного астеносферного слоя, 10^{17} — 10^{19} П [219].

Анализ данных по зависимости скорости и интенсивности развития трещин от вязкости материала [115, 118, 228] показывает, что развитие трещин в пластичных средах осуществляется с трудом. При переходе трещин из хрупкой среды в пластичную большие напряжения, возникающие в вершинах трещин, могут пластически релаксироваться. В связи с этим представляется, что пластически релаксированные трещины с трудом возобновят свой рост и будут как бы затухать в горизонтах с пониженной вязкостью. Это позволяет нам считать, что в более верхних, по-видимому, и более холодных горизонтах архейской коры спрединг проходит довольно активно, но по мере углубления трещин в более пластичные горизонты их дальнейшее продвижение будет релаксироваться. В такой ситуации продукты расплава, формирующиеся в зоне аномальной мантии, могли подниматься на поверхность через утоненный горизонт пластичной тоналитовой коры по узким трещинам. Часть расплавов, не достигая поверхности, застывала в промежуточных камерах, интродуруя то тоналитовые породы, то осадочно-вулканогенные образования, которые постепенно заполняли рифтовый трог.

Сравнительный анализ структурной позиции вулканогенных и интрузивных образований, слагающих зеленокаменные пояса архейского и раннепротерозойского возраста, с разрезами фанерозойских офиолитовых зон указывает на их резкие различия. Различия состоят прежде всего в том, что в докембрийских зеленокаменных поясах не формируются настоящие офиолитовые разрезы. Пояса сложены коматитовыми лавами, терригенным и вулканогенным материалом бимодального профиля, которые переслаиваются между собой в различной последовательности. Габброидный материал локализуется, как правило, в промежуточных камерах, создавая множество мелких тел, интродулирующих осадочно-вулканогенные образования. Известны также и крупные тела расслоенных габбро-перидотитов кумулятивного типа с интрузивными контактами.

Мантийные перидотиты со следами высокотемпературного мантийного крипа выдавливаются в верхние горизонты протоконтинентальной коры в стадию заключительного сжатия, после того как

вулканогенно-осадочный материал и насыщающие его интрузии габброидов и габбро-перидотитов оказываются уже неоднократно деформированными и трансформированными в метаморфические гнейсы и сланцы. Нижние горизонты тоналитовой коры, подстилающие архейские зеленокаменные пояса, также вовлекаются в область внутривоскового скупивания, располагаясь в виде тектонических клиньев, зажатых среди сложноскладчатых тонкоразлизованных пород, выполняющих зеленокаменные пояса. В таких тектонических фрагментах тоналитов обычно присутствуют следы двух эпох метаморфизма — реликтовый гранулитовый и наложенный метаморфизм амфиболитовой—эпидот-амфиболитовой фаций.

В эпоху тангенциального сжатия происходило сокращение размеров зеленокаменных поясов вкост их простираия, что приводило к скупиванию внутривоскового материала. Этот процесс сопровождался региональным метаморфизмом, который оказывался наложенным на уже ранее метаморфизованные породы тоналитового основания. В ходе скупивания внутривоскового материала в метаморфизованных осадочно-вулканогенных породах и насыщающих их интрузивных образованиях формировалась неоднократная складчатость, сопровождающаяся разномасштабными пластическими надвигами и сдвигами. В результате этого многие первичные соотношения между породами различного генезиса стираются или видоизменяются благодаря совместному взаимодействию тектонических и метаморфических процессов. Часто в разрезах деформированных зеленокаменных поясов наиболее ярко проявленными оказываются зоны пластических сдвигов и надвигов.

Поскольку в разрезах зеленокаменных поясов докембрия присутствуют и протрузивные мантийные перидотиты, и габброиды, и базальты, порой вовлеченные в надвигообразование совместно с породами фундамента, многие исследователи, пользуясь этими формальными сходствами, переводят разрезы зеленокаменных поясов докембрия в класс настоящих офиолитовых ассоциаций [26, 61, 62, 88]. Однако, работая в таких "офиолитовых разрезах" докембрия, мы ни разу не находили этих непрерывных ненарушенных разрезов. Поскольку химизм базит-ультрабазитовых пород зеленокаменных поясов докембрия часто не может быть скоррелирован с настоящими офиолитовыми комплексами фанерозойских областей, то лишь анализ структурных взаимоотношений пород и понимание механизмов деформации, приводящих к превращению относительно первоначально изотропных магматических пород в гнейсы и сланцы, позволяет во многих случаях понять исходные соотношения между ними.

Многочисленные данные указывают на несходство разрезов зеленокаменных поясов докембрия с разрезами офиолитовых зон фанерозоя. Мы рассматриваем зеленокаменные пояса докембрия как элементы первых протоокеанических структур, формировавшихся в условиях спрединга сиалического вещества, образующего протоконтинентальный коровый слой. В результате заложения многочисленных зон спрединга сформировались небольшие по размеру микропли-

ты, ограниченные по периферии структурами зеленокаменных поясов. Однако эти протоокеанические структуры не привели к образованию псевдостратифицированной океанической коры, которая начала развиваться, по-видимому, лишь с неогея.

Высокоградиентный термальный режим архея способствовал возникновению пластичных слоев тоналитовой коры как в глубинных зонах микроплит, так и в корневых зонах докембрийских протоокеанических структур. Как уже было отмечено, по параметрам вязкости нижние горизонты протоконтинентальной тоналитовой коры в докембрии сопоставимы с современным астеносферным слоем, по которому происходит движение литосферных плит. Это позволяет предположить, что высокопластичные горизонты "горячей" тоналитовой коры могли выступать как своеобразные "астеносферные линзы", способствующие перемещению микроплит.

Вполне вероятно, что именно такая ситуация способствовала неизбежному перераспределению тоналитового вещества в нижних горизонтах протокры путем твердопластического течения под контролем глубинного покровообразования. Перемещение тоналитовых пластин, происходившее в условиях установившейся высокотемпературной ползучести, по-видимому, не было значительным. Оно, скорее всего, ограничивалось первыми десятками километров. На это указывает локализация наиболее глубинных горизонтов тоналитовой коры в прибортовых частях зеленокаменных поясов, в то время как на удалении в глубь микроконтинента аллохтонные пластины тоналитов сложены более однородными и менее глубинными разностями, в которых почти отсутствуют основные дифференциаты. Большим перемещениям тоналитовых пластин препятствовали также разноградиентная ползучесть вещества и его частичное плавление, которое было наиболее активным во фронтальных областях пластин. Возникшие здесь расплавы были локализованы в виде отдельных тел или жил плагноклазитов и плагногранитов вдоль зон высокой структурной анизотропии тоналитов; это привело к созданию участков с различными параметрами вязкости, что само по себе, ограничивает большие перемещения вещества в глубинных горизонтах коры.

Широкое развитие глубинных покровных структур внутри архейских микроконтинентов неизбежно ставит вопрос о внутрикоровом перераспределении тоналитовых пластин, которые двигались от зон спрединга во внутренние области микроплит. Изучение структурной зональности внутри Центрально-Кольского микроконтинента позволяет нам предположить, что в центральной области микроплиты в зонах максимального сгущивания фронтальных частей пластин формируется зона нисходящего "засасывания" тоналитового материала. Эту область можно рассматривать как зону внутрикоровой мелкочаеистой конвекции, где, так же как и во фронтальных частях пластин, сгущивание "горячего" твердопластичного материала приводит к локальному плавлению, обеспечивающему повышенную концентрацию плагногранитного и плагномикроклинового материала в этих горизонтах. В зоне "засасывания" широко развиты крутоори-

ентированные складки, создающие своеобразный складчатый пояс, ограниченный по периферии зонами крутоориентированных пластических сдвигов от областей развития покровных структур внутри микроплиты. Втягивание "горячих" коровых пластин в более глубокие и термоактивные горизонты, где происходит их частичное плавление, способствует постепенному, но не очень значительному наращиванию мощности протоконтинентальной коры в ходе прогрессивного субгоризонтального тектонического течения, в определенной мере контролирующего перемещение и перераспределение расплава вдоль зон структурной анизотропии.

Многочисленные исследования последних лет показывают невозможность применения механизма субдукции к докембрийским ситуациям [78, 85, 87, 111]. Мы также не находим никаких геологических ситуаций, позволяющих применить этот механизм для архейского сегмента Кольского полуострова. По-видимому, высокая пластичность древней протоконтинентальной коры, сопровождающаяся процессами внутрикорового частичного плавления, неглубокое раскрытие нижних коровых горизонтов в зонах спрединга препятствуют развитию процессов субдукции в том виде, в каком они моделируются для развития литосферы в неогее. Все это еще раз указывает на специфику архейской геодинамики и демонстрирует ограниченные возможности применения концепции тектоники плит к докембрийским ситуациям.

СТРУКТУРНЫЙ ПАРАГЕНЕЗИС ЗОН ГЛУБИННОГО НАДВИГООБРАЗОВАНИЯ

В общем приближении почти все деформации глубинных зон литосферы контролируются разноградиентным сдвиговым течением. Одно из наиболее ярких его проявлений — глубинное покровообразование. Надвиговые структуры сейчас установлены почти во всех регионах докембрия, где непосредственно на дневную поверхность выведены глубинные горизонты древней протоконтинентальной коры. Естественно, речь идет о древних покровах, формирование которых происходило в условиях высокотемпературного метаморфизма и сопровождалось неоднородным твердопластическим течением. Такие надвиги и покровы не всегда легко выявить среди сложно построенных метаморфических пород разного генезиса. Поэтому очень важным является понимание кинематических аспектов надвигообразования, которое сводится к выявлению главных структурных парагенезисов в ходе этого процесса. Кроме того, большой интерес вызывают механизмы твердопластического течения "горячих" глубинных пластин корового вещества.

Исследование строения и особенностей твердопластического течения метаморфизованных горных пород, слагающих тектонические пластины, показало, что процесс глубинного покровообразования сложен и многостадийен. Мы выделяем две стадии надвигообразования.

В первую стадию в перемещающейся "горячей" пластине про-

исходит повсеместное растяжение материала в направлении траектории транспорта, которое затем сменяется неоднородным сжатием. При этом в тыловых частях пластины сохраняются условия растяжения, в то время как в ее фронтальных частях формируются зоны сжатия, приводящие к локальному сучиванию материала.

Таким образом, уже в раннюю стадию внутри отдельной пластины формируются неоднородности, выраженные в утонении ее тыловой зоны и в утолщении фронтальной. Происходит как бы нагнетание твердопластичного материала во фронтальные части перемещающейся пластины, что должно в какой-то мере сдерживать ее дальнейшее равномерное продвижение. Именно здесь возникают валобразные асимметричные складки порой нескольких генераций, шарниры которых ориентированы перпендикулярно линии транспорта пластины. Зоны осевых плоскостей этих складок играют при этом роль дополнительных плоскостей течения. В шарнирных зонах складок происходит вращение материала, которое особенно хорошо может быть запечатлено в структуре любых жестких по отношению к деформируемой матрице включений или фрагментов пород. Если такими жесткими телами оказываются небольшие по мощности пласты пород, то в ходе вращения будет происходить их разрыв на отдельные фрагменты (типа будин), длинные оси которых окажутся ориентированными перпендикулярно к линии транспорта (см. рис. 39). В сущности, этот процесс можно сравнить с прокатыванием пластилина между ладонями. Разрыв жестких вращающихся пластов на отдельные удлиненные фрагменты облегчается касательными напряжениями, возникающими в зонах субвертикальных сдвигов, всегда сопутствующих надвигам. Субвертикальные сдвиги формируются синхронно с надвигами не только в глубинных зонах. Они хорошо известны и лучше всего проявлены в приповерхностных покровных структурах неметаморфизованных фанерозойских толщ. Обычно такие сдвиги ориентированы в направлении транспорта пластины [73, 89, 155].

В областях растяжения пластины максимальное развитие будет принадлежать минеральной линейности, предпочтительная ориентировка которой будет отражать направление перемещения пластины. Уже в первую стадию надвигообразования относительно изотропные в структурном отношении магматические породы, являющиеся главными представителями ранней протоконтинентальной коры, приобретают высокую степень вторичной структурно-текстурной анизотропии. Фактически первая стадия надвигообразования сводится к тектоническому расслоению первично-изотропного магматического вещества и его твердопластическому растеканию в направлении перемещения. Постепенное нагнетание вещества во фронтальные зоны "горячих" пластин приводит к их неравномерному утолщению и утонению и в конечном итоге будет создавать препятствия для дальнейшего движения.

