

УДК 551.25+552.08

ТЕКСТУРИРОВАННОСТЬ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ КАК ОТРАЖЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

©1993г. Ю. С. Геяшафт

Российская академия наук, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта

Поступила в редакцию 10.02.93 г.

Рассмотрены типы текстур ксенолитов ультраосновных пород мантии в кимберлитах и щелочных базальтах. Показано, что в процессе охлаждения в поле напряжений с увеличением степени деформаций последовательно формируются грубозернистая (или протогранулярная, гранобластовая), порфиорокластическая и равномернозернистая (таблитчатая или мозаичная) текстуры. Основной механизм деформации - внутрикристаллическое скольжение и синтетектоническая динамическая рекристаллизация. Сопоставлены условия образования и особенности химического состава глубинных пород различных текстурных типов. Рассмотрены основные геодинамические модели процессов, приводящих к формированию основных типов текстур.

Важным инструментом познания состава и состояния земных недр в различные геологические эпохи является изучение ксенолитов глубинных пород, содержащихся в кимберлитах и щелочных базальтах - наиболее глубинных магматических образованиях, достигших земной поверхности. В минеральном составе, структурном и текстурном строении ксенолитов запечатлены особенности физико-химических параметров и процессов, определявших эволюцию глубинного субстрата. Минеральная термометрия показывает, что существование ксенолитов на глубине в значительной степени определялось достаточно высокими температурами 1000°C и давлениями >10 кбар. Это в свою очередь наложило отпечаток на кинетику и механизмы процессов их структурно-вещественной эволюции.

Вообще говоря, в "жизни" глубинных горных пород выделяют магматический и субсолидусный этапы. Очевидно, что на любой стадии агрегатного существования горной породы большую роль играет распределение (или изменение) *PT* параметров. В сочетании с флюидным режимом поле температуры и давления (напряжения) в первую очередь обусловят формирование того или иного структурного и текстурного типа глубинной горной породы.

1. ПРОЦЕССЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ФОРМИРОВАНИЕ ТЕКСТУРЫ ГЛУБИННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Наблюдения над изверженными горными породами показывают, что процессы кристаллизации и течения расплава ответственны за многие формы структурной упорядоченности и (или) неоднородности таковых. В самом деле, при равновесной

кристаллизации интрузивных пород базальтового состава в ходе их медленного остывания обычно возникает габбровая структура, близкая к аллотриоморфнозернистой, при которой минералы характеризуются достаточно изометричными идиоморфными формами. Какой-либо неоднородности в ориентировке, относительном расположении и распределении минералов нет и, таким образом, не наблюдается какая-либо текстурированность такой породы. Примером подобных образований могут служить большая часть ксенолитов габброидов в вулканитах Исландии, характеризующихся, как правило, массивными структурами и неориентированными текстурами [1].

При неравновесной, фракционной кристаллизации нарушается равновесие между расплавом и минеральными фазами за счет отсадки последних, их объединения (слипания) в кристаллические кумуляты. При последовательном осаждении кристаллических фаз, отделении остаточных расплавов и их последующей кристаллизации возникают разнообразные типы расслоенных магматических горных пород. Примеры расслоенных интрузий хорошо известны [2]. По-видимому, процесс их образования более распространен в земных недрах, чем равновесная кристаллизация. На степень выраженности процесса кристаллизационной дифференциации магмы оказывают влияние такие факторы, как соотношение плотностей кристаллов и расплава, флюидный режим, характер конвективных движений в расплаве. В общем случае могут возникнуть достаточно тонкослоистые структуры, подобные осадочным. Текстура такого типа называется магматической листоватостью. При этом в зависимости от типа кристаллизующихся минералов (их габитусных форм) отдельные минеральные фазы могут иметь определенное направление, то есть

возникает директивная текстура. Последняя более характерна для пород, образующихся при течении расплава, ответственного за создание флюидалной структуры. Этот тип структуры отражает потокообразное расположение минеральных зерен. При наличии сегрегации кристаллов ранних выделений из расплава (шлиров) можно наблюдать некоторое их растаскивание или вытянутость по направлению течения. Это особенно характерно для вязких кислых расплавов. Подобные формы упорядоченной структуры автор наблюдал в выходах гранитов в долине реки Чулутуин, Монголия, на которых залегают плиоцен-четвертичные базальтовые лавы. Шлиры в гранитах сложены главным образом амфиболом, слюдой, рудными минералами. Как будет показано ниже, флюидалность возникает и при пластическом течении породы в твердом состоянии.

После остывания горной породы ниже температуры солидуса в ней происходят различные изменения минерального состава, в первую очередь связанные с неравновесным состоянием первичных твердых растворов кристаллических фаз. В минералах обнаруживаются структуры распада и гетерофазность на разном размерном уровне: от тончайшего спинодального распада с размером фаз, соизмеримым с параметрами решетки, до макровыделений, обусловивших возникновение графических (симплектитовых) и ориентированно-пластинчатых структур. Характерны структуры окислительного распада в зернах титаномагнетита, структуры распада твердых растворов (экссолуции) в полевых шпатах, пироксенах, гранатах. Много ярких примеров возникновения таких неоднородностей можно найти, например, в работах [3-6]. Как будет показано ниже, подобный механизм изменения структуры на минеральном уровне может быть ответствен за формирование ряда структур глубинных горных пород, наблюдаемых в ксенолитах из кимберлитов и базальтов.

Минеральная термобарометрия ксенолитов глубинных пород привела многих исследователей к выводу об их сложной политермобарической истории. Ясно, что изменения в *PT* режимах (и, вероятно, во флюидном режиме) приводили к сложным метаморфическим преобразованиям вещества этих пород. Скорее всего, на мантийном уровне глубин следует рассматривать те же самые процессы метаморфизма, которые хорошо изучены для условий земной коры. Широко проявлен в породах разного состава региональный динамометаморфизм, то есть перекристаллизация горных пород в поле механических напряжений. По-видимому, необходимо учитывать важность процессов, близких по своей сути к контактовому метаморфизму. Это и воздействие на ксенолиты (породы стенок магматических камер и каналов) вмещающего высокотемпературного расплава, являющегося также источником флюи-

дов, и локальные поля напряжений, возникающих в процессах формирования интрузивных тел (магматических камер). С дислокациями в глубинном веществе тесно сопряжены процессы инфильтрационного метасоматоза. В настоящее время совокупность явлений метаморфогенно-метасоматического преобразования глубинного вещества рассматривается в тесной связи с процессами мантийного магмогенеза [7,8].

Глубинные деформационные процессы ответственны за образование различных текстур в ксенолитах. Характер и масштабы их проявлений чрезвычайно широко варьируют и проявляются от единичных признаков деформации в отдельных минеральных зернах до появления ярко выраженных директивных текстур. Многие виды структурно-минеральной неоднородности в ксенолитах глубинных горных пород связывают с процессами внедрения по узким трещинам мантийных расплавов [9], с мантийным интрузивным магматизмом и магматическим замещением [10], реакционным взаимодействием ксенолитов с вмещающим расплавом [11], метасоматическим преобразованием под влиянием флюидов [12]. Эти процессы формируют разнообразные по формам проявления неоднородные структуры - от сложных композиций с резкими контактами между разными частями породы до эвтакситовых, с правильно чередующимися полосчатыми зонами. Флюидално-метасоматические преобразования сопровождаются переходом от среднезернистых магнезиальных ультрабазитов к пегматоидным, гигантозернистым образованиям с сильным изменением состава в сторону обогащения базальтоидными компонентами (Fe, Al, Ti и др.). Возможно, этот процесс в значительной мере обуславливает появление такой разновидности глубинных включений, как мегакристаллы [12]. Пегматоидные друзы железисто-глиноземистых минералов были описаны среди мантийных включений в базальтах Монголии [13]. Нарастание гигантозернистых агрегатов минералов на перидотитовые включения отмечены недавно на Большом Кавказе [14]. В табл. 1 суммированы возможные процессы, ответственные за формирование неоднородных текстур глубинных горных пород.

2. КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕКСТУР ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ

Уже первые исследователи ксенолитов в магматических породах разного состава отмечали разнообразие структур и текстур глубинных пород. Так, например, Т. Эрнст [15] обращал внимание на то, что в некоторых ксенолитах ультраосновных пород из базальтов Рейнского грабена оливины определенным образом ориентированы. Позднее было показано, что подобный петроструктурный рисунок присущ ксенолитам из различных регионов и характерен для перидоти-

Таблица 1. Процессы, приводящие к формированию неоднородных текстур в глубинных горных породах

Магматические процессы

1. Фракционная (в том числе ритмическая) кристаллизация
2. Сегрегация кристаллов (образование кумулятов)
3. Течение расплава
4. Пропитка твердого субстрата расплавом по трещинам
5. Магматическое замещение, реакции пород с расплавом
6. Взаимодействие пород с флюидами, отделяющимися от расплава

Твердофазовые процессы

1. Распад первичных твердых растворов, образование графических и линейно-ориентированных пластинчатых структур
2. Хрупкая и пластическая деформация, рекристаллизация в поле напряжений (динамометаморфизм)
3. Термометаморфизм под влиянием прогрева от различных глубинных источников, в том числе под воздействием магматических расплавов
4. Метасоматоз

тов из плутонов и алышнотипных массивов. В работе [16] были выделены некоторые текстурные типы ксенолитов перидотитов из базальтов провинции Окленд, Новая Зеландия и установлены пять правил ориентации оливиновых зерен относительно трех главных кристаллографических направлений структуры минерала X , Y , Z . В этой же работе были рассмотрены гипотетические механизмы формирования наблюдаемых текстур и предложена трехступенчатая схема развития петроструктурных картин. Начальный **"открытый"** текстурный тип образуется в результате магматической кристаллизации ультраосновных пород. **"Плотно-упакованная"** или **"плотная"** текстура образуется по "открытой" в результате твердофазовой деформации (с или без) рекристаллизации. Между этими основными (или крайними) отчетливо различимыми типами выделенных текстур наблюдаются переходы.

Уже в первых описаниях ксенолитов- из кимберлитов Якутии были выделены **порфиновые** перидотиты, порфиновый облик которых создавался крупными зернами граната, оливина и пироксенов размером до сантиметра, погруженными в тонкозернистую основную массу [17, 18]. Особо были выделены **"кометные"** структуры [18], с подчеркнута флюидалным характером распределения крупных, порфириновых выделений и мелкозернистой массы. Этот текстурный тип, по-видимому, отражает крайне высокую степень деформации горных пород в условиях катаклаза. Н.В. Соболев отмечал для порфириновых пироповых перидотитов из якутских кимберлитов

отсутствие реакционных процессов замещения минеральных фаз в твердом состоянии и постепенный переход от типично катаклазированных пород с хорошо выраженной параллельно-ориентированной текстурой, сохранившимися округлыми зернами граната и раздавленными зернами пироксена, образующими "кометные" структуры [18], к мелкозернистой основной массе, к настоящим порфириновидным породам с перекристаллизованной мелкозернистой основной массой, похожим на перидотиты, известные в коренном залегании в Чешском массиве [19, 20, 21, с. 21].

Разработка классификации текстурных типов ксенолитов мантийных пород шла параллельно для включений в кимберлитах и в щелочных базальтах. С одной стороны, это было обусловлено известным минералогическим и фаціальным различием ксенолитов из этих двух типов мантийных магматических образований: в кимберлитах распространены главным образом гранатовые породы, относительно велика доля различных типов эклогитов, известны находки наиболее барофильных минеральных парагенезисов с алмазом и коэситом; в базальтах в основном присутствуют ксенолиты шпинелевой фации, значительно реже встречаются гранат-шпинелевые и гранатовые разновидности. В то же время отмечались и некоторые различия в распространенности отдельных типов выделенных текстур среди ксенолитов из кимберлитов и базальтов [22]. Большой вклад в разработку классификационных схем текстур глубинных мантийных пород внесла группа французских исследователей [22 - 26]. Они исходили из того, что вещество мантии претерпело, по крайней мере, три этапа структурообразования в меняющихся полях температуры, давления и дифференциальных - напряжений. Первоначально мантийные породы прошли магматическую стадию в условиях частичного плавления верхней мантии. На это в первую очередь указывает несомненно реститовый петро-геохимический характер состава ксенолитов [27, 28], их сильная истощенность базальтовыми компонентами. Минеральная термобарометрия показывает, что ксенолиты уравновешены при субсолидусных температурах. Следовательно, эти породы прошли этап метаморфической перекристаллизации в субсолидусных условиях. При этом развивались процессы распада первичных высокотемпературных твердых растворов минералов (главным образом пироксенов)- образовывались реакционные каймы вновь кристаллизующихся минеральных парагенезисов, развивались процессы минеральных замещений, из которых наиболее широко проявилась гранатизация первичных шпинелевых ассоциаций [21, 29]. Таким образом сформировалась древняя **протогранулярная, или грубозернистая** структура пород. Эта „структура была исходной для последующих форм, образо-

вывавшихся под действием деформационных процессов в полях напряжений (третья стадия).

Разнообразие структурных (текстурных) типов определяется механизмами деформаций и масштабом их проявлений. К этому вопросу мы обратимся ниже, а пока отметим, что катакlastическое и пластическое течения приводят к формированию весьма распространенной **порфирикластической** текстуры. Для нее характерны крупные порфирировые зерна минералов, часто со следами внутризерновой пластической деформации (порфирикласты), погруженные в мелкозернистую массу свободных от напряжений кристаллов (необласты). Именно этот тип отмечался первыми исследователями якутских кимберлитов как "порфирировые гранатовые перидотиты" [17, 18]. Крайняя степень пластической деформации, выражающаяся в полной рекристаллизации порфирикластической текстуры, образует **равномернозернистые** по строению породы с размером зерен существенно меньше, чем в протогранулярной, или грубозернистой структурах. Этим же равномернозернистые мантийные породы отличаются от коровых гранулитов. Учет формы зерен минералов приводит к появлению таких подтипов, как **мозаичная** и **таблитчатая** текстуры. Авторы [25] отмечают, что условия развития этих форм не совсем понятны и в принципе они могут быть получены различным способом под влиянием различных процессов. На рис. 1 приведены зарисовки по микрофотографиям типичных текстурных типов [22]. Обобщенная классификация структур мантийных пород была предложена Б. Хартом [30] и приводится в табл. 2 так, как она воспроизведена в [3].

Помимо указанных основных типов текстуры отмечаются редко встречающиеся другие разновидности: **пойкилобластовая** [25] (отдельные крупные зерна минералов содержат мелкие, неориентированные включения других минералов породы), **вторичная таблитчатая** (рекристаллизация после интенсивного пластического течения) и **флюндально-мозаичная** (отчетливые тектонические полосы течения, включающие сверхпластичность-чрезвычайно большое удлинение зерен без разрыва) [22]. Пойкилобластовая текстура встречается в ксенолитах из базальтов, тогда как две другие - в перидотитах из трубки Матсоку, Лесото.

3. МЕХАНИЗМЫ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕКСТУРНЫХ ТИПОВ

Не вызывает сомнений деформационная природа большинства текстурных типов глубинных ксенолитов. При этом необходимо различать хрупкие и пластические деформации. Наиболее ярко хрупкие деформации проявлены в катакlastическом течении вещества исключительно за счет растрескивания зерен, их проскальзывания и вращения. Течение без хрупкого разрушения зерен осуществляется механизмами пластичности



(a)



(б)



(в)

Рис. 1. Характерные текстуры ксенолитов мантийных пород, по [22]. (а) - грубозернистая текстура гарцбургита, (б) - порфирикластическая текстура гранатового гарцбургита, (в) - мозаичная текстура гранатового лерцолита. Светлые зерна - оливин, пунктирные линии - границы полос излома в зернах; ориентированная мелкая штриховка - ортопироксен (штриховка параллельна плоскости (100)); неориентированная мелкая штриховка - клинопироксен; жирной линией показаны контуры зерен граната.