Во вторую фазу покровообразования происходит вторичное растекание пластины в латеральном направлении, т.е. перпендикулярно к линии ее первоначального транспорта. Этот процесс кон-

тролируется латеральными пластическими сдвигами, которые осуществляются, как правило, во фронтальных частях пластины, где она наиболее утолщена. Сдвиговое течение при этом совершается в той же плоскости, что и надвиговое перемещение, но в ортогональном направлении. В результате этого в твердопластичной среде формируются новые предпочтительные ориентировки минералов, отражающие направление латерального растекания пластин. По-видимому, на этой стадии прекращается дальнейшее перемещение пластины.

Оценка параметров сдвиговой деформации, проведенная на примере Слюдянской зоны пластического надвига (Северное Прибайкалье), показала, что величина γ варьирует от 5,69 до 1,27. Среднее значение γ вкрест зоны пластического сдвига шириной около 70 м составляет 2,85. Расстояние, на которое происходит смещение материальных точек, оценивается в 200 м. Естественно, что прямое приложение этих параметров сдвига к архейским пластинам тоналитов невозможно, так как Слюдянский надвиг формируется в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Но и в тех и в других условиях синметаморфического надвигообразования последовательность смены кинематических условий весьма сходная. Поэтому приведенные здесь оценки сдвигового "растекания" материала на заключительной стадии надвигообразования могут рассматриваться как приблизительные.

Таким образом, мы видим, что глубинное покровообразование происходит в неоднородном режиме растяжения и сжатия, которое на заключительных стадиях снова компенсируется растяжением в латеральных направлениях. Во многих структурных работах процессам глубинного надвигообразования отводится решающая роль в наращивании мощности древней коры по вертикали. Однако анализ распределения структур сжатия и растяжения в древних коровых пластинах указывает не на наращивание мощности по вертикали, а как раз на укорочение пластин в этом направлении.

Приведенная нами оценка степени деформации тектонических пластин раннедокембрийской коры, движение которых сопровождалось метаморфизмом гранулитовой фации, показала, что мощность "горячих" пластин сокращается по вертикали приблизительно на 50%. Эти расчеты характеризуют утонение пластин лишь во время главной фазы надвигообразования. Дополнительное утонение материала, происходящее на заключительной стадии, оценить оказалось невозможным по методическим причинам. Но даже и те оценки, которые мы получили, свидетельствуют о сокращении мощности "горячих" коровых пластин при их перемещении почти в 2 раза.

Все это позволяет предположить, что в архейское время наращивание протоконтинентальной коры не могло быть значительным благодаря только одной надвиговой тектонике. Скорее всего, гораздо большую роль играли процессы глубинного плавления, происходящие в раннеархейском магматическом океане, продукты которого постоянно насыщали и наращивали его горизонты. Не исключено также и то, что первичная протоконтинентальная кора не была

столь маломощной, как это представляется сейчас по многим петрологическим моделям. Существуют расчеты, показывающие, что если предположить состав мантии на глубинах 410—670 км существенно гранатитовый при содержании воды около 0,23%, то такая мантия могла продуцировать тоналитовый расплав массой $(15-17) \cdot 10^{18}$ т, сразу обеспечивающий образование коры мощностью около 40 км [87].

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЛОСКОСТНЫХ И ЛИНЕЙНЫХ ОРИЕНТИРОВОК МИНЕРАЛОВ

В древних деформированных в условиях метаморфизма горных породах содержатся следы остаточных деформаций, свидетельствующие об их течении в твердом состоянии. Эти остаточные деформации выступают как маркеры линий транспорта материала в ходе глубинного тектогенеза.

Своеобразными маркерами деформации выступает кристаллизационная сланцеватость и минеральная линейность, которая может быть выражена в предпочтительной ориентировке как удлиненных зерен, так и их главных кристаллографических направлений, отражающих положение кристаллической решетки в ходе твердопластического вязного течения. Кинематическая интерпретация этих следов остаточной деформации горных пород не возможна без понимания механизмов деформации в породе, как в поликристаллическом агрегате, механизмов течения отдельных минералов и эффективности их вклада в общее течение, а также без понимания соотношений между структурой минерала и течением больших масс пород.

Сланцеватость мы определяем как поверхность уплощения минералов, в которой содержатся оси растяжения и промежуточные оси конечного эллипсоида деформации (X и Y при $X > Y > Z$). Одним из основных тезисов классической структурной геологии является формирование сланцеватости в направлении, перпендикулярном максимальному сжатию σ_1 (при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), в связи с чем важная роль отводится поискам первых изоклинальных складок с обязательным их атрибутом — кристаллизационной сланцеватостью, ориентированной параллельно осевым плоскостям. На этой основе производится палеореконструкция полей напряжений, где в качестве главного маркера кинематической обстановки выступают осевые поверхности первых складок и синхронная им первая кристаллизационная сланцеватость в осеплоскостном положении.

Многочисленные исследования положения первой сланцеватости, проведенные нами в поле развития магматических пород, относительно первично-изотропных в структурно-текстурном отношении образований, показали, что первая сланцеватость, как правило, возникает в области концентрации касательных сдвиговых напряжений, ориентировка которых и контролирует положение кристаллизационной сланцеватости (см. рис. 12). В начальную фазу пластического сдвига внутри зоны массивных пород, ограниченной двумя параллельными "стенками" сдвижения, первые плоскостные ориентировки зарождаются вдоль зон максимальных касательных напряжений под углом около 45° к направлению транспорта материала. В условиях прогрессивной

сдвиговой деформации этот угол (θ) между сланцеватостью и направлением транспорта постепенно уменьшается, и при очень больших деформациях кристаллизационная сланцеватость становится параллельной плоскости сдвига, т.е. направлению транспорта. Такая стадийность зарождения сланцеватости и ее максимальное проявление на конечной стадии в зонах больших деформаций приводит к полной трансформации первично-массивных магматических пород в сланцеватые или гнейсовидные образования. В зависимости от гомогенности деформации в различных участках магматического тела можно наблюдать серию косо и параллельно ориентированных систем сланцеватости относительно главной плоскости сдвига. Но все эти разноориентированные элементы плоскостных структур, в строении которых принимают участие минералы одной и той же фации метаморфизма, являются единым структурным парагенезисом, который контролируется механизмом простого сдвига в условиях вращательной составляющей.

Таким образом, можно сделать заключение, что сланцеватость формируется наклонно к поверхности течения при вращательном сдвигом течения. Поскольку в высокометаморфизованных образованиях широко развито вращательное сдвиговое течение, понимание геометрической позиции первой сланцеватости имеет важнейшее значение для интерпретации положения плоскостей течения материала, т.е. плоскости тектонического транспорта больших масс глубинных горизонтов.

Минеральная линейность, выраженная в удлинении главных породообразующих минералов, как правило, отождествляется с длинной осью эллипсоида деформации X и отражает направление растяжения материала в процессе связного течения. Линейность, параллельная длинной оси растяжения, формируется пластически текущими минералами, число систем скольжения которых удовлетворяет критерию фон Мизеса или при их неудовлетворительном количестве (меньше пяти) может быть увеличено за счет дополнительной аккумуляции дислокаций в произвольных плоскостях решетки. Жесткие минералы, в решетке которых может возникнуть лишь одна система скольжения (например, амфиболы), также могут создавать предпочтительную ориентировку по их габитусу, пассивно ориентируясь в текучей матрице в направлении перемещения материала. Однако исследования более крупных жестких включений (будинированные и растащенные фрагменты некомпетентных пластов) показывают, что они могут ориентироваться перпендикулярно направлению перемещения материала. По-видимому, такие же ориентировки могут создавать и пассивные в отношении внутрикристаллической трансляции минералы. В этом случае можно ожидать их двойственную структурную позицию, выраженную в предпочтительных ориентировках зерен параллельно и перпендикулярно направлению течения.

В настоящее время известны данные о существовании линейности растяжения в направлении промежуточной оси эллипсоида деформации Y . Эта линейность была установлена в энстатитах [221], которые, растягиваясь, формируют линейность типа "pull-apart" (линейность рас-

тяжения) в направлении Y . По сути дела, существование линейности в направлениях X и Y осей эллипсоида деформации поднимает проблему a - и b -линейности в горных породах. По-видимому, этот спор в настоящее время уже не актуален, так как возникновение a - или b -типа линейности зависит от многих факторов. Как можно предположить, пассивно деформирующиеся в пластичной матрице жесткие минералы могут занимать как a , так и b структурную позицию. То же относится и к жестким включениям типа будинообразных тел, по своей природе являющихся той же линейностью "pull-apart", которая формируется в энстатитах в направлении, параллельном средней оси растяжения эллипсоида деформации — оси Y . Иными словами, формирование a - и b -типа линейности зависит от пластических свойств минерала или более крупного маркера деформации, создающего линейную ориентировку, и от того, насколько жесткими или пластичными по отношению к вмещающей матрице оказываются эти удлинненные фрагменты горных пород.

На примере Везетундровской пластины архейских эндербитов было показано, что в зонах пластического покровообразования направление перемещения материала отождествляется с направлениями скольжения в кристаллической решетке минералов, в то время как шарниры мелких складок ориентированы ортогонально к траектории перемещения вещества, отражая вращательную составляющую материала. Удлиненные блоки будин метапироксенитов формируют при этом типичную b -линейность, в то время как направления трансляции в решетке минералов отождествляются с a -линейностью.

Поскольку в зонах глубинного надвигообразования установлена сложная картина: сначала материал перемещается в направлении транспорта пластины, а затем он растекается по латерали во фронтальных областях в направлении, ортогональном к траектории общего перемещения. Вследствие этого создается сложная картина сочетания a и b -линейных ориентировок одного и того же минерала, в частности кварца. В связи с этим уместно отметить, что маркером течения вещества может выступать кристаллическая решетка минерала.

Модель такой зависимости была разработана нами для кварца. За основу этой модели принят известный в металлургии эффект прокатки стали, в ходе которого поликристаллические агрегаты стремятся расположиться так, что направление трансляции в решетке будет ориентировано параллельно направлению транспорта материала, а плоскости скольжения будут стремиться занять положение, параллельное плоскости прокатки. Этот процесс наиболее близок к глубинному твердопластическому течению "горячих" коровых пластин в ограниченном по вертикали пространстве. Используя эту модель, мы обнаружили, что направление как единичного, так и суммарного скольжения в кристаллической решетке минералов стремится расположиться параллельно транспорту пластины, маркируя, таким образом, направление оси максимального растяжения материала σ_3 (при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$).

МЕХАНИЗМЫ ПЛАСТИЧЕСКОГО ТЕЧЕНИЯ КОРОВЫХ ПОРОД И ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ ДЕФОРМАЦИИ

Исследование дислокационных структур кварца с помощью высоко-разрешающей электронной микрокопии показало широкое развитие в нем структур, свидетельствующих о механизмах высокотемпературной ползучести, в условиях которой происходило перемещение тоналитовых пластин. Выявление механизма высокотемпературной установившейся ползучести, когда дислокационные процессы восстановления существенно преобладают над процессами динамической рекристаллизации, позволило произвести оценки параметров деформации: величина палеонапряжений (σ), динамическая вязкость (η) и скорость деформации ($\dot{\epsilon}$).

Оценки величин палеонапряжений, вызывающих твердопластические деформации пород, имеют большое значение, так как они связаны с проблемой оценки напряженного состояния в глубинных горизонтах литосферы. В настоящее время существуют теоретические расчеты, показывающие, что породы на глубине не могут выдерживать высоких локальных девиаторных напряжений. Согласно теоретическим расчетам Ж. Шубера и соавт. [244], величины напряжений в твердопластических зонах мантии оцениваются как первые десятки—сотни бар.

Теоретических оценок напряжений, вызывающих твердопластическое течение пород в древней палеокоре, в настоящее время как будто неизвестно. Однако существуют многочисленные оценки палеонапряжений в древних метаморфических породах по эмпирическим данным, которые рассчитываются с помощью уравнений, широко используемых в материаловедении. Согласно этим оценкам, в зонах зеленосланцевого метаморфизма напряжения оцениваются величинами первых сотен бар до 2 кбар [222]. В зонах метаморфизма амфиболитовой фации архейских кварцитов гор Альбион (США) величина σ оценивается в 28—148 бар [215].

Для тоналитовых пластин, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, мы получили величины палеонапряжений 330—180 бар (по параметрам плотности свободных дислокаций) и 111—87 бар (по размерам субзерен). Было установлено, что величина палеонапряжений неоднородно распределена в разных зонах пластины: в подошве пластины и в ее фронтальной части значения палеонапряжений максимальные, а в тыловой зоне пластины значения минимальные. Для центральной зоны пластины характерны промежуточные значения палеонапряжений. В хорошем соответствии с распределением величин палеонапряжений находятся данные по текстурно-структурным характеристикам деформированных тоналитов.

В целом оценка палеонапряжений в "горячих" пластинах тоналитов показывает, что степень их деформации контролируется главным образом термальным режимом. И даже при сравнительно низких значениях палеонапряжений в ходе высокотемпературной ползучести материала формируются текстуры, указывающие на большие деформации пластин. Как уже было показано, происходит почти их 50%-е укорочение в вертикальном направлении. Скорости деформации, выведенные из уравнения течения при $Q = 60$ ккал/моль характеризуются

значениями порядка 10^{-12} — 10^{-13} с⁻¹ и при 90 ккал/моль — 10^{-18} — 10^{-20} с⁻¹. Значения скоростей деформации закономерно варьируют в различных структурных доменах пластины: они максимальные в ее фронтальной зоне и минимальные в тыловой зоне. Независимо от того, по каким значениям дислокационных структур была рассчитана скорость деформации, сохраняются постоянные соотношения этих вариаций в пределах разных структурных доменов, которые можно выразить как 3:2:1 и 2,5:1,5:1 во фронтальной, центральной и тыловой зонах пластины соответственно. Это свидетельствует о разноградиентном высокотемпературном крипе тоналитового материала в глубинных горизонтах архейской коры при относительно невысоких дифференциальных напряжениях. Динамическая вязкость, порядок которой соответствует 10^{17} — 10^{19} П, свидетельствует о высокой пластичности раннеархейской протоконтинентальной коры.

Параметры деформации архейских тоналитов объясняют структурно-текстурную неоднородность метаморфизованных коровых пород в пределах единой тектонической пластины. Оценка этих параметров выявляет генетические аспекты неоднородностей, которые контролируются твердопластическим течением в ходе глубинного надвигообразования, приводящим к созданию локальных зон неоднородных напряжений в пределах единой тектонической пластины, сложной относительно однородными в реологическом отношении тоналитами.

Эти данные позволяют объяснить дискретный характер развития мелкой складчатости в условиях высокотемпературной ползучести и отсутствие крупных складчатых структур, приводящих к "сдваиванию" разреза. Многочисленные полевые наблюдения показывают, что в областях развития высокотемпературных метаморфических образований широко развиты главным образом мелкие складки ламинарного течения, мощность замковых частей которых во много раз превосходит таковую в областях их крыльев. Сопоставление данных по микро- и макростроению показывает, что в высокометаморфизованных массах древних коровых пород, деформированных в условиях разноградиентной ползучести, формируются лишь прерывистые мелкие изоклиналильные складки. Крупные изоклиналильные складки, которые приводили бы к симметричному повторению крупных стратифицированных или псевдостратифицированных единиц геологического разреза в высокометаморфизованных областях, как правило, не известны. Представление о развитии крупных складок базируется на принципе подобия мелких структурных форм крупным. Использование этого принципа в высокометаморфизованных регионах привело к тому, что благодаря находкам единичных мелких изоклиналильных складок делались выводы о присутствии крупных изоклиналильных складок, приводящих к "сдваиванию" разреза. Такая точка зрения широко распространена в структурной геологии и в настоящее время.

Отсутствие крупных изоклиналильных складок в породах архейского фундамента обычно объясняется невозможностью их картирования из-за слабой контрастности разреза, неблагоприятностью обнаженности в зонах замков или наложением последующих этапов деформации, которые якобы полностью уничтожают предшествующие элементы

строения пород. Действительно, все эти проблемы имеют место в областях развития докембрийских метаморфических пород. И тем не менее реально закартированные крупные изоклинальные складки, приводящие к "сдвиганию" разреза, наиболее уверенно установлены лишь в областях, подвергшихся метаморфизму ступеней амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

По-видимому, в условиях метаморфизма гранулитовой фации, когда главным механизмом твердопластической деформации выступает неоднородная высокотемпературная ползучесть, формирование крупных складок оказывалось невозможным. По нашим оценкам, градиент скорости деформации и вязкость коровых масс в процессе ползучести неоднородны даже в пределах небольшой тектонической пластины. Неравномерное распределение этих параметров показывает, что внутри единого объема перемещающихся "горячих" коровых масс формируются зоны разноградиентного послойного мелкомасштабного тектонического течения. В результате этого течения, которое в условиях высокотемпературной ползучести охватывает каждый микрообъем перемещающихся пород, могут формироваться только складки течения, являющиеся следствием неоднородной вязкости и различного градиента скорости ползучести.

В условиях прогрессивной деформации ползучести при разных скоростях и параметрах вязкости неоднородное перемещение коровых масс может привести к формированию сложных микроскладчатых форм типа структур "замок в замке". Эти структурные взаимоотношения обычно рассматриваются как признаки наложенной складчатости. Структуры "замок в замке" отмечались нами и в Вежетундровской пластине, и в Канентъяврском тоналитовом "поле", где они имеют только локальное распространение. Они представлены мелкими формами, напоминающими типичную "внутрислоевую" складчатость, не имеющую соседних сопряженных пар. Симметричное повторение разреза на площади не установлено. Это позволяет предполагать, что крупные складки этого этапа, по-видимому, не формировались вообще.

Все сказанное выше отнюдь не перечеркивает огромных заслуг мирового опыта структурной геологии, касающегося выделения этапов складчатых деформаций по структурам "замок в замке", а также структурных построений, основанных на геометрических признаках подобия мелких и крупных складчатых форм. Эти методы остаются незабываемой основой современной структурной геологии. Речь идет лишь об особенностях структурообразования, свойственных древним высокометаморфизованным регионам, охваченным метаморфизмом гранулитовой фации, где твердопластические деформации протекают в условиях высокотемпературной ползучести.

Таким образом, одной из важнейших особенностей твердопластического течения древних коровых масс в ходе их тектонического перемещения в виде "горячих" пластин является механизм высокотемпературной ползучести, который не приводит к значительному наращиванию мощности раннего протоконтинентального слоя, а также к значительным перемещениям глубинных тектонических пластин.

**ОСОБЕННОСТИ МАНТИЙНОГО ТЕКТОГЕНЕЗА:
АЛЬПИНОТИПНЫЕ ПЕРИДОТИТЫ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ КСЕНОЛИТЫ
КАК МАРКЕРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ,
ПРОТЕКАЮЩИХ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ**

Появление тектонической концепции движения литосферных плит стимулировало всестороннее изучение перидотитов как пород, дающих разностороннюю информацию о строении нижних горизонтов океанической коры — верхней мантии. Были накоплены многочисленные данные по различным аспектам твердопластических деформаций в мантийных перидотитах, проведены корреляции с геофизическими данными по строению подкорковой литосферы. Но все эти исследования сосредоточивались лишь на перидотитах офиолитовых зон фанерозоя, образцах, драгированных со дна океанов, и ксенолитах из трубок взрыва и щелочных базальтов. В то же время история мантийных перидотитов докембрия с точки зрения их структуры оставалась почти не изученной. В этой работе мы проводим результаты структурных исследований альпинотипных перидотитов раннего докембрия. Сравнительный анализ истории мантийных деформаций перидотитов докембрия и фанерозоя позволил выявить много общих черт и различий, часть из которых пока остается необъяснимой с позиций современных знаний.

К наиболее общим чертам следует отнести протрузивный способ внедрения как докембрийских перидотитов, так и фанерозойских, который контролируется надвигами или сдвига-взбросами. Последний способ особенно характерен для раннепротерозойских перидотитов.

Все элементы пластических деформаций, известные в фанерозойских перидотитах, отмечаются также и в перидотитах докембрия. В них присутствуют жильные образования, возникшие в результате частичного плавления перидотитов в верхнемантийных горизонтах, где они размещались до их вывода на более высокие коровые уровни. Для перидотитов докембрия, которые представлены, как правило, дунит-гарцбургитовыми реститами, характерны предпочтительные ориентировки оливинов с системами трансляции $\{0kl\}$ [100], (010) [100] и $\{110\}$ (100) [001], подобные таковым в фанерозойских перидотитах. Присутствуют также следы высокотемпературного мантийного крипа, выраженные в миграции границ зерен главных породообразующих минералов — оливинов и пироксенов. Палеорекострукции показали, что системы скольжения $\{0kl\}$ [100] и (010) [100] свойственны субгоризонтальному течению мантийного материала в подкорковой литосфере, подобно тому как это известно для фанерозойских перидотитов. При этом направление скольжения [100] ориентировано перпендикулярно оси спрединга Байкало-Витимского зеленокаменного пояса. Подобная ситуация наблюдается в гипербазитах Северо-Востока СССР, где предпочтительные ориентировки $\{0kl\}$ [100], (010) [100] отражают твердопластическое течение в зонах верхней мантии, низах океанической коры перпендикулярно оси раздвига в Майницкой структурной зоне.

И в фанерозойских и в докембрийских перидотитах установлена вторая фаза твердопластических деформаций с системами скольжения

оливинов {110} (100) [001], характеризующая продвижение тектонических блоков перидотитов в верхние горизонты.

Такое удивительное сходство деформаций фанерозойских и докембрийских перидотитов, а также мантийных ксенолитов из четвертичных базальтов свидетельствует о том, что во все эти отдаленные друг от друга геологические эпохи существовали подвижные, способные к твердопластическому течению участки разогретой аномальной мантии. Именно эта аномальная мантия приводила к расколам и спредингу раннедокембрийской коры, порождая древние протоокеанические рифтовые структуры. Установление сходства элементов твердопластического течения в раннедокембрийских перидотитах с таковыми в современной аномальной мантии на континентах и в зонах настоящих океанических структур очень важно.

Все концепции, отстаивающие рифтовую природу древних зеленокаменных поясов, обычно основываются на анализе продуктов магматизма и их соотношения с породами осадочного генезиса, выполняющих зеленокаменные пояса. Предположение об аномальной мантии под древними рифтами базируется на актуалистических посылах. Выявление таких главных черт развития, как история структур твердопластического течения в перидотитах докембрия и неоген, характерного для глубинных подкорových горизонтов, — дополнительный аргумент в обосновании рифтовой природы зеленокаменных поясов.

Теперь обратимся к различиям, установленным для докембрийских и фанерозойских перидотитов. Первой, наиболее загадочной чертой докембрийских перидотитов является присутствие в них ориентировок оливинов с системами скольжения {101} [010]. Такие ориентировки не известны ни для фанерозойских перидотитов, ни для мантийных ксенолитов. Системы скольжения {101} [010] в оливинах с трудом воспроизводятся и в экспериментах. Существует лишь несколько сообщений [34, 270] о таких экспериментах, проведенных при температуре 1300°С, давлениях 3—20 кбар и умеренных скоростях деформации. Согласно теоретическим данным, направление [010] в решетке оливина неблагоприятно для трансляции из-за очень "рыхлой" упаковки атомов в этом направлении. Действительно, величина параметра элементарной ячейки в направлении [010] соответствует 10,21 Å. Наиболее благоприятными для скольжения являются направления решетки с более плотной упаковкой с параметрами ячейки 4,76 Å — [100] и 5,99 Å — [001].

Таким образом, в докембрийских перидотитах установлены деформации оливинов, которые теоретически считаются маловероятными. Этому явлению пока нет объяснения. И тем не менее системы скольжения {101} [010] чрезвычайно характерны для мантийных перидотитов докембрия. Ответ на этот вопрос должен, несомненно, базироваться на экспериментальных данных.

Вторая отличительная черта докембрийских перидотитов — это высокая степень их рекристаллизации, связанная с коровым метаморфизмом. В тех случаях, когда породы зеленокаменных поясов метаморфизованы в амфиболитовой фации, процесс серпентинизации весь

ма ограничен. Происходит широкомасштабная рекристаллизация с образованием высокожелезистых оливинов, ассоциирующих с феррихромитами, хроммагнетитами и киммереритами. Внешняя структура такой породы выглядит как массивная, но при исследовании в шлифах она имеет типичное для метаморфических пород гранобластовое строение, на фоне которого сохраняются реликтовые ориентировки высокомагнетизальных оливинов исходной, деформированной в верхней мантии перидотитовой матрицы. Это обстоятельство часто приводит к тому, что многим докембрийским перидотитам именно из-за их внешнего массивного строения приписывался интрузивный генезис и, естественно, более молодой возраст, чем вмещающим их толщам. Однако в оливинах этих, так называемых молодых, перидотитов присутствуют следы мантийного крипа и элементы скольжения, не свойственные ни коровому метаморфизму, ни магматическому расплаву.