кристаллов (развитие дислокационных структур и двойникования), массопереноса (диффузия и растворение под давлением) или скольжением по границам зерен [31]. В природе часто катакlastическое и пластическое течения не отделимы друг от друга. Признаками пластичности минеральных зерен являются деформационные двойники, волнистое погасание, полосы скольжения, или из-

Таблица 2. Классификация структур ксенолитов мантийных пород [30]

Тип структуры	Порфиорокласты	Размер зерен	Границы зерен	Подтипы структуры
Крупно-зернистая	Отсутствуют	Более 2 мм	Различные. Часто прямолинейные или плавно закругленные, но могут быть менее правильными	(1) Изометрическая (2) Таблитчатая
Порфиороклас- тическая	Более 10% зерен оливина	2 основные группы: порфиорокласты (1-2 мм) и мелкие зерна - необласты (менее 0.5 мм)	Неправильные для порфиорокластов, прямолинейные для необластов. Некоторые необласты изометрические, другие таблитчатые	(1) Ненарушенная, неламинарная (2) Нарушенная (3) Флюидальная (4) Ламинарная и нарушенная
Мозаично- порфиороклас- тическая	Менее 10% зерен оливина	Обычно 2 группы: порфиорокласты и необласты. В породах без порфиорокластов присутствуют только необласты	Неправильные для порфиорокластов, прямолинейные для необластов. Некоторые необласты изометрические, другие таблитчатые	(1) Ненарушенная, неламинарная (2) Флюидальная (3) Ламинарная и нарушенная
Граноблас- тическая	Отсутствуют или редки	Обычно менее 2 мм (кроме редких порфиорокластов)	Прямолинейные или плавно закругленные, ограничивающие зерна полигональной таблитчатой формы	(1) Изометрическая (2) Таблитчатая

лома (kink-band), образование субзерен и изгибы зерен, а также таких из морфологических структурных проявлений, как двойники и пластинчатые фазы, образованные при распаде твердых растворов. Автором описаны изогнутые ламеллы шпинели, выделившейся из первичного твердого раствора пикроильменита из кимберлита трубки Безымянная, Якутия [32]. Детальная характеристика механизмов деформации различных материалов, в том числе минералов приведена в [33]. Характерные картины распада твердого раствора ортопироксена, изгиба и смещения отдельных блоков пластинчатых кристаллов приведены для пироксенитов из якутских кимберлитов [34]. Для мантийных пород особенности их реологического поведения и образование различных текстурных тийов рассмотрены, например, в работах [35, 36].

Экспериментальными исследованиями было установлено, что для оливина - наиболее распространенного минерала в мантийных породах - характерны шесть систем скольжения, смена которых в первую очередь определяется температурой и значительно слабее зависит от давления и скорости деформации. Для наиболее характерных температур в верхней мантии 800 - 1300°C преобладает внутрикристаллическое скольжение по системе $\{0\&/\}[100]$. При самых высоких температурах вблизи начала плавления вещества мантии (1200 - 1300°C) пластическое течение в оливине соответствует внутрикристаллическому скольжению по системе $(010)[100]$. Деформация осуществляется по механизму дислокационной ползучести. Направление скольжения перпендикулярно границам полос излома. Волнистое пога-

сание характеризует низкотемпературную деформацию, а полосы излома - деформацию при умеренных и высоких температурах. Высокотемпературная ползучесть горных пород приводит к "распаду" крупных напряженных зерен минералов на разориентированные субзерна (полигонизация), из которых дислокации "вытеснены" к их границам. Субзерновая структура является динамической и в конечном счете может охватить весь объем образца горной породы. Такая динамическая рекристаллизация следует после внутрикристаллического скольжения. При высоких температурах создаются ориентированные структуры, характеризующиеся сильным максимумом вдоль N_p перпендикулярно к минеральной уплощенности S и поясовым узором осей N_g и N_m в плоскости S , то есть наблюдается соответствие S -тектонитовому узору, распространенному в гипербазитовых массивах [37]. В ряде работ было показано, что оливины, претерпевшие деформацию, характеризуются почти совершенной спайностью, что приводит к повышению интенсивности на рентгенограммах рефлекса (020) [38 - 40].

В пироксенах пластическая деформация преимущественно проходит путем внутрикристаллического скольжения по системе $(100)[001]$, сдвигового превращения ромбического пироксена в моноклинный и двойникования моноклинного пироксена. Процессы регенерации и рекристаллизации не так сильно выражены, как в оливинах.

Таким образом, структурный рисунок мантийных пород и их текстурные особенности создаются при высоких температурах путем пластической деформации по механизмам внутрикристалличес-

кого скольжения и динамической рекристаллизации при межзерновом скольжении. Необходимо учитывать также возможное высокотемпературное воздействие на ксенолиты вмещающего их магматического расплава, приводящее к рекристаллизации и регенерации минеральных зерен (прежде всего оливина). Подобное термометаморфическое изменение в краевых частях ксенолитов перидотита в базальте вулкана Шаварын-Царам, Центральная Монголия, стершее следы ранней пластической деформации, описано в работе [41]. Б. Харт и др. [42] придают высокотемпературному отжигу решающую роль в процессах рекристаллизации и доращивания минеральных зерен в породах мантии. Протогранулярную текстуру они рассматривают не только как исходную для мантийного вещества, испытавшего древнее подплавление, но и как завершающую цикл динамометаморфических изменений, образованную в результате отжига. Для шпинелевых пород первичные протогранулярные структуры можно отличать от вторичных по габитусу и характеру распределения шпинели среди силикатных фаз: в первичной структуре нет шпинелевых включений в крупных выделениях оливина, обычны включения мелкой округлой шпинели в ортопироксене; вторичные текстуры (в том числе вторичная порфинокластическая и равномернозернистая) характеризуются наличием шпинели в виде включений в порфинокластах [25]. Для гранатовых перидотитов надежные критерии различия первичных и вторичных протогранулярных текстур не разработаны. Авторы [42] в принципе рассматривают преобразование текстур мантийных пород в цикле последовательных процессов деформации и отжига (рис. 2). Существенно, что в этой схеме протогранулярная и равномернозернистая текстуры оказываются подобными, хотя и находятся на разных концах последовательного ряда текстур, образующихся при нарастании степени деформации. Соответственно этим взглядам на механизмы структурных преобразований мантийных пород авторы [42] рассматривают циклическое изменение трех видов текстур: грубозернистая (ограниченная деформация и рекристаллизация, размер зерен >3 мм) - полосчатая, или бластомилонитовая (относительно сильная деформация и интенсивная рекристаллизация с образованием тонкозернистого агрегата полигональных зерен - необластов оливина и пироксена размером <0.5 мм) - равномернозернистая (таблитчатые или неправильной формы зерна размером <3 мм, углы в тройных сочленениях, как в протогранулярной текстуре, близки к 120°).

Похожий цикл хронологической последовательности переходов между разными типами текстур рассматривают Ж.-К. Мерсье и А. Николя [25] для шпинелевых перидотитов в базальтах (рис. 3). В отличие от авторов [42] эти исследователи четко различают протогранулярный и равномернозер-

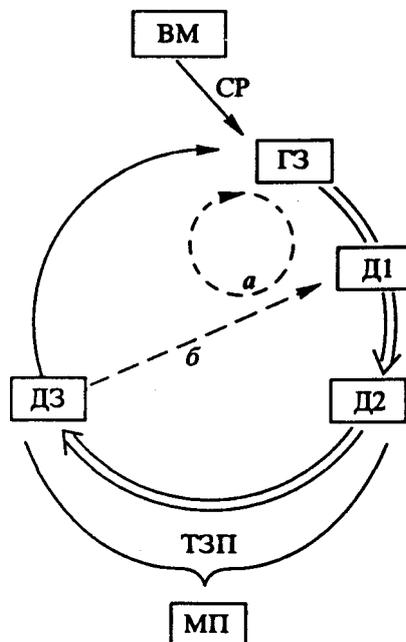


Рис. 2. Обобщенная геологическая история вещества верхней мантии, по [42]. VM - исходные перидотиты и пироксениты магматического происхождения, CP - субсолидусная рекристаллизация в процессе охлаждения, ГЗ - грубозернистые породы, Д1 - породы с большим числом деформированных кристаллов, полигонизация и рекристаллизация зерен, Д2 - расланцеванные породы с интенсивной рекристаллизацией, Д3 - равномернозернистые породы (рекристаллизованные, часто с тектоническими структурами), ТЗП - тонкозернистые породы, МП - метасоматизированные породы с первично-метасоматическими флогопитом и рудными минералами. Основной цикл деформаций и отжига пород верхней мантии показан стрелками: одинарная - рост зерен; двойная - деформация, за которой следует возврат, рекристаллизация и доращивание зерен. Пунктирные стрелки - подциклы.