Третье, самое важное отличие состоит в том, что перидотиты докембрия занимают несколько иную структурную позицию, чем перидотиты фанерозоя. Докембрийские перидотиты поступают в верхние горизонты зеленокаменных поясов на заключительной стадии сжатия зеленокаменных поясов после того, как осадочно-вулканогенные образования и интрузии габброидов уже претерпели неоднократную складчатость и метаморфизм. Перидотиты офиолитовых зон продвигаются в верхние горизонты иногда вместе с перекрывающими их пластинами слоистого габброидного комплекса и с ними участвуют в последующих тектонических событиях.

Исследование мантийных деформаций докембрийских и фанерозойских перидотитов было бы неполным без привлечения данных о мантийных ксенолитах. Несмотря на то что за последние 15—20 лет в мировой геологии исследование фанерозойских перидотитов и мантийных ксенолитов сильно продвинулось вперед и соединилось с исследованиями различных аспектов петрологии, структурной геологии, тектоники и геофизики, постоянно появляются новые нерешенные проблемы, касающиеся интерпретации строения подкоровой литосферы и нижних горизонтов коры океанического типа.

Мантийные ксенолиты — уникальные объекты, несущие непосредственную информацию о процессах, происходящих на глубинах от 30 до 200 км. В мировой геологии уже давно закончились дискуссии о сходстве альпинотипных перидотитов офиолитовых зон фанерозоя с мантийными ксенолитами. В настоящее время уже устоялась точка зрения, что эти перидотиты сходны между собой и характеризуют состояние верхнемантийных рестиновых горизонтов [101, 200, 206, 221].

В исследованных нами ксенолитах шпинелевых лерцолитов из молодых базальтов Центральной Европы (Богемский массив и Паннонский бассейн) были обнаружены следы остаточных деформаций, свидетельствующие о течении оливинов при сочетании механизмов внутрикристаллической трансляции и незначительной динамической рекристаллизации с элементами высокотемпературного крипа. Наиболее характерны предпочтительные ориентировки оливинов с системами

скольжения $\{0kl\}$ $[100]$. Все это указывает на близкое родство истории деформации мантийных ксенолитов с перидотитами не только фанерозоя, но и докембрийских зеленокаменных поясов.

При исследовании мантийных ксенолитов были получены новые данные, касающиеся особенностей геометрии формы ксенолитов и их внутренней структуры. Тот факт, что подавляющее большинство ксенолитов имеет эллипсоидную форму, заключаюче в их первоначальном названии — "нодули". Обратив на это внимание, мы исследовали внутреннюю структуру ксенолитов относительно их формы. Оказалось, что параллельно длинной оси ксенолитов располагаются оси $[001]$ деформированных оливинов, в то время как оси $[010]$ совпадают с направлением его максимального укорочения, а направление $[100]$ лежит в плоскости максимальной уплощенности минералов параллельно средней оси ксенолита. Многочисленные срезы, сделанные перпендикулярно длинной оси ксенолитов, выявили не только эллипсоидные, но и ромбоэдрические сечения, сходные с конфигурацией тектонических фрагментов пород, нарушенных пластическими сдвигами. Все это привело нас к выводу о том, что ксенолиты являются тектоническими фрагментами верхнемантийного вещества, форма которых была predeterminedена кинематикой касательных напряжений в условиях простого сдвига. Данные по структурной анизотропии ксенолитов хорошо коррелируются с вариациями их упругих свойств.

Была предложена модель латерального растекания аномальной мантии путем разноградиентного твердопластического сдвигового течения мантийного вещества, сопровождающегося его частичным плавлением. Совершенно очевидно, что степень частичного плавления будет значительно влиять на вязкость мантийного материала, а следовательно, и на скорость "растекания" мантийного диапира. Поскольку степень частичного плавления от подошвы до кровли диапира непостоянна, можно предполагать, что скорость горизонтального растекания мантийного вещества будет также разноградиентной. Это приводит к появлению крупномасштабных зон пластического сдвига, контролирующих разноградиентное твердопластическое течение мантийного материала. Разномасштабное сдвиговое течение порождает разные масштабы мантийного фрагментирования, в результате чего в аномальной мантии как бы обособливаются блоки твердопластического вещества больших и малых размеров. Согласно формуле Стокса, на поверхность могут быть вынесены только самые мелкие фрагменты ксенолитов — размером не более 1—2 м, несущие следы той же структурной анизотропии, которая свойственна и более крупным блокам, оставшимся на месте.

Таким образом, предложенная модель объясняет ориентированное движение крупных пластин твердопластического вещества в аномальной мантии. Подобная модель, по-видимому, может быть справедлива и для аномальной мантии под океаническими структурами и архейскими палеорифтами.

ЗНАЧЕНИЕ ПРЕДПОЧТИТЕЛЬНЫХ ОРИЕНТИРОВОК ОЛИВИНОВ ДЛЯ ИНТЕРПРЕТАЦИИ АЗИМУТАЛЬНОЙ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ ПОДКОРОВОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Азимутальная сейсмическая анизотропия подкоровой литосферы представляет собой суммарный эффект различных физических свойств слагающего ее вещества. Как сейчас предполагается многими исследователями, наиболее существенный вклад в явление азимутальной сейсмической анизотропии вносят предпочтительные ориентировки оливинов, которые характеризуются высокой анизотропией их упругих свойств в трех взаимно ортогональных направлениях кристаллической решетки [29, 116, 152, 221, 257]. Представляется, что ось максимальной скорости продольных волн в оливинах [100] ориентирована параллельно линиям течения мантийного материала, плоскость (010) параллельна плоскости его "тектонического расслаивания". Однако, когда возникает вопрос о крупномасштабной анизотропии блоков литосферы размером до нескольких сот километров, мы неизбежно сталкиваемся с проблемой механизма, контролирующего распределение оливина относительно главных элементов глубинной структуры.

Исследование ксенолитов шпинелевых лерцолитов из вулканитов зон предрифтового и рифтового развития Центральной Европы показало, что крупномасштабное течение в подкоровой литосфере контролируется механизмом простого сдвига. В этой системе сдвига предпочтительные ориентировки оливинов занимают определенное положение, согласное кинематике касательных напряжений. Согласно данным по азимутальной сейсмической анизотропии Центральной Европы [130], в районе Паннонского бассейна максимальные значения скорости продольных волн V_p расположены перпендикулярно его осевой зоне. Параллельно оси растяжения Паннонского бассейна распределены минимальные значения V_p . Исследование упругих характеристик ксенолитов, вынесенных базальтами из аномальной мантии этого региона, показало, что вдоль оси растяжения располагаются оси [001] оливинов, которые, в свою очередь, параллельны длинной оси ксенолитов. Именно вдоль этих направлений скорости V_p в изученных образцах минимальны. В то же время максимальные значения V_p , совпадающие с ориентировками оливинов [100] соответствуют направлению течения в линзе аномальной мантии, т.е. перпендикулярны оси спрединга.

Полученные нами результаты согласуются с данными К. Фукса [116] по строению подкоровой литосферы в районе Рейнского грабена. Связав данные по предпочтительным ориентировкам оливинов из мантийных ксенолитов с данными по анизотропии и упругих характеристик мантийных ксенолитов для интерпретации явления азимутальной сейсмической анизотропии для подкоровой литосферы хотелось бы высказать некоторые соображения относительно интерпретации таких же явлений в областях развития метаморфических пород древней континентальной коры.

Согласно сейсмическим исследованиям докембрийской коры Балтийского щита, предлагаются четыре модели, характеризующие различные типы сейсмических разрезов [71]. Первая модель объединяет разрезы высокоскоростных близповерхностных вулканогенных осадоч-

ных толщ мощностью в несколько километров. Ниже располагаются горизонты с относительно пониженными скоростями, которые, как предполагается, отвечают гнейсовым комплексам. Вторая модель объединяет гнейсовые комплексы, характеризующиеся общим нарастанием скорости с глубиной без каких-либо заметных горизонтов с пониженными скоростями. Согласно третьей модели, на фоне горизонтов с постепенно нарастающими с глубиной скоростями глубже 3—5 км отмечается один или несколько слабых волноводов. Четвертый тип коры Балтийского щита интерпретируется как серия локальных волноводов в верхних горизонтах коры, которая в целом по скоростным характеристикам также принадлежит к гнейсовому типу.

Все это указывает на тонкослоистую модель раннедокембрийской коры Балтийского щита, в которой, как было показано В.И. Литвиненко, не подтверждено двучленное строение, отвечающее геофизическим понятием "гранитный" и "базальтовый" слои [71].

Уже неоднократно отмечалось, что глубинные горизонты докембрийской коры Балтийского щита сложены гнейсовым комплексом [9, 49, 72, 77]. Если древнейшие породы Балтийского щита представлены олигоклазовыми гранитами и гранито-гнейсами тоналит-трондземитового состава [72] или дифференцированным комплексом тоналитов [49, 77], можно полагать, история их вторичной текстурно-структурной анизотропии может сыграть большую роль в интерпретации неоднородностей глубинных зон континентальной коры, выявленных сейсмическими методами.

На примере докембрийских пород чарнокитовой серии и габбро-анортозитового комплекса Кольского полуострова было показано, что эти породы обладают высокой вторичной текстурно-структурной анизотропией. В них повсеместно проявлены пронизывающая линейность и весьма совершенные предпочтительные ориентировки кристаллической решетки главных породообразующих минералов. Кроме того, эта вторичная текстурно-структурная анизотропия имеет различную степень интенсивности в подошве тоналитовых пластин, в зонах пластических сдвигов и за их пределами. Иногда такой резко выраженной структурно-текстурной анизотропией характеризуются большие объемы метаморфических коровых пород.

Исходя из данных по сейсмическому зондированию древних разрезов Балтийского щита [71] и типа архейской коры, выведенной сейчас на дневную поверхность, можно предположить, что наиболее распространенным минералом в глубинных горизонтах коры окажется плагиоклаз. Это означает, что физические свойства и особенности строения кристаллической решетки именно этого минерала будут вносить большой вклад в сейсмическую анизотропию древней коры. В настоящее время характеристики скоростей продольных волн в различных кристаллографических направлениях известны для многих минералов, в том числе и для плагиоклазов. Однако, по мнению автора, геофизическое значение плагиоклаза еще достаточно не оценено, подобно тому как это сделано для оливинов.

Благодаря строению кристаллической решетки в плагиоклазах существует высокая анизотропия упругих свойств. Опыт исследования

оливинов показывает, что такие же характеристики могут быть использованы для геологической интерпретации сейсмических разрезов древней континентальной коры. Но подобные исследования должны базироваться на лабораторном изучении упругих свойств не просто отдельных образцов древних пород, отличающихся по петрографическому составу, но и их деформированных аналогов, отобранных как в зонах пластических разломов, так и вне их влияния. При этом упругие характеристики должны быть определены на образцах, в которых предварительно выявлено положение кристаллической решетки главных породообразующих минералов, их структурная позиция и условия деформации. Структурные характеристики такого рода могут быть изучены многочисленными доступными методами структурного анализа в конкретной геологической обстановке непосредственно в обнаженных на поверхности щитов в древних породах. Возможно, что такой подход способен расширить наши знания о природе глубинной расслоенности древней континентальной коры, подобно тому как это происходит при комплексных структурно-петрологических и геофизических исследованиях горизонтов подкоровой литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авакян К.Х., Богданова С.В., Добржинецкая Л.Ф.* и др. Структурное положение чарнокитондов центральной части Кольского полуострова // Природные ассоциации серых гнейсов архея. Л.: Наука, 1984. С. 123—133.
2. *Авакян К.Х., Кацура И.К., Марков М.С., Добржинецкая Л.Ф.* Строение архейской коры Балтийского щита (Центрально-Кольская зона) // Тез. докл. XXVII Междунар. геол. конгр. Секция С.04.05. М.: Наука, 1984. С. 250.
3. *Авакян К.Х., Марков М.С.* Условия образования и метаморфическая история эндербитов и чарнокитов Центрально-Кольской зоны // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1984. Ч. 122, вып. 5. С. 547—559.
4. *Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
5. *Амелинкс С.* Методы прямого наблюдения дислокаций. М.: Мир, 1968. 440 с.
6. *Балакирев В.Г.* Электронно-микроскопическое изучение неоднородностей в кристаллах синтетического кварца, выращенного в заданных условиях: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1975. 20 с.
7. *Башта К.Г.* Геология и асбестоносность альпинотипных перидотитов Молодежнинского месторождения хризотил-асбеста // Асбесты СССР. М.: Всесоюз. науч.-исслед. ин-т минерал. сырья. 1974. Вып. 1. С. 122—134.
8. *Беликов В.П., Александров К.С., Рытова Т.В.* Упругие свойства породообразующих минералов и горных пород. М.: Наука, 1970. 273 с.
9. *Бельков И.Б., Батиева И.Д., Ветрин В.Р.* Древнейшая кора Балтийского щита: состав, возраст и генетические особенности // Геология докембрия: Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. Секция С. 05. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 92—99.
10. *Берк К., Дьюи Дж.Ф., Кидд Ж.С.Ф.* Господство горизонтальных движений, островодужных и микроконтинентальных столкновений в течении позднего пермобильного этапа // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 123—143.
11. *Богданова М.Н.* Колвицкая структурно-формационная зона Кольского полуострова (магматизм, метаморфизм, этапы развития в раннем докембрии): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1984. 17 с.
12. *Богданова М.Н., Ефимов М.М.* Метабазиты Кандалякшско-Колвицкой структурно-фациальной зоны (состав и условия формирования) // Вулканизм и седиментогенез докембрия Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1982. С. 89—100.
13. *Бронгулеев В.В., Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Калашникова И.В.* Современное коровое движение, тектоника и физические поля Карпато-Балканского региона // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1984. N 7. С. 3—12.
14. *Буртман В.С.* Кинематика Карпатской дуги // Геотектоника. 1984. N 3. С. 17—31.
15. *Вернон Р.Х.* Метаморфические процессы: Реакции и развитие микроструктуры. М.: Недра, 1980. 227 с.
16. *Виноградов А.Н., Виноградова Г.В.* О геохимическом типе первично-коровых гранитов // Древнейшие гранитоиды СССР: (Комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981. С. 49—57.
17. *Виноградов Л.А.* Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова // Проблемы магматизма Балтийского щита. Л.: Наука, 1971. С. 147—153.
18. *Воларович М.П., Баюк Е.И., Ефимова Г.А.* Упругие свойства минералов при высоких давлениях. М.: Наука, 1975. 130 с.
19. *Вревский А.Б.* Архейский супрекристалльный пояс Полмос—Порос: петрология и этапы развития. Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Л., 1983. 17 с.
20. *Вревский А.Б.* Коматиты из раннедокембрийского пояса Полмос—Порос: (Кольский полуостров) // ДАН СССР. 1980. Т. 252, N 5. С. 1216—1219.
21. *Вревский А.Б.* Петрология и геоди-

намические условия формирования коматит-толеитовой серии зеленокаменного пояса Полмос—Порос // Петрология и критерии оценки рудоносности докембрийских базит-гипербазитовых формаций Кольского региона. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1985. С. 64—73.

22. *Габов Н.Ф., Картавченко В.Г.* Метаморфизованная олистострома и ее соотношение с докембрийскими офиолитами в Северном Прибайкалье // Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984. С. 18—35.

23. Геологоструктурные методы изучения эндогенных рудных месторождений / Ред. Н.П. Лаверов. М.: Наука, 1982. 264 с.

24. *Гончаренко А.И.* Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение // Сов. геология. 1976. N 12. С. 75—86.

25. *Гончаренко А.И.* Складчатые деформации альпийских гипербазитов юга Сибири // ДАН СССР. 1977. Т. 235, N 2. С. 431—434.

26. *Горяинов П.М., Федоров Е.Е.* Докембрийская геодинамика и модель континентальной коры Кольского полуострова // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 54—72.

27. *Грачев А.Ф., Гулько Н.И., Добржинская Л.Ф.* и др. О вещественной, структурной и физической неоднородности в пределах одного образца шпинельового лерцолита // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 8—30.

28. *Грачев А.Ф., Добржинская Л.Ф.* Структура, состав и упругие свойства мантийных ксенолитов как основа для понимания динамики глубинных процессов // Сейсмическая анизотропия: Результаты. Проблемы. Возмозности. М.: ИФЗ АН СССР. 1986. С. 40.

29. *Грачев А.Ф., Добржинская Л.Ф., Лапушонко И.Л., Молчанова Т.В.* Деформации мантийных ксенолитов и их значение для интерпретации геолого-геофизических данных // Структурный анализ кристаллических комплексов: Тез. докл. М., 1986. С. 126.

30. *Грачев А.Ф., Магницкий В.А., Калашникова И.В.* О природе современных и новейших движений земной коры Центральной Европы // Современная тектоническая активность литосферы и сейсмичность. М.: ГИН АН СССР, 1986. С. 4—6.

31. *Грачев А.Ф., Федоровский В.С.* Зеленокаменные пояса докембрия: Рифтовые

зоны или островные дуги? // Геотектоника. 1980. N 5. С. 3—22.

32. *Грачев А.Ф., Федоровский В.С.* Зеленокаменные пояса — главные корообразующие структуры раннего докембрия // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 84—94.

33. *Грачева Т.В., Авакян К.Ч., Бибикова Е.В.* и др. U—Pb-возраст чернокитовой серии центральной части Кольского полуострова // Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. М.: ГЕОХИ, 1985. С. 85—86.

34. *Грин Х.У.* Пластичность оливина в перидотитах // Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. С. 427—447.

35. *Грудинин М.И.* Базит-гипербазитовый магматизм Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1979. 156 с.

36. *Делицин И.С.* Структурообразование кварцевых пород. М.: Наука, 1985. 191 с.

37. *Делицин И.С., Майоров Н.А., Левушкин Л.Н., Зверев И.В.* Ориентированное строение рекристаллизованных структур кварцита: (По данным эксперимента) // ДАН СССР. 1974. Т. 215, N 1. С. 181—185.

38. *Добрецов Н.Л., Картавченко В.Г., Габов Н.Ф.* Метаморфизованная рифейская олистострома в Северном Прибайкалье // Геология и геофизика. 1983. N 5. С. 22—23.

39. *Добржинская Л.Ф.* Структура кольской серии как результат многократной деформации // Геотектоника. 1975. N 1. С. 54—61.

40. *Добржинская Л.Ф.* Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии: (Балтийский щит). М.: Наука, 1978. 147 с.

41. *Добржинская Л.Ф.* Структурно-метаморфическая эволюция Парамского гипербазитового массива и его обрамления // Металлогения докембрия. Иркутск: ИЗК СО АН СССР. 1981. С. 240—242.

42. *Добржинская Л.Ф.* Существует ли полный разрез офиолитовой ассоциации в Северном Прибайкалье? // Геотектоника. 1982. N 5. С. 32—43.

43. *Добржинская Л.Ф.* Петрохимия и геохимия вулканогенных и плутонических пород Байкало-Витимского пояса раннего протерозоя // Геохимия. 1985. N 7. С. 930—945.

44. *Добржинская Л.Ф.* Пластичность кристаллов — теория и эксперимент // Структурный анализ кристаллических

комплексов: Тез. докл. М., 1986. С. 15—17.

45. *Добржиницкая Л. Ф., Байкова В. С.* О структурно-геологических соотношениях гипертеновых диоритов и глиноземистых гнейсов кольской серии архея района Веже-тундра—Мурдозеро (Кольский полуостров) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. Т. 50, N 1. С. 95—102.

46. *Добржиницкая Л. Ф., Кацура И. К.* Предпочтительные ориентировки *c*-осей кварца и их интерпретация // Структурный анализ кристаллических комплексов: Тез. докл. М., 1986. С. 111—113.

47. *Добржиницкая Л. Ф., Кацура И. К., Дашевская Д. М.* Структурная позиция и пластическое течение базит-гипербазитовых комплексов Байкало-Витимского зеленокаменного пояса // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск: Наука. 1983. С. 46—48.

48. *Добржиницкая Л. Ф., Кориковский С. П., Риле Г. В.* и др. Стратиграфия нижнего протерозоя Делюю-Уранского и Северо-Муйского хребтов // Стратиграфия докембрия региона средней Сибири. Л.: Наука, 1983. С. 103—113.

49. *Добржиницкая Л. Ф., Марков М. С.* Природа меланократовых включений в архейских гранитоидах Балтийского щита (Кольский полуостров) // ДАН СССР. 1984. Т. 274, N 5. С. 1172—1177.

50. *Добржиницкая Л. Ф., Эз В. В.* Метаморфические породы в меланже офиолитового пояса Малого Кавказа (урочище Аджарис) // Геотектоника. 1982. N 3. С. 70—81.

51. *Дубровский М. И., Козлов К. К., Юдин Б. А.* О возрасте горных пород Главного хребта Чуна-Монче-Волчьих тундр // Региональная геология, металлогения, геофизика. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1974. С. 105—115.

52. *Елисеев Н. А.* Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. 309 с.

53. *Жданов В. В.* Специфика накопления железа, титана и алюминия в раннем докембрии // Метасоматическое минералообразование. Л.: Недра, 1979. С. 66—74.

54. *Зак С. И.* Гипербазитовые формации Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 160 с.

56. *Золотухин В. В.* Основы микроструктурного анализа изверженных горных пород. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1983. 47 с.

57. *Иденбом В. Л.* Дислокации в кри-

сталлах // Кристаллография. 1957. Т. 3, вып. 1. С. 113—132.

58. *Йодер Х.* Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.

58а. *Казаков А. Н.* Местные, провинциальные и региональные структурно-возрастные шкалы // Структурный анализ кристаллических комплексов: Тез. докл. М., 1986. С. 21.

59. *Казаков А. Н.* Микроструктурный анализ: (Современное состояние) // Там же. С. 105.

60. *Клитин К. А.* Проблема "фундамента" Байкальской складчатой области // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976. Т. 7. С. 179—190.

61. *Клитин К. А., Домнина Е. А., Риле Г. В.* Строение и возраст офиолитового комплекса Байкало-Витимского поднятия // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. N 1. С. 82—94.

62. *Клитин К. А., Павлова Т. Г.* Офиолитовый комплекс Байкальской складчатой области // ДАН СССР. 1974. Т. 215, N 2. С. 413—416.

63. *Книппер А. Л.* Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области: (Юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. 207 с.

64. *Козлов Е. К., Юдин Б. А.* К вопросу о происхождении габбро-лабрадоритов массива Главного хребта на Кольском полуострове // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. N 2. С. 43—50.

65. *Колман Р. Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

66. *Конторова Т. А., Френкель Я. И.* К теории пластической деформации и двойникования // ЖЭТФ. 1938. N 8. С. 89—95.

67. *Кристи Дж., Эрделл А.* Деформационные структуры в минералах // Электронная микроскопия в минералогии. М.: Мир, 1979. С. 363—391.

68. *Лаврова Л. Д.* Условия образования ультрабазитов Майницкой тектонической зоны Корякского нагорья // ДАН СССР. 1980. Т. 253, N 5. С. 1197—1200.

69. *Ламберт Р.* Архейские тепловые режимы, температуры коры и верхней мантии и поэтапная модель эволюции Земли // Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С. 367—379.

70. *Леонов М. Г.* Дикий флиш альпийской области. М.: Наука, 1975. 140 с.

71. *Литвиненко И. В.* Сейсмические исследования земной коры Балтийского щита // Геофизика: Докл. XXVII Меж-

дунар. геол. конгр. Секция С.08. М.: Наука, 1984. Т. 8. С. 9—20.

72. *Лобач-Жученко С.Б.* Особенности тоналит-грандьемитовых комплексов архея и проблема их генезиса // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 172—183.

73. *Лукиянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая слоистость литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105—146.

74. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Наука, 1980. 248 с.

75. *Лутц Б.Г.* Магматизм подвижных поясов ранней Земли. М.: Наука, 1985. 216 с.

76. *Мак-Грегор В.Р.* Архейские серые гнейсы и происхождение континентальной коры: данные по району Готхоб, Западная Гренландия // Грандьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 131—156.

77. *Марков М.С., Добржинская Л.Ф., Авакян К.Х., Кацура И.К.* Области развития серых гнейсов // Тектоника и металлогения раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 72—84.

78. *Марков М.С., Федоровский В.С.* К проблеме геодинамики ранней Земли: Аспекты сравнительной планетологии и геологии раннего докембрия // Геотектоника. 1986. N 6. С. 21—39.

79. *Меляховецкий А.А.* О пластической деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий // Материалы по генетической минералогии и петрологии. Новосибирск: Наука, 1977. С. 84—111.