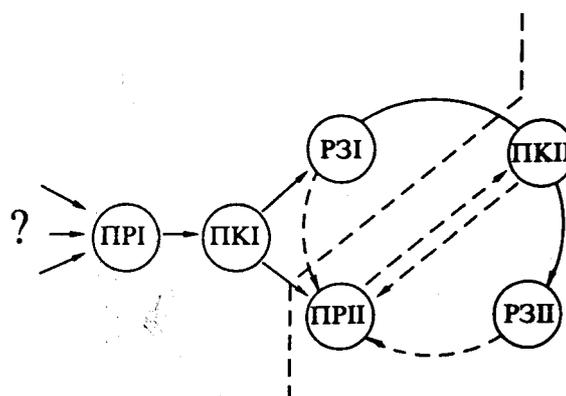


Рис. 3. Хронологическая последовательность смены текстурных типов, по [25]. ПР - протогранулярная текстура; ПК - порфинокластическая текстура; РЗ - равномернозернистая текстура; I и II относятся к первичным и вторичным текстурам, соответственно. Сплошные стрелки - первичный цикл, пунктирные стрелки - вторичный цикл.

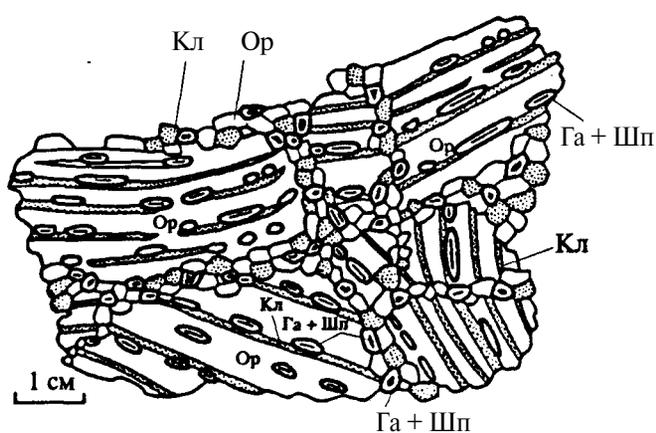


Рис. 4. Взаимоотношения между крупными пластинчатыми кристаллами и среднезернистой матрицей в шпинель-гранатовом вебстерите, по [34]. Крупные кристаллы деформированы, краевые части отделены от основного кристалла и развернуты". Ор - ортопироксен, Кл - клинопироксен, Шп - шпинель, Га - гранат.

нистый тип текстур. Возможен переход от равномернозернистой первичной и вторичной текстур к вторичной протогранулярной, которая отличается от первичной, как указывалось выше, наличием включений шпинели в остаточных порфироклассах. Кроме того, равномернозернистые перидотиты, как правило, содержат включения шпинели в оливине. Сопоставление структур ксенолитов и пород ультраосновных массивов показывает, что основное их отличие состоит в степени проявления основных механизмов пластической деформации - внутризернового скольжения и синтетектонической рекристаллизации. В ксенолитах более ярко выражен последний процесс, тогда как в массивах - первый. Возможно, это отражает, в первую очередь, различие в температурных условиях прошедших деформаций.

4. СТРУКТУРНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ, СВЯЗАННЫЕ С РАСПАДОМ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ МИНЕРАЛЬНЫХ ФАЗ

На фазовой диаграмме компонентов, образующих твердые растворы, выделяются три* области, ограниченные по мере понижения температуры бинадалью и химической спинодалью, когерентным сольвусом и когерентной спинодалью [43]. Каждой из выделенных областей соответствует определенный механизм распада твердого раствора. Спинодальный распад представляет собой синусоидальное изменение концентраций компонентов вдоль некоторого кристаллографического направления в кристалле без образования межфазовых границ, то есть при этом виде распада образуются близкие по структуре исходному твердому раствору фазы. Процесс контролируется диффузией. Этот вид распада происходит в об-

ласти составов между когерентной спинодалью и когерентным сольвусом и отвечает когерентному гомогенному зарождению фаз. Описаны структуры спинодального распада в глубинных минералах [43,44] с размерами ранних выделившихся фаз до 400 - 600 Å. Системы с некогерентным распадом образованы компонентами с разной кристаллической структурой. В этом случае также происходят ориентированные выделения в структуре, обеспечивающие наилучшее соответствие решеток в плоскости сопряжения. Характерные для распада клинопироксена выделения шпинели или граната параллельны (001) и (100) решетки пироксена. Вообще говоря, возможны разные варианты взаимной ориентировки одних и тех же кристаллографических плоскостей сопряжения минерала-"хозяина" и выделяющейся фазы.

Наиболее детально изучены структуры распада, видимые визуально и на уровне разрешения микроскопа (размер выделений > 1 мкм). Имеется ряд подробных описаний последовательных стадий распада первичных твердых растворов и рекристаллизации в зернистый минеральный агрегат [34,45 - 47]. Пример преобразования ортопироксена при распаде твердого раствора с выделением шпинели, граната и клинопироксена в условиях сильной деформации показан на рис. 4, по [34]. Ряд авторов подчеркивает вторичный характер шпинелевых и гранатовых зернолитовых парагенезисов, образованных при распаде твердых растворов ортопироксена в ранних протоматических реститовых гарцбургитах [34,46,48].

Электронномикроскопическое исследование гетерофазных кристаллов глубинных пород позволяет проследить за стадиями эволюции термодинамических параметров глубинной среды. Пример такого исследования был приведен в 1981 г. на международном симпозиуме КАПГ в Вальдхайме (Саксония, Германия) М. Райхе. Исследовалась тонкая структура минералов метабазитов из карьера Гильсберг, Саксонские Гранулитовые горы. Изучался процесс выделения ламелл граната из первичного твердого раствора клинопироксена. Гранат выпадал вместе со шпинелью, и сосуществование граната, шпинели и пироксена оценивалось при давлениях 30-40 кбар. На этот фазовый ансамбль наложилась тектоническая деформация, приведшая к инверсии ромбической структуры в моноклинную в интервале температур 1300,- 1000°C при скоростях деформации $10^{-3} - 10^{-7} \text{ с}^{-1}$. Этот этап М. Райхе связывает с герцинской орогенцией. Кроме того, были установлены структурные превращения "моноклинный-моноклинный" (авгит-пижонит) и доменные структуры в пижоните. Метаморфические превращения пироксенов привели к образованию различных типов гранатизированных пород в массиве.

При изучении мегакристаллов высокого давления методом просвечивающей электронной

микроскопии [44] наблюдался переход от начального когерентного спиноподобного распада к зародышеобразованию с формированием гетерофазной системы с минимальным размером фаз порядка тысяч ангстрем. Таким образом, можно проследить структурообразование в горных породах на разных стадиях преобразования фазового состава минеральных ассоциаций.

5. P , T , a условия ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТЕКСТУРИРОВАННЫХ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ

Минеральная геотермобарометрия позволяет сравнить термодинамические условия формирования различных текстурных типов мантийных пород. Изучение ксенолитов из кимберлитов привело к мнению об аномально высокотемпературном характере равновесия минералов пород порфирикластической текстуры [49 - 54]. На рис. 5 приведена палеогеотерма Лесото, построенная по ксенолитам лерцолитов грубозернистой, порфирикластической и мозаичной текстур. Хорошо видно, что ксенолиты с более сильными признаками пластической деформации являются и более высокотемпературными. Возможная природа такой "нарушенной" щитовой геотермы будет рассмотрена ниже, а пока отметим, что само существование этой температурной аномалии (высокотемпературный изгиб палеогеотермы) ставится под сомнение [3, 55]. Ксенолиты из некоторых кимберлитовых тел (например, из трубок Матсоку, Булфонтейн, Южная Африка) характеризуются Небольшим интервалом равновесных PT по сравнению с ксенолитами из трубок Премьер, Франк Смит, Таба-Путсоа (Южная Африка), Удачная (Якутия), для которых построены геотермы с изгибом. Между PT условиями равновесия минералов и степенью деформации пород нет однозначного соответствия для образцов из разных магматических тел.

Изучение ксенолитов шпинелевых перидотитов из щелочных базальтов как будто подтверждает такое заключение. Текстурированные перидотиты в базальтах Дариганги [4] оказываются более высокотемпературными ($1098 - 1120^{\circ}C$), чем включения с гранобластовой текстурой ($874 - 970^{\circ}C$). Деформированные шпинелевые лерцолиты в базальтах Калифорнии характеризуются более низкими PT параметрами равновесия, чем недеформированные [56]. Ксенолиты из вулкана Шаварын-Царам, Центральная Монголия, характеризуются элементами порфирикластической текстуры и обычной, протогранулярной, практически не отличимы по условиям образования минеральных парагенезисов — $1100^{\circ}C$ и 20 кбар [58].

Обобщая результаты изучения температурных условий равновесия минеральных фаз ультраос-

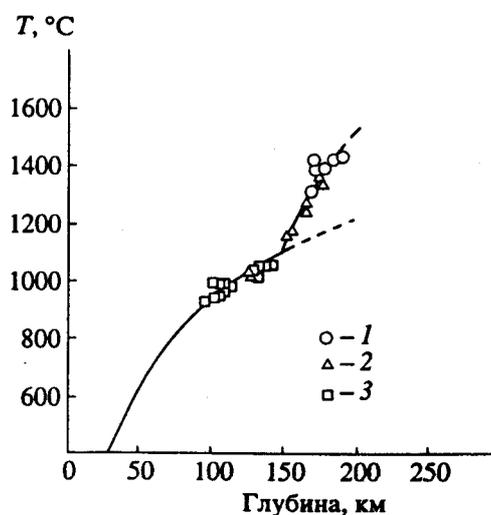


Рис. 5. Палеогеотерма Лесото, по [50]. / - ксенолиты с мозаичной текстурой, 2 - ксенолиты с порфирикластической текстурой, 3 - ксенолиты с грубозернистой текстурой.

новных ксенолитов в кимберлитах, Д. Карсуэлл и Ф. Гибб [57] сделали вывод, что не существует глобальной корреляции между степенью деформации вещества, температурой равновесия минералов и глубиной образования пород ксенолитов. Однако, если установлено бимодальное распределение палеотемператур равновесия минералов включений в каком-либо кимберлитовом теле, то более высокотемпературными оказываются и более деформированные разновидности.

Стресс, или дифференциальные палеонапряжения a , обуславливающие деформацию глубинного вещества, можно оценить тремя независимыми способами [59]: по данным о землетрясениях, по внешнему гравитационному потенциалу и по реологическим моделям ползучести глубинного вещества. Любой из этих методов дает средние оценки в интервале значений 30 - 300 бар, хотя локально напряжения, оцененные по структурам ксенолитов, могут достигать величин порядка килобар. Предполагается, что в среднем долговременные напряжения в литосфере вряд ли превышают значения 100 бар. Существуют разные подходы к оценке величин палеонапряжений в горной породе [33, 36]. В общем виде они основаны на соотношениях между величиной напряжения и размером минеральных "зерен" (под "зерном" подразумеваются динамически перекристаллизованные зерна оливина/Дислокационные субзерна) или определяются плотностью свободных дислокаций.

6. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРИМЕРЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КСЕНОЛИТОВ В БАЗАЛЬТАХ И КИМБЕРЛИТАХ ПО ТЕКСТУРНЫМ ТИПАМ

Почти все исследователи ксенолитов отмечают их крайне высокую гетерогенность по строе-

Таблица 3. Распространенность текстурных типов ксенолитов (%) в различных магматических телах и регионах

Регион, магматическое тело	Текстура				
	Грубозернистая или протогранулярная	Порфирикластическая	Равномернозернистая, мозаичная	Другие виды	Ссылки
Ксенолиты из базальтов					
Западная Европа и Гавайи	20	55	20	5	[25]
Центр. Франц. массив	41	16	41	2	[59]
Вулкан Шаварын-Царам, Монголия	98	2			[58]
Вулкан Тумбусун-Дулга, Забайкалье		10	85	5	*
Ксенолиты из кимберлитовых трубок Якутии					
Сытыканская	80 - 85	2.8; 6 - 7; < 4			[61]; [60]; [27]
Ленинградская	80 - 85	6 - 7			[60]
Удачная		40; 61; 68			[61]; [54]; [27]
Мир		7			[61, 54]
Дальняя		9 - 10; 11			[54]; [27]
Зарница		12			[54]
Якутская		3.2			[54]
Заполярная		13.2			[54]
Новинка		3.5			[54]
Комсомольская		1.1			[54]
Зимняя		2.4			[54]
Поисковая		1.8			[54]
Обнаженная	100				[54, 61]

* По данным Т.В. Молчановой, Г.И. Ратниковой.

нию, соотношениям минеральных составляющих в разных частях образца. Отмечается, что переходы между текстурными типами можно наблюдать на расстоянии в первые сантиметры [3]. Кроме того, в одном вулканическом теле можно наблюдать все текстурные разновидности, хотя какая-то из них преобладает [59].

В табл. 3 приведены некоторые сведения по распространенности основных типов текстур ксенолитов в разных вулканических районах Земли. Сопоставление этих выборочных данных приводит к неожиданному выводу, что в менее глубинных шпинелевых и шпинель-гранатовых перидотитах из базальтов деформации выражены значительно сильнее, чем в гранатовых перидотитах из кимберлитов, так как среди них в целом выше доля образцов порфирикластической и равномернозернистой текстур. Ранее отмечалось, что в ксенолитах из кимберлитов не наблюдается структура, аналогичная равномернозернистой [22]; к тому же в ксенолитах из базальтов ярче выражены процессы регенерации зерен. При сопоставлении перидотитовых ксенолитов из базальтов и кимберлитов авторы [35] указывали на меньшие величины палеонапряжений в

первых, отсутствие в них структур сверхпластичности и градиентов деформации в пределах одного образца. Ксенолиты из базальтов характеризуются температурами равновесия более низкими, чем порфирикластические и мозаичные гранатовые перидотиты в кимберлитах. Представляется, что заключение авторов [35] противоречит данным [62] о существенно более высоких величинах палеонапряжений на меньших глубинах в рифтогенных областях базальтового вулканизма (50 - 200 бар на глубине 50 - 60 км) по сравнению с $a = 40 - 60$ бар на глубине 160 - 240 км под кимберлитовыми полями Южной Африки. При этом получены близкие оценки в скоростях деформации пород из сравниваемых регионов (10^{-14} - 10^{-16} с $^{-1}$).

7. КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКСТУРНЫХ ТИПОВ КСЕНОЛИТОВ С ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ И ПРОЦЕССАМИ МЕТАСОМАТОЗА

Данные о связи химического состава ксенолитов и слагающих их минералов со степенью наложенных деформационных процессов противоре-

чивы и неоднозначны. Ф. Бойд и др. [50 - 53] отмечали, что грубозернистые (недеформированные) ксенолиты в кимберлитах обеднены базальтоидными компонентами по сравнению с порфирокластическими более глубинными породами мантии. Так отношение $Fe/FeO + MgO < 1$ для грубозернистых и > 0.12 для деформированных разновидностей. В гранатах и клинопироксенах первых меньше TiO_2 и больше Cr_2O_3 . Оливины недеформированных пород характеризуются величинами $Mg/Mg + Fe \sim 0.93$, а в деформированных – 0.905. При этом от первых ко вторым разновидностям существенно уменьшается величина дисперсии этого параметра (от > 0.013 до ~ 0.005). Порфирокластические гранатовые перидотиты из трубки Удачная, Якутия, также менее истощены базальтоидными компонентами [21, 55]. Но в трубке Мир среди катаклазированных перидотитов выделены породы с высокохромовым и с низкохромовым гранатом [55]. Подобные же разновидности отмечаются и в трубке Удачная. В целом порфирокластические перидотиты из трубки Мир по химическому составу почти не отличимы от недеформированных образцов. Аналогичная ситуация отмечается и для ксенолитов из трубки Дальняя [55]. В базальтах вулкана Шаварын-Царам текстурные разновидности лерцолитов не отличаются по составам минералов [58], тогда как на Дариганге деформированные перидотиты и гранобластовые существенно различны. Надо отметить, что в кимберлитах часто встречаются катаклазированные гранатовые лерцолиты в зоне коэситовой субфации алмаз-пироповой фации (глубины 120 - 130 км), состав которых близок к равномернозернистым породам [63]. Катаклазированные и мозаичные текстурные типы распространены среди кианитовых эклогитов; катаклазированные эклогиты выделяются пониженными значениями Na/K , Fe^3/Fe^2 ; мозаичные эклогиты, напротив, характеризуются высоким содержанием N , несколько повышенной кальциевостью и соотношением $Fe^3/Fe^2 > 1$ [61]. Катаклазированные разновидности распространены и среди алмазных эклогитов [61].

В общем, большей частью все же подчеркиваются различия в составах пород и составах слагающих их минералов, принадлежащих к разным текстурным группам. В первую очередь это отражает их температурные различия (например, кальциевость клинопироксенов). Но различия усугубляются на уровне содержаний как макро-, так и микрокомпонент.

В настоящее время доказано широкое проявление в мантийных породах явлений инфильтрационного метасоматоза, причем большинство исследователей подчеркивает связь этого процесса с наложенными деформациями [3, 34, 46, 61]. В якутских кимберлитах описаны образцы с сильно деформированными контактами пироксенитов и вебстеритов с обычными шпинелевыми и гранато-

выми перидотитами [46]. Взаимоотношения минералов в этих образцах свидетельствуют о привносе метасоматизирующих флюидов на этапе формирования мелко- среднезернистого минерального агрегата в результате перекристаллизации из структуры распада гигантозернистых ортопироксенов (тип структурных взаимоотношений, показанных на рис. 6) в условиях стресса. С деформационными процессами, по-видимому, тесно связан не только мантийный метасоматоз, но и частичное плавление [61]. Отмечается, что развитие зональной минерализации сопряжено с действием напряжений. В образцах, испытавших частичное плавление, часто наблюдаются такие следы деформаций, как катаклаз, милонитизация, появление деформационных двойников [61]. Крайняя степень проявлений процессов деформации и метасоматоза - образование "полимиктных перидотитов", наблюдаемых в трубках Бултфонтейн и Де-Бирс [3]. В этих образованиях обломки интенсивно деформированных перидотитов, пироксенитов, эклогитов цементируются метасоматическими вторичными минералами - ильменитом, флогопитом, сульфидами. Вообще, признаком сочетания инфильтрационного метасоматоза с деформацией мантийных пород является появление таких минералов, как флогопит, ильменит, рутил, сульфиды, карбонаты, рихтерит. Сланцеватость или линейность, изгиб минеральных зерен, волнистое погасание характерны для флогопита и амфибола - минеральных составляющих таких метасоматических пород мантии, как глиммериты и МАРИДы (флогопитовая слюда, калиевый амфибол (рихтерит), рутил, ильменит, диопсид) [3]. Предполагается также, что рекристаллизация и метасоматоз встречаются в образцах ксенолитов совместно [42].

Сочетание метасоматических и деформационных процессов отмечено не только для ксенолитов в кимберлитах, но и в ксенолитах из базальтов. Имеются детальные описания этих явлений, проявленных в минеральном составе и особенностях структуры шпинелевых лерцолитов из базальтов Токийского Становика [64], Центральной Монголии [65]. Явные признаки наложенности амфибола на первичный безводный парагенезис ультрабазитовых включений наблюдал автор в образцах из базальтов Южного Йемена и северо-западной части Шпицбергена.

Рассмотрение перидотитовых ксенолитов в базальтах Центрального Французского массива [59] показало, что доля расплава в недеформированных породах составляла -7%. Из деформированных ксенолитов было удалено 10 - 15% расплава. Таким образом, деформация мантийного вещества обуславливает как отделение большей доли расплава и соответствующее его истощение легкоплавкими компонентами, так и более интенсивное обогащение этими же составляющими химического состава за счет метасоматоза.

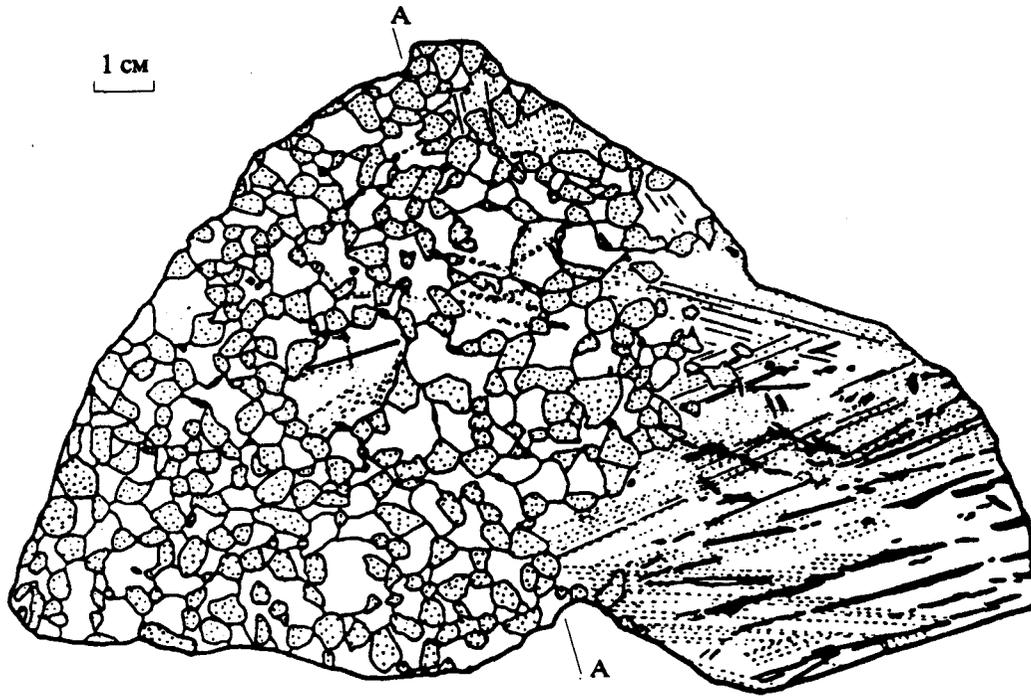


Рис 6. Переход в гранатовом клинопироксените от грубозернистой пластинчатой текстуры к мелкозернистому агрегату (граница проходит по линии (AA), по [47]). Светлые зерна - клинопироксен, зерна с точками - зернистые образования граната; черным показаны ламелли фаната в клинопироксене.

Явления связи деформационных процессов и частичного плавления наблюдались и в ксенолитах глубинных пород земной коры Монголии [66]. В изученных образцах интрузивных и метаморфических пород установлена межзерновая сдвиговая деформация, трассируемая зонами частичного плавления. Часто наблюдается линейное расположение пленок стекла, причем эта пленочная текстура сечет более раннюю линейную текстуру метаморфических пород типа сланцев. Вообще участки плавления напоминают зоны бластокатаклаза в метаморфических породах.

8. ВОЗМОЖНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКСТУРНЫХ ТИПОВ КСЕНОЛИТОВ

Не вызывает сомнений ведущая роль в формировании различных текстурных типов глубинного вещества магматических и деформационных процессов. В ранних публикациях, посвященных описанию включений в кимберлитах, подчеркивалась сегрегационная, или кумулятивная природа многих разновидностей полнокристаллических пород, особенно отличавшихся зональностью минералов и такситовыми структурами. Особенно много подобных образований в кимберлитовой трубке Обнаженная, Якутия. Из этого месторождения описаны ксенолиты концентрически-зонального строения, дунитовые ядра которых покрыты последовательно зоной перидотитового состава и внешней пирок-

сенитовой зоной [65]. Границы между зонами достаточно резкие. Последовательная смена минеральных ассоциаций от центра к краю соответствует последовательности кристаллизации ультраосновного расплава. Поэтому было предположено, что такие структуры могут рассматриваться как интрателлурические гломеропорфировые сростки-сегрегации, выделившиеся из кимберлитовой магмы [67]. Точно также рассматривались и порфировые перидотиты, а деформации - как результат движения расплава [18]. Автором совместно с А.П. Акимовым описано преобразование эклогитовых пород в гранатовые перидотиты при их взаимодействии с протокимберлитовой магмой [11]. Этот процесс имеет много общих черт с магматическим замещением. К признакам магматического генезиса таких ксенолитов авторы отнесли срастания граната, пироксенов по спайности, образование структур типа пертитов распада; изменчивость составов одноименных минералов в разных частях образца; порфировый облик пород; постоянное нахождение в образцах ксенолитов апостекловатой серпентинизированной массы. В этой же работе описаны некоторые разновидности такситовых ксенолитов.

А.А. Маракушев порфировые и зернистые типы перидотитовых включений рассматривает как аналоги субвулканическим и плутоническим породам [10]. По его мнению, "порфировые типы перидотитов представляют особенно яркое свидетельство восходящего внедрения перидоти-

товых магм, содержащих глубинные (интрателлурические) фенокристаллы" [10, с. 156].

Как отмечалось выше, грубозернистый тип ксенолитов в базальтах также рассматривался некоторыми исследователями как первично-магматические (реститовые) образования [16]. Еще больше высказываний о кумулятивной природе относится к ксенолитам пород так называемой "черной", или железисто-глиноземистой серии (названной так, главным образом, по обогащению FeO и Al₂O₃ клинопироксена-авгита в отличие от пород "зеленого", или магнезиального типа, содержащих диопсидовый клинопироксен) [68]. Однако и для них отмечается развитие типично деформационных структур - полигональные и рекристаллизованные текстуры, полосы скольжения в оливинах и ортопироксенах, распад твердых растворов, катаклаз [68].

Не отрицая активной роли магматических и кристаллизационных процессов в формировании структурного рисунка глубинных пород, следует все же признать большее значение деформаций, которые явно выражены в пределах как отдельных минеральных зерен, так и в общем облике пород. Именно поэтому основная дискуссия сводится к рассмотрению геодинамических процессов, ответственных за деформации вещества. В рамках гипотез тектоники литосферных плит сначала было выдвинуто представление о том, что порфирокластические перидотиты из кимберлитов представляют собой породы из нижнего слоя литосферы кратонов (или из прилегающей к литосфере астеносферы), перемещаемой по астеносфере горизонтальными потоками конвективных ячеек Мантии [49 - 52]. В результате вязкого трения происходит разогрев пород и их деформация (образование "аномальных" высокотемпературных ветвей палеогеотерм, рис. 5). Процесс должен быть подобен тому, который предполагается для верхней границы погружающейся в мантию в зонах субдукции океанической литосферы. Однако, сразу же были выдвинуты серьезные возражения против этой модели. Не ясно, почему катаклазированными оказываются менее деплетированные (более железистые) типы ультрабазитов [3, 21]. Дж. Доусон предположил, что более железистые типы перидотитов могли испытать термометаморфизм под влиянием протокимберлитового расплава, который не воздействовал на более тугоплавкие магнезиальные разности [3]. Гётце (1975 г.) [3] показал, что деформационные структуры вообще несовместимы с тепловым режимом, соответствующим основанию литосферы при движении плит. В результате высокотемпературного отжига и рекристаллизации порфирокластическая текстура должна была очень быстро измениться в равнозернистую с возможным доращиванием зерен и образованием вторичных грубозернистых, или протогранулярных текстур - Величи-

ны оцененных напряжений в ксенолитах почти на порядок превосходят значения напряжений, допустимых для астеносферы (<100 бар). При этом не устанавливается разрыва в реологических свойствах кратонной литосферы на уровне существования порфирокластических перидотитов [62]. Наконец, деформационные процессы наблюдаются в породах, равновесных на самых разных глубинах в верхней мантии от поверхности Мохо и в пределах земной коры. Следовательно, невозможно выделить какую-то определенную глубинную границу, с которой можно было бы связать развитие напряжений и деформаций.

Альтернативной моделью явились представления о мантийном диапиризме, с которым связаны проявления кимберлитового и базальтового магматизма [34]. Флюидный режим вдоль границ погружающегося диапира, пограничные термические и деформационные процессы объясняют особенности химического состава, *PT* условий равновесия, текстурный тип деформированных пород ксенолитов. Эта модель была использована для объяснения пространственных особенностей распространности- различных текстурных типов ксенолитов перидотитов в базальтах Центрального Французского массива (рис. 7) [59].

В центре нескольких выступов диапира, установленных по геофизическим данным (в частности, гравиметрическим), преобладают равномернотекстурированные ксенолиты, трассирующие области мантии, подверженные высокой степени деформаций. Вне куполов преобладает протогранулярный тип, указывающий на отсутствие деформаций или на очень слабое их проявление. Порфирокластический тип соответствует слою диапира, где сдвиговые напряжения концентрируются при его подъеме. Картирование распространности разных текстурных типов позволило установить размеры диапиров на глубине 70 км: диаметр отдельного выступа 10 км при общей ширине зоны, подверженной диапиризму, 80 км. Отдельные диапиры (или выступы единого диапира) внедряются в верхние слои мантии на глубине 35 - 45 км от поверхности. Эта модель хорошо согласуется с общими представлениями о развитии тектономагматических процессов в областях континентального рифтогенеза и была использована для обоснования диапиризма под структурами Рейнского грабена [69].

Согласно [70], деформационные явления развиваются в связи с интрузивными процессами, то есть строго ограничены магматическими ареалами.

На ксенолитах из кимберлитов были отмечены признаки ранних проявлений деформаций в верхней мантии, которые не связаны с кимберлитовым магматизмом [3]. Подобный вывод можно сделать и относительно ксенолитов из базальтов. На примере перидотитовых ксенолитов из вулкана Шаварьи-Царам было показано [58], что предпочтительная ориентировка оливинов протогрануляр-