80. *Меляховецкий А.А.* Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы. Новосибирск: Наука, 1982. 134 с.

81. *Миллер Ю.В.* Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.

82. *Миллер Ю.В.* Особенности структурной геологии архея // Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 214—226.

83. Минералы. М.: Наука, 1983. Т. 1, вып. 1. 480 с.

84. *Миц М.В., Колпаков Н.И., Пузанов В.И.* Тектоническая структура Мурманского блока Балтийского щита // Региональная тектоника раннего докембрия СССР. Л.: Наука, 1980. С. 133—145.

85. *Моралев В.М.* Ранние этапы эволю-

ции континентальной литосферы. М.: Наука, 1986. 165 с.

86. *Моралев В.М., Глуховский М.З., Коген В.С.* Докембрийские троговые структуры Алдано-Становой области и их металлогения // Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982. С. 79—96.

87. *Мусатов Д.И., Федоровский В.С., Межеловский Н.В.* Тектонические режимы и геодинамика архея: (Региональные и модельные аспекты). М., 1983. 42 с. (Общ. и регион. геология, геол. картирование. Обзор ВИЭМС).

88. *Никитин И.В.* Строение и особенности формирования структурно-вещественных комплексов шовной зоны Колмозеро—Воронья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1986. 18 с.

89. *Паталаха Е.И.* Генетические основы морфологической тектоники. Алмата: Наука, 1981. 180 с.

90. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л.* и др. Океаны и геосинклинальный процесс // ДАН СССР. 1971. Т. 196, N 3. С. 657—659.

91. *Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии // Геотектоника. 1976. N 5. С. 6—23.

92. *Перчук Л.Л.* Усовершенствование дупироксенового геотермометра для глубинных перидотитов // ДАН СССР. 1977. Т. 233, N 3. С. 456—459.

93. *Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П.* и др. Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.

94. *Пожиленко В.И.* Ранний докембрий Нотозерского района Кольского полуострова: (Особенности развития и структурной эволюции): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1984. 20 с.

95. *Прудовский Э.Л., Грудинин М.И., Летягин В.С.* Морфологические особенности акцессорных хромшпинелидов из дунитов некоторых ассоциаций перидотитов Средне-Витимской горной страны // Вопросы минералогии горных пород и руд Восточной Сибири. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1972. С. 135—172.

96. *Пушкарев Ю.Д., Рюнгенен Г.И., Шестаков Г.И., Шуркина Л.К.* Гранитоиды древнее 2800 млн лет на Кольском полуострове // Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1979. С. 18—48.

97. *Равич М.Г., Каменев Е.Н.* Кристаллический фундамент Антарктической платформы. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 132 с.

98. Рубинраут Г.С. Об условиях формирования, структурных позиций и морфотектонике высокоглиноземистых образований Корватундровской моноклинали // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР. 1984. С. 81—87.
99. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Соколов С.Д. Офиолитные покровы Корякского хребта // ДАН СССР. 1978. Т. 239, N 5. С. 1186—1189.
100. Руженцев С.В., Соколов С.Д. Система фронтальный надвиг—тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы: (Корякский хребет) // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 15—23.
101. Савельев А.А., Савельева Г.Н. Пластическое течение ультрабазитов и габбро альпинотипных массивов // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 147—171.
102. Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника. 1983. N 2. С. 42—57.
103. Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология массива Средний Крака на Южном Урале // Там же. 1985. N 4. С. 53—68.
104. Савельева Г.Н., Щербаков С.А., Денисова Е.А. Роль высокотемпературных деформаций при формировании дунитовых тел в гарцбургитах // Там же. 1980. N 3. С. 16—26.
105. Свешников К.И. Якутский массив расчлененных габброндов: (Олекмо-Витимская горная страна) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. N 8. С. 32—38.
106. Смолькин В.Ф. Стрельненский комплекс — пример дунит-перидотитовой формации в Кольском регионе // Тез. докл. на III Регион. петрогр. совещ. Киев: Наук. думка, 1979. С. 54—55.
107. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и верхняя мантия // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976. С. 103—111.
108. Тепловое поле Земли / Ред. В. Чермак, Л. Рибак. М.: Мир, 1982. 376 с.
109. Трегер В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 185 с.
110. Ужеский Л.М. Дифракционная электронная микроскопия в металловедении. М.: Металлургия, 1973. 253 с.
111. Федоровский В.С. Нижний протезозой Байкальской горной области. М.: Наука, 1985. 200 с.
112. Ферберн Х.В. Структурная петрология деформированных горных пород. М.: Изд-во иностр. лит. 1949. 267 с.
113. Фоггт П.Г., Шнейдер Э.Д., Джонсон Г.Л. Кора и верхняя мантия под океанами // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 481—550.
114. Френкель Я.И. Диффузия и самодиффузия в химически сложных телах // ЖЭТФ. 1949. Т. 19. С. 814—818.
115. Фридель М. Дислокации. М.: Мир, 1967. 579 с.
116. Фукс К. Сейсмическая анизотропия и состав континентальной подкорковой литосферы // Геофизика: Докл. XXVII Междунар. геол. конф. Секция С. 08. М.: Наука, 1984. Т. 8. С. 43—52.
117. Харьков А.Д., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Крупные ксенолиты катаклазированных перцолитов из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // Геология и геофизика. 1983. N 1. С. 74—80.
118. Хоникомб Р. Пластическая деформация металлов. М.: Мир, 1972. 408 с.
119. Шагжиев К.Ш. Геология и петрология Парамского и Шаманского гипербазитовых массивов: (Средне-Витимская горная страна): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1972. 26 с.
120. Шарков Е.В. Петрология расчлененных интрузий. Л.: Наука, 1980. 186 с.
121. Шарков Е.В. Первичные текстуры интрузивов // Структурный анализ кристаллических комплексов. Тез. докл. М., 1986. С. 52—53.
122. Шмелев В.Р., Пучков В.Н. Особенности тектоники гипербазитового массива Рай-Из: (Полярный Урал) // Геотектоника. 1986. N 4. С. 88—105.
123. Щербаков С.А. Механизм пластических деформаций ультрабазитов Войкаро-Сыньинского массива: (Полярный Урал) // Там же. 1981. N 4. С. 44—56.
124. Электронная микроскопия в минералогии / Ред. Г.Р. Венк. М.: Мир, 1979. 541 с.
125. Ardell A.J., Christie J.M., McCormick J.W. Dislocation images in quartz and the determination of Burgers vector // Philos. Mag. 1974. Vol. 29. P. 1399—1411.
126. Arth J.G., Hanson G.H. Quartz diorites derived by partial melting of eclogite or amphibolite at mantle depths //

- Contrib. Miner. and Petrol. 1972. Vol. 37. P. 161—174.
127. *Ashby M.F.* A first report of deformation — mechanism maps // *Acta met.* 1972. Vol. 20. P. 887—897.
128. *Ave'Lallemant M.G., Carter N.L.* Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations // *Amer. J. Sci.* 1971. Vol. 270. P. 218—235.
129. *Ave'Lallemant H.G., Carter N.L.* Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper mantle // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1980. Vol. 81. P. 2203—2220.
130. *Babuska V., Plomerova J., Sileny J.* Large-scale oriented structures in the sub-crustal lithosphere of Central Europe // *Ann. geophys.* 1984. Vol. 2. P. 649—662.
131. *Babuska V., Plomerova J.* Anisotropic structure of the continental lithosphere // *Anisotropy and inhomogeneity of lithosphere and asthenosphere: (Abstr. of Intern. Workshop)*. Prague, 1986. P. 2.
132. *Baeta R.D., Ashbee K.H.G.* Slip systems in quartz. 1. Experiments // *Amer. Miner.* 1969. Vol. 54. P. 1551—1573.
133. *Baeta R.D., Ashbee K.H.G.* Slip systems in quartz. 2. Interpretation // *Ibid.* P. 1574—1582.
134. *Balderman M.A.* The effect of strain rate and temperature on the yield point of hydrolytically weakened synthetic quartz // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79. P. 1647—1652.
135. *Balla Z.* The Carpathian loop and Pannonian basin: a kinematic analysis // *Geophys. Trans.* 1984. Vol. 30, N 4. P. 313—355.
136. *Barker F., Arth J.G.* Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suits // *Geology.* 1976. Vol. 4. P. 596—600.
137. *Blacic J.* Hydrolytic weakening of quartz cements: Olivine // *Ph. D. Thesis / Univ. Cal. Los Angeles*, 1971. 205 p.
138. *Blacic J.D., Christie J.M.* Dislocation substructure of experimentally deformed olivine // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1973. Vol. 42. P. 141—146.
139. *Blacic J.D., Christie J.M.* Plasticity and hydrolytic weakening of quartz single crystals // *J. Geophys. Res.* B. 1984. Vol. 89, N 6. P. 4223—4239.
140. *Borg J.Y., Heard H.C.* Mechanical twinning and slip in experimentally deformed plagioclase // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1969. Vol. 23. P. 128—135.
141. *Bouchez J.L., Mainprice D.H., Treppied L., Doukhan J.C.* Secondary lineation in a high-temperature quartzite (Galicia, Spain): An explanation for an abnormal fabric // *J. Struct. Geol.* 1984. Vol. 6, N 1/2. P. 159—165.
142. *Boyd F.R., Nixon P.H.* Ultramafic nodules from the Kimberley pipes, South Africa // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1978. Vol. 42. P. 1367—1382.
143. *Bromley R., Sellars C.M.* High temperature deformation of copper and copper-aluminum alloys // *The microstructure and design of alloys: Proc. Third Intern. Conf. on the strength of metals and alloys.* N.Y., 1973. Vol. 1. P. 380—385.
144. *Brown W.L., Morimoto N., Smith J.V.* A structural explanation of the polymorphism and transition of MgSiO₃ // *J. Geol.* 1961. Vol. 69. P. 609—611.
145. *Carreras J., Estrada A., White S.* The effects of folding on the "c"-axis fabrics of a quartz mylonite // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 39, N 1/3. P. 345—370.
146. *Carter N.L.* Static deformation of silica and silicates // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76. P. 5514—5540.
147. *Carter N.L., Ave'Lallemant H.G.* High-temperature flow dunite and peridotite // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1970. Vol. 81. P. 2181—2202.
148. *Carter N.L., Christie J.M., Griggs D.T.* Experimental deformation and recrystallization of quartz // *J. Geol.* 1964. Vol. 72. P. 687—733.
149. *Carter N.L., Friedman M.* Dynamic analysis of deformed quartz and calcite from the Dry Creek Ridge, Anticline, Montana // *Amer. J. Sci.* 1965. Vol. 263. P. 747—785.
150. *Carter N.L., Raligh C.B.* Principal stress directions from plastic flow in crystals // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80, N 7. P. 1231—1264.
151. *Christensen N.I.* Structure and origin of the Dun Mountain ultramafic massif, New Zealand // *Ibid.* 1984. Vol. 95, N 5. P. 551—558.
152. *Christensen N.I., Lundquist S.M.* Pyroxene orientation within the upper mantle // *Ibid.* 1982. Vol. 93, N 4. P. 279—288.
153. *Christie J.M., Griggs D.T., Carter N.L.* Experimental evidence of basal slip in quartz // *J. Geol.* 1964. Vol. 72. P. 734—756.
154. *Coe R.S.* The thermodynamic effect of shear stress on the ortho-clino inversion in enstatite and other coherent phase transitions characterised by a fihite simple shear // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1970. Vol. 26. P. 247—264.
155. *Coward M.P., Potts G.J.* Strain patterns at frontal and lateral tips to shear

- and thrust zones // *J. Struct. Geol.* 1983. Vol. 5, N 3/4. P. 383—399.
156. *Crampton C.B.* Quartz fabric reorientation in the region of Ben More Assynt, north-west highlands of Scotland // *Geol. Mag.* 1983. Vol. 100. P. 361—370.
157. *Dazhong Sun, Juny Xie, Wenhao Zhao.* Excursion guide of early Precambrian geology of Eastern Hebei region // *Abstr. Intern. symp. on Precambrian crustal evolution.* China, 1983. Beijing, 1983. P. 17—22.
158. *Dell'Angelo L.N., Tullis J.* A comparison of quartz c^* -axis preferred orientations in experimentally deformed aplites and quartzites // *J. Struct. Geol.* 1986. Vol. 8, N 6. P. 683—692.
159. *Dewey J.F., Bird J.H.* Mountain belts and new global tectonics // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75.
160. *Dick H.J.B., Sinton J.M.* Compositional layering in alpine peridotites: evidence for pressure solution creep in the mantle // *J. Geol.* 1979. Vol. 87, N 4. P. 403—430.
161. *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Travel times and station correction for P-waves at teleseismic distances // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 88. P. 3295—3314.
162. *Elliot D.* The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheet // *Philos. Trans. Roy. Soc. London.* 1976. Vol. 283. P. 289—312.
163. *Escher A., Watterson J.* Stretching fabrics, folds and crustal shortening // *Tectonophysics.* 1974. Vol. 22. P. 223—231.
164. *Etchecopar A.* Simulation par ordinateur de la deformation progressive d'un agregat polycristallin. Etude developpement de structures orientees par ecrasement et cisaillement: These. Nantes, 1974. 115 p.
165. *Etheridge M.A., Wilkie J.C.* An assessment of dynamically recrystallized grain size as a palaeopiezometer in quartz-bearing mylonite zone // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 78. P. 475—508.
166. *Fairbairn H.W.* Deformation lamellae in quartz // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1941. Vol. 52. P. 1265—1278.
167. *Forty A.J.* Direct observations of dislocations in crystals // *Adv. Phys.* 1954. N 3. P. 1—25.
168. *Fyfe W.S.* Archaean tectonics // *Nature.* 1974. Vol. 249. P. 338.
169. *Ghiorso M.S., Carmichall Y.S.E., Moret L.K.* Inverted high-temperature quartz // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 68, N 3. P. 307—323.
170. *Goetze C., Kohlstedt D.L.* Laboratory study of dislocation climb and diffusion in olivine // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78. P. 5961—5871.
171. *Grachev A.F., Dobrzhinetskaya L.F.* On nature of seismic anisotropy of the Carpathian-Balkan region based on the study of the internal structure and elastic properties of mantle xenoliths in basalts // *Anisotropy and inhomogeneity of lithosphere and asthenosphere: (Abstr. of Intern. Workshop).* Prague, 1986. P. 15.
172. *Green D.H.* Contrast. melting relations in a pyrolite upper mantle under mid-oceanic ridge, stable crust and island arc environments // *Tectonophysics.* 1973. Vol. 17. P. 285—297.
173. *Green H.W.* Syntectonic and annealing recrystallization of fine grained quartz aggregates: Ph. D. Thesis / Univ. Cal. Los Angeles, 1968. 203 p.
174. *Green H.W., II.* Upper mantle flow: effect of volatiles on olivine rheology // *Anisotropy and inhomogeneity of lithosphere and asthenosphere: (Abstr. of Intern. Workshop).* Prague, 1986. P. 18.
175. *Green H.W., Griggs D.T., Christee J.M.* Syntectonic and annealing recrystallization of fine grained quartz aggregates // *Experimental and natural rock deformation.* Springer, 1970. P. 272—335.
176. *Green H.W., Radcliffe S.V.* Deformation processes in the upper mantle // *Geophys. Monogr.* 1972. Vol. 17. P. 139—152.
177. *Green H.W., Radcliffe S.V.* Dislocation mechanisms in olivine and flow in the upper mantle // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1972. Vol. 15. P. 239—247.
178. *Green H.W., Radcliffe S.V.* The nature of deformation lamellae in silicates // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972. Vol. 83. P. 847—852.
179. *Griggs D.T.* Hydrolytic weakening of quartz and other silicates // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1967. Vol. 14. P. 19—32.
180. *Griggs D.T.* A model of hydrolytic weakening in quartz // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79. P. 1653—1661.
181. *Griggs D.T., Bell J.F.* Experiments bearing on the orientation of quartz // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1938. Vol. 49. P. 1723.
182. *Griggs D.T., Blacic J.D.* Quartz: Anomalous weakness of synthetic crystals // *Science.* 1965. Vol. 147. P. 292—295.
183. *Gueguen Y., Darot M.* Microstructures and stresses in naturally deformed peridotites // *Rock Mech.* 1980. Vol. 9, suppl. P. 159—172.
184. *Harris L.B., Burg J.-P., Sauniac S.* Strain distribution within the Pardailhan Nappe (Montagne Noire, France) and structure of its basal thrust zone; implications

- for events associated with nappe emplacement // *J. Struct. Geol.* 1983. Vol. 5, N 3/4. P. 431—440.
185. *Heard H.C., Cartez N.L.* Experimentally induced "natural" intragranular flow in quartz and quartzite // *Amer. J. Sci.* 1968. Vol. 266. P. 1—42.
186. *Herring C.* Diffusional viscosity of a polycrystalline solid // *J. Appl. Phys.* 1950. Vol. 21. P. 437—445.
187. *Hess H.H.* Seismic anisotropy of the upper most mantle under oceans // *Nature.* 1964. Vol. 203. P. 629—631.
188. *Hobbs B.E.* Recrystallization of single crystals of quartz // *Tectonophysics.* 1968. Vol. 6, N 5. P. 353—401.
189. *Hobbs B.E., McLaren A.C., Paterston M.S.* Plasticity of single crystals of synthetic quartz // *Geophys. Monogr.* 1972. Vol. 16. P. 29—53.
190. *Holland J.G., Lambert R.S.J.* The chemistry and origin of the Lewisian gneisses of Scottish mainland, the Scourie and Inver assemblages and sub-crustal accretion // *Precamb. Res.* 1975. Vol. 2. P. 161—188.
191. *Holland T.N.* The charnockite series a group of Archaean hypersthenic rocks in Peninsular India // *Geol. Surv. Ind. Bull.* 1960. Vol. 29. P. 119—249.
192. *Johnson M.R.W.* The structural history of the Moine thrust at Lochcarron, Western Ross // *Trans. Roy. Soc. Edinburgh.* 1960. Vol. 64. P. 139—168.
193. *Kirby S.H., Raleigh C.B.* Mechanisms of high-temperature, solid-state flow in minerals and ceramics // *Tectonophysics.* 1973. Vol. 19. P. 165—194.
194. *Kohlstedt D.L., Goetze C.* Low-stress high-temperature creep in olivine single crystals // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79. P. 2045—2051.
195. *Kohlstedt D.L., Van der Sande J.B.* Transmission electron microscopy investigation of defect microstructure of four natural orthopyroxene // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1973. Vol. 42. P. 169—180.
196. *Kohlstedt D.L., Weathers M.S.* Deformation — induced microstructures, paleo-thermometers and differential stress in deeply eroded faultzones // *J. Geophys. Res.* B. 1980. Vol. 85, N 11. P. 2045—2051.
197. *Kronenberg A.K., Tullis J.* Flow strengths of quartz aggregates: grain size and pressure effects due to hydrolytic weakening // *Ibid.* 1984. Vol. 89, N 6. P. 4281—4297.
198. *Kröner A.* Precambrian plate tectonics // *Precambrian plate tectonics.* Amsterdam: Elsevier, 1981. P. 57—90.
199. *Lacassin R., Van den Driessche J.* Finite strain determination of gneiss; application of Fry's method to porphyroid in the Southern Massif Central (France) // *J. Struct. Geol.* 1983. Vol. 5, N 3/4. P. 245—253.
200. *Laurent R.* Petrology of the alpine-type serpentinites of the Asbestos and Thetford Mines, Quebec // *Schweiz. miner. und petrogr. Mitt.* 1975. Bd. 55, H. 3. S. 431—455.
201. *Low R.D., Knipe R.J., Dayan H.* Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, northwest Scotland // *J. Struct. Geol.* 1984. Vol. 6, N 5. P. 477—497.
202. *Malle S., Printzlau J.* Partial melting of spinel hercynite // *J. Petrol.* 1979. Vol. 20. P. 727—741.
203. *Marshall B.D., Hobbs B.E., Vernon R.H.* Experimental deformation and recrystallization of a peristerite // *Contrib. mineral. and petrol.* 1976. Vol. 57, N 1. C. 49—54.
204. *Marshall D.B., MacLaren A.C.* Deformation mechanisms in experimentally deformed plagioclase feldspars // *Phys. and Chem. Miner.* 1977. Vol. 1, N 4. P. 351—370.
205. *Maxwell J.* Ophiolites — old oceanic crust or internal diapirs // *Symposium on "Ophiolites in the Earth's crust".* Moscow, 1973.
206. *McGregor J.D., Basw A.* Geological problem in estimating mantle geothermal gradients // *Amer. Miner.* 1976. Vol. 61, N 7/8. P. 715—724.
207. *McKenzie D., Weiss N.* The thermal history of the Earth // *The continental crust and its mineral deposits.* Toronto, 1980. P. 575—590. (Geol. Assoc. Canada).
208. *McLaren A.C., Phakey P.P.* Dislocation in quartz observed by transmission electron microscopy // *J. Appl. Phys.* 1965. Vol. 36. P. 3244—3246.
209. *McLaren A.C., Reichford J.A.* Transmission electron microscopy study of the dislocation in plastically deformed synthetic quartz // *Phys. status. solidi.* 1969. Vol. 33. P. 657—668.
210. *McLaren A.C., Reichford J.A., Griggs D.T., Christie J.M.* Transmission electron microscopy study of Brazil twins and dislocations experimentally produced in natural quartz // *Ibid.* 1967. Vol. 19. P. 631—644.
211. *McLaren A.C., Turner R.G., Boland J.N., Hobbs B.E.* Dislocation structure of the deformation lamellae in synthetic quartz: A study by electron and optical microscopy // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1970. Vol. 29. P. 104—115.

212. *McLean D.* The science of metamorphism in metals // Controls of metamorphism. L.: Oliver and Boyd, 1965. P. 103—118.
213. *Mercier J.-C.C., Anderson D.A., Garter N.L.* Stress in the lithosphere: Inferences from steady state flow of rocks // Pageophys. 1977. Vol. 115. P. 119—226.
214. *Mercier J.C., Nicolas A.* Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts // J. Petrol. 1975. Vol. 16. P. 454—456.
215. *Miller D.M., Christie J.M.* Comparison of quartz microfabric with strain in recrystallized quartzite // J. Struct. Geol. 1981. Vol. 3, N 2. P. 129—141.
216. *Mügge O.* Über Translation und verwandte Erscheinungen in Kristallen // Neues Jb. Miner. Geol. and Paläontol. 1898. N 1. S. 71—158.
217. *Nabarro F.R.N.* Dislocations in simple cubic lattice // Proc. Phys. Soc. 1947. Vol. 59. P. 256—272.
218. *Nabarro F.R.N.* Steady state diffusional creep // Philos. Mag. 1967. Vol. 16. P. 231—237.
219. *Nedoma J.* On the global geodynamic model of the Earth and the plate tectonic hypothesis // Gerlands Beitr. Geophys. 1986. Vol. 95, N 2. P. 89—105.
220. *Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.* Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // Amer. J. Sci. 1973. Vol. 273. P. 853—876.
221. *Nicolas A., Poirier J.P.* Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. L. etc.: Wiley, 1976. 445 p.
222. *Ord A., Christie Y.M.* Flow stress from microstructures in mylonitic quartzites of the Moine thrust zone, Assynt area, Scotland // J. Struct. Geol. 1984. Vol. 6, N 6. P. 639—654.
223. *Paterson M.S.* Experimental deformation and faulting in Wombegon marble // Bull. Geol. Soc. Amer. 1958. Vol. 69, N 4. P. 465—475.
224. *Paterson M.S., Weiss L.E.* Symmetry concepts in the structural analysis of deformed rocks // Ibid. 1961. Vol. 72. P. 841—882.
225. *Peierls R.* The size of dislocation // Proc. Phys. Soc. 1940. Vol. 52. P. 34—37.
226. *Phakey P., Dollinger G., Christie J.M.* Transmission electron microscopy of experimentally deformed olivine crystals // Geophys. Monogr. 1972. Vol. 16. P. 117—138.
227. *Pogaesas G.* Seismic stratigraphic features of Neogene sediments in the Panonian basin // Geophys. Trans. 1984. Vol. 30, N 4. P. 373—410.
228. *Poirier J.P.* Creep of crystals: high-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. Cambridge: Univ. press, 1985. 260 p.
229. *Post R.L.* High temperature creep of Mt Burnet dunite // Tectonophysics. 1977. Vol. 42. P. 75—110.
230. *Raleigh C.B.* Crystallization and recrystallization of quartz in a simple piston cylinder device // J. Geol. 1965. Vol. 73. P. 369—377.
231. *Raleigh C.B.* Glide mechanism in experimentally deformed minerals // Science. 1965. Vol. 150. P. 739—741.
232. *Raleigh C.B.* Mechanism of plastic deformation of olivine // J. Geophys. Res. 1968. Vol. 73, N 14. P. 5391—5406.
233. *Raleigh C.B., Kirby S.H.* Creep in mantle // Miner. Soc. Amer. Spec. Pap. 1970. Vol. 3. P. 113—131.
234. *Ramsay J.G.* Shear-zone geometry: a review // J. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. P. 83—99.
235. *Ramsay J.G., Graham R.H.* Strain variation in shear belts // Canad. J. Earth Sci. 1970. Vol. 7. P. 786—813.
236. *Roeder P.L., Campbelle J.H., Jameson H.E.* A revolution of the *Ol-Sp* geothermometer // Contrib. Miner. and Petrol. 1979. Vol. 68. P. 325—335.
237. *Roonney T.P., Riecker R.E.* Experimental deformation of hornblende and amphibole // AF Cambridge Res. Lab. Environ. Res. Pap. 1969. Vol. 299. P. 1—24.
238. *Ross J.V.* Milonite rocks and flattened garnets in the southern Okanagan of British Columbia // Canad. J. Earth Sci. 1973. Vol. 10. P. 1—17.
239. *Ross J.V., Ave'Lallement H.G., Carter N.L.* Activation volume for creep in the upper mantle // Science. 1979. Vol. 203. P. 261—263.
240. *Ross J.V., Ave'Lallement H.G., Carter N.L.* Stress dependence of recrystallized-grain and subgrain size in olivine // Tectonophysics. 1980. Vol. 70. P. 39—61.
241. *Sander B.* Gefügekunde der Gesteine. Vienna: Springer, 1930. 352 S.
242. *Sanderson D.Y.* The development of fold axes oblique to the regional trend // Tectonophysics. 1973. Vol. 16. P. 55—70.
243. *Schmidt W.* Untersuchungen über die Regelung des Quarzgefüges // Fortschr. Miner. Krist. Pet. 1927. Bd. 11. S. 29.
244. *Schubert G., Froidervaux C., Juen D.A.* Oceanic lithosphere and asthenosphere: Ther-

mal and mechanical structure // *J. Geophys. Res.* 1976. Vol. 81. P. 3525—3540.

245. *Seifert K.E.* Strength of Adirondack anorthosite at elevated temperatures and pressures // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Vol. 80. P. 2053—2059.

246. *Shelley D.* Hypothesis to explain the preferred orientations of quartz and calcite produced during synthectonic recrystallisation // *Ibid.* 1971. Vol. 82. P. 1943.

247. *Stocker R.L., Ashby M.* On the rheology of the upper mantle // *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1973. Vol. 2. P. 391—426.

248. *Takenchi S., Argon A.S.* Review: Steady state creep of single-phase crystalline matter of high temperatures // *J. Mater. Sci.* 1976. Vol. 11. P. 1542—1566.

249. *Talbot C.J.* A plate tectonic model for the Archaean crust // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1973. Vol. 273. P. 413—428.

250. *Taylor G.Y., Elam C.F.* The distortion of iron crystals // *Proc. Roy. Soc. London A.* 1926. Vol. 112. P. 337—361.

251. *Tilley C.E.* Enderbite — a new member of the charnockite series // *Geol. Mag.* 1936. Vol. 73. P. 312—316.

252. *Tullis J.A.* Quarts: Preferred orientation in rocks produced by Dauphine twinning // *Science.* 1970. Vol. 168. P. 1342—1344.

253. *Tullis J.A., Christie J.M., Griggs D.T.* Microstructures and preferred orientation of experimentally deformed quartzites // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84. P. 297—314.

254. *Turner F.J.* Preferred orientation of olivine crystals in peridotites with special reference to New Zealand examples // *Trans. Roy. Soc. N.Z.* 1942. Vol. 72. P. 280—300.

255. *Turner F.Y., Heard H.C., Griggs D.T.* Experimental deformation of enstatite and accompanying inversion to clinoenstatite // *Intern. geol. Congr. XXI Sess. Copenhagen, 1960.* Vol. 18. P. 399—408.

256. *Vance J.A.* Polysynthetic twinning in plagioclase // *Amer. Miner.* 1961. Vol. 46. P. 1097—1119.

257. *Verma R.K.* Elasticity of some high

density crystals // *J. Geophys. Res.* 1960. Vol. 65. P. 757—766.

258. *Vernon R.H.* Plagioclase twins in some mafic gneisses from Broken Hill, Australia // *Miner. Mag.* 1965. Vol. 35. P. 488—507.

259. *Voll G.* New work in petrofabrics // *Liverpool Manchester geology. L., 1960.* P. 503—567.

260. *Weathers M.S., Bird J.M., Cooper K.F., Kohlsteat D.L.* Differential stress determined from deformation-induced microstructures of the Moine thrust zone // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 7495—7509.

261. *Weertman J.* Dislocation climb theory of steady-state creep // *Amer. Soc. Met. Trans.* 1968. Vol. 61. P. 681—694.

262. *Wegner M.W., Christie S.M.* Chemical etching of deformation sub-structures in quartz // *Phys. and Chem. Miner.* 1983. Vol. 9. P. 67—78.

263. *Williams C., Christie J.M., Kovacs M.P.* Experimental deformation of K-feldspar single crystals // *Bull. Miner.* 1979. Vol. 102. P. 168—177.

264. *Wilson C.J.L.* Preferred orientation in quartz ribbon mylonites // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1975. Vol. 86. P. 968—974.

265. *White S.H.* The dislocation structures responsible for the optical effects in some naturally deformed quartzites // *J. Mater. Sci.* 1973. Vol. 8. P. 490—499.

266. *White S.H.* The effects of poly-phase deformation on the intracrystalline defect structures of quartz // *Neues Jb. Miner. Abh.* 1975. Bd. 123. S. 237—252.

267. *White S.H.* Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz // *Tectonophysics.* 1977. Vol. 39. P. 143—170.

268. *White S.H.* Difficulties associated with paleo stress estimates // *Bull. Miner.* 1979. Vol. 102. P. 210—215.

269. *White S.H., Burrows S., Carreras J.* et al. On mylonites in ductile shear zones // *J. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2. P. 175—187.

270. *Young C., III.* Dislocations in the deformation of olivine // *Amer. J. Sci.* 1969. Vol. 267. P. 841—852.

ПОДПИСИ К ФОТОТАБЛИЦАМ

Таблица I

Структуры полос излома.

Структуры полос излома в оливинах (*a*) из дунитов Парамского массива и в биотите (*b*) из метагаббро-амфиболитов Слюдянского массива Восточной Сибири. Фотографии шлифов, увел. 20

Таблица II

Деформация изгиба

a — в плагиоклазе из бластомилонитов, развитых по габброндам Слюдянского массива, видна деформация изгиба механических двойников; *b* — структуры полос излома в кварце из эндрбитов Кольского полуострова. Фотографии шлифов, увел. 20

Таблица III

Деформация плагиоклазов в метагаббро и фрагмент деформированного метагаббро в плагиогранитах

a — деформационные двойники (тонкие линзовидные полоски) в плагиоклазах с комплексными двойниками магматической природы, метагаббро Слюдянского массива, увел. 8; *b* — включение метагаббро в плагиограните (Мурманский блок, Кольский полуостров); *c* — деформированный плагиоклаз из зоны бластомилонитов, развитой среди габброидов Слюдянского массива

Таблица IV

Процесс "фрагментирования" жестких меланократовых пород среди пластичных гранитоидов (Кольский полуостров)

Фрагменты пласта метапироксенитов, разобщенные в процессе пластического сдвига (*a*) и последующего вращения (*b*)

Таблица V

Дислокационное строение кварца по данным избирательного травления (растровый электронный микроскоп)

a — дислокационные фигуры травления внутри субзерен, увел. 4000, обр. Д-71; *b* — дислокационные ямки травления, ориентированные в направлении осей *c*, *a* и *a+c* на плоскости гексагональной призмы, увел. 2000, обр. Д-71; *c* — дислокационные фигуры травления, приуроченные к границам субзерен, увел. 2000, обр. Д-113; *z* — образование зародышей рекристаллизованных зерен кварца в участках скопления дислокаций, увел. 2000, обр. Д-71

Таблица VI

Строение субзерен и динамически рекристаллизованных зерен кварца по данным избирательного травления (растровый электронный микроскоп)

a, *b* — увел. 2000, обр. Д-71; *c*, *z* — увел. 800, обр. Д-113

Таблица VII

Бластомилониты, развитые в подошве габбро-анортозитовой пластины Главного хребта Кольского полуострова

a — тонкополосчатые бластомилониты; *b* — зона перехода от бластомилонитов к более массивным текстурам габбро-норитов

Таблица VIII

Вкрапленники плагиоклазов в метадацитах тыйской свиты Северного Прибайкалья

a, *b* — недеформированные вкрапленники; *c*, *z* — деформированные в условиях вращения, увел. 8

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1.	
Теоретические основы пластического течения горных пород	7
Реологические свойства горных пород: основные понятия	7
Пластичность кристаллов	9
Механизмы пластического течения кристаллов и поликристаллических пород	15
Глава 2.	
Текстурно-структурная анизотропия магматических пород	27
Равновесная кристаллизация минералов	27
Первичная текстурно-структурная анизотропия магматических пород	29
Текстурная анизотропия как результат сдвиговой деформации	31
Структурная анизотропия магматических пород как результат твердопластических деформаций	35
Значение текстурно-структурной анизотропии мантийных и коровых магматических пород для геологии и геофизики	39
Глава 3.	
Пластические свойства главных породообразующих минералов: экспериментальные данные	41
Кварц	41
Плагиоклаз	69
Оливин	74
Пироксен	92
Глава 4.	
Деформации протоконтинентальной коры раннего докембрия (на примере тоналитов, гранитов и анортозитов Балтийского щита)	95
Структурный анализ и последовательность структурно-метаморфических событий пород чернокитовой серии и ассоциирующих с ними образований кольской серии архея Кольского полуострова	95
Структурная позиция меланократовых включений в архейских гранитоидах	111
О типе архейской коры Кольского полуострова	118
Зеленокаменные пояса в структуре архейской протоконтинентальной коры Кольского полуострова	121
Микроструктурный анализ кварца в эндербитах архея	131
Структурная позиция габбро-анортозитов	150
Характер структурообразования в зонах глубинных надвигов архейской протоконтинентальной коры и его значение для интерпретации геолого-геофизических данных	162
Глава 5	
Коровые и мантийные деформации габброидов и гипербазитов зеленокаменных поясов докембрия и офиолитовых зерен фанерозоя	167
Основные черты геологического строения Байкало-Витимского зеленокаменного пояса раннего протерозоя	168
Структурный анализ габброидов Слюдянского массива Северного Прибайкалья ..	171
Геологическое положение и структура гипербазитов Парамского массива	185
Геологическое положение и структура гипербазитов Корватундровского зеленокаменного пояса докембрия (Кольский полуостров)	204
Твердопластические деформации гипербазитов фанерозойских офиолитовых зон ..	214

Сравнительный анализ структур твердопластического течения в фанерозойских и докембрийских мантийных перидотитах	229
Глава 6.	
Деформации мантийных ксенолитов и их значение для интерпретации геолого-геофизических данных по глубинному строению подкоровой литосферы	238
Внутренняя структура ксенолитов	238
Модель фрагментации вещества аномальной мантии	251
Обсуждение	255
Особенности тектогенеза раннедокембрийской протоконтинентальной коры	255
Структурный парагенезис зон глубинного надвигообразования	260
Кинематическая интерпретация плоскостных и линейных ориентировок минералов	263
Механизмы пластического течения коровых пород и оценка параметров деформации	266
Особенности мантийного тектогенеза: альпинотипные перидотиты и ультраосновные ксенолиты как маркеры тектонических процессов, протекающих в верхней мантии	269
Значение предпочтительных ориентировок оливинов для интерпретации азимутальной сейсмической анизотропии подкоровой литосферы	273
Литература	278

Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза

Магматические породы — наиболее широко распространенные образования, слагающие глубинные горизонты литосферы. Обширные области современных океанов заняты породами базит-ультрабазитового состава. Щиты и фундамент древних платформ континентов сложены преимущественно диоритами, тоналитами, трондъемитами и различными гранитами. Все эти образования являются источником информации о тектонических движениях, которые осуществляются в глубинных зонах литосферы на протяжении всех геологических эпох. Благодаря своей внутренней структуре магматические образования являются хорошим маркером пластических деформаций, с помощью которых оказывается возможным изучение генетических аспектов глубинного тектогенеза.