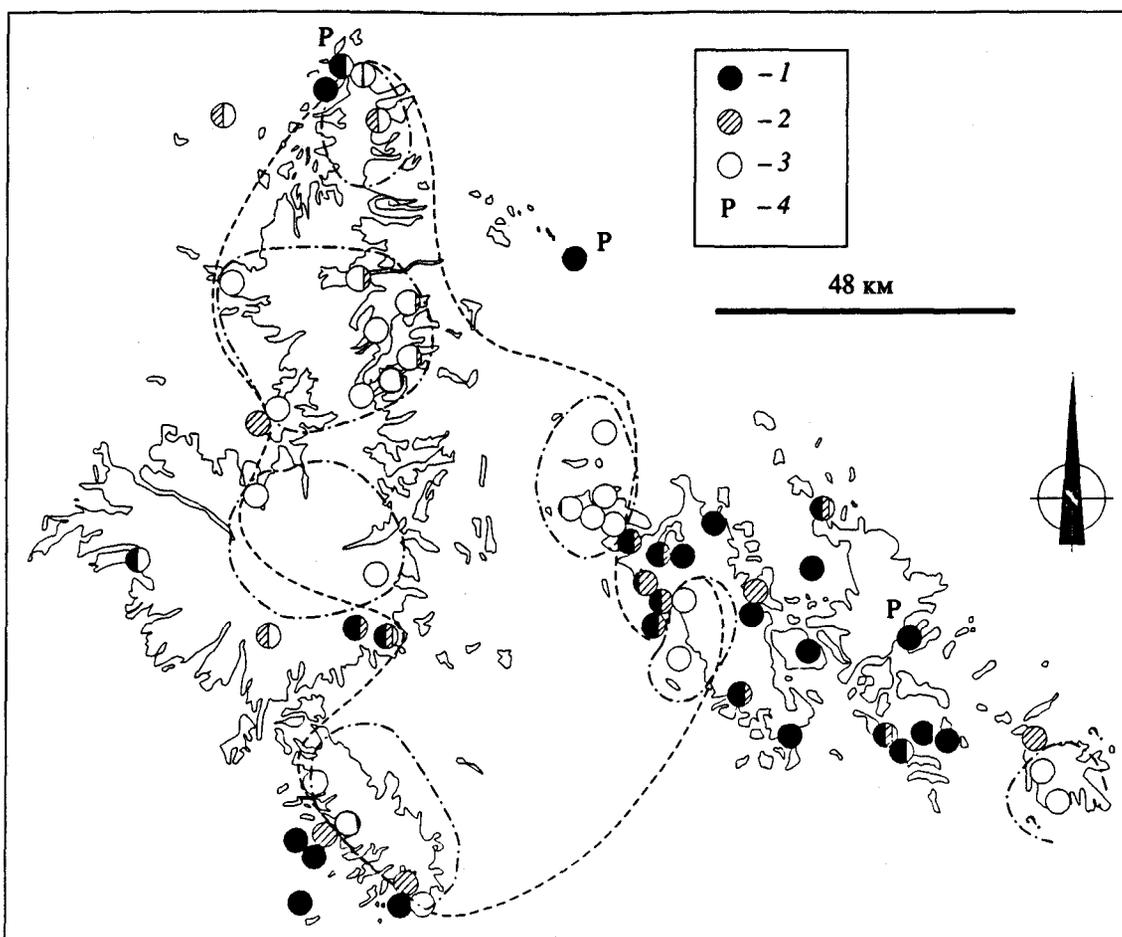


Рис. 7. Распределение ксенолитов с различными текстурами в базальтах Центрального Французского массива, по [59]. Пунктиром оконтурена зона, подверженная диапиризму; штрихпунктир — границы отдельных диапиров. / — протогранулярная текстура, 2 - порфиروкластическая текстура, 3 - равномернозернистая текстура, 4 - пойкилитовая текстура.

ной структуры с элементами порфирокластической отражает раннюю, реликтовую стадию деформаций мантийного вещества в условиях низкого стресса. Для этой стадии оценены температуры 900 - 920°C и напряжения 200 - 300 бар. Следующий этап деформаций охватил только 1% ксенолитов и был связан с некоторым охлаждением мантийного вещества ($T = 850 - 870^\circ\text{C}$) и значительным увеличением стресса (570 - 760 бар). Деформация проходила по механизмам внутризернового скольжения и динамической рекристаллизации. Заключительный этап связан с интенсивной динамической рекристаллизацией, ориентированным ростом зерен и проявился, по видимому, локально, в узких зонах.

Процессы, приведшие к формированию текстурных типов ксенолитов, хорошо прослеживались в массивах пород и в образцах, собранных драгированием на дне океанов. Так, в океанических шпинелевых лерцолитах и гарцбургитах зафиксированы, по крайней мере, два этапа высокотемпературной пластической деформации [71]. Смена условий деформации и повышение их ин-

тенсивности сопровождалось перемещением мантийных масс на более высокий гипсометрический уровень, частичным плавлением, охлаждением пород и отделением расплава. Глубинная деформация наблюдается в шпинелевых лерцолитах, для нее установлены параметры $T > 1100^\circ\text{C}$, $\sigma > 100 - 120$ бар. Менее глубинные гарцбургиты испытали деформацию при $T < 900 - 1000^\circ\text{C}$ и $\sigma = 200$ бар. Пластическая деформация глубинного этапа (I этап) проявилась главным образом во внутризерновом скольжении, на меньших глубинах (II этап) ярко проявилась синтетектоническая рекристаллизация и межзерновое скольжение.

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение совокупности всех известных данных по ксенолитам мантий пород в кимберлитах и базальтах приводит к выводу, что на фоне глобального структурного преобразования пород в условиях низких величин дифференциальных палеонапряжений и охлаждения происходит образование текстурных типов, пространственно ограниченных зонами интрузивных или протру-

живных процессов с локальным развитием сильных стрессовых напряжений, обусловивших интенсивную пластическую деформацию пород. Необходимо подчеркнуть, что формирование того или иного петроструктурного рисунка возможно на любых губинах в литосфере Земли, включая глубинные уровни земной коры. Температурные условия, обусловленные диапиризмом с существованием жидкой фазы или "холодным" протрузивным внедрением в верхние горизонты недр мантийного вещества, в значительной мере определяют разнообразие текстурных типов и возможные их связи с химическим и минеральным составом пород. Процессы деформационной перестройки структуры пород часто сопровождаются их фазовым и вещественным изменением с включением процессов метасоматоза и частично плавления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геншафт Ю.С., Бдоян А.А., Шолто А.В., Салтыковский А.Я., Юханян А.К.* Состав третьего слоя земной коры Исландии // Изв. РАН. Физика Земли. 1992. № 10 С. 42 - 57.
2. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М: Мир, 1970. 552 с.
3. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М: Мир, 1983. 300 с.
4. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С.* Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М: Наука, 1985. 136 с.
5. *Печерский Д.М., Багин В.И., Бродская С.Ю., Шаронова З.В.* Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М: Наука, 1975. 288 с.
6. *Геншафт Ю.С., Илупин И.П., Ровша В.С.* Новая находка графического сростка ильменит-силикат в кимберлитах Якутии // Минерал, журн. 1984. Т. 6. №2. С.55-61.
7. *Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М.* Глубинные включения в щелочных базальтомах Токийского Становика. Новосибирск: Наука, 1984. 119с.
8. *Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Физико-химическая динамика верхней мантии и образование щелочно-базальтовых магм // Строение и эволюция тектоносферы. М: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 151 -170.
9. *Ионов Д.А., Борисовский С.Е.* Сложные ксенолиты вулкана Шаварын-Царам в Монголии // Исследования высокобарических минералов. М: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 94 -107.
10. *Маракушев А.Л.* Нодулы перидотитов в кимберлитах и базальтах как показатели глубинного строения литосферы // 27 Междун. геол. конгресс. Т. 9. Петрология. М.: Наука, 1984. С. 153 -161.
11. *Акимов А.П., Геншафт Ю.С.* Селективная дезинтеграция эклогитов при формировании протокимберлитовых расплавов // Физич. св-ва, состав и строение верхней мантии. М: Наука, 1974. С. 46 - 53.
12. *Геншафт Ю.С.* Мегакристаллы высокого давления - проблемы петрологии // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С.166-178.
13. *Коваленко В.И., Цепин А.И., Ионов Д.А., Рябчиков И.Д.* Гранат-пироксеновая-друза - пример флюидной кристаллизации в мантии // ДАН СССР 1985. Т. 280. № 2. С. 449 - 453.
14. *Белоусов Т.П., Богачкин Б.М., Геншафт Ю.С. и др.* Первая находка мантийных ксенолитов в магматических породах Большого Кавказа // Там же. 1992. Т. 323. №6. С. 1146-1152.
15. *Ernst T.* Olivinknollen der Basalte als Bruchstücke alter Olivinfelse // Nachr. Ges. Wiss. Göttingen. Math. - Phys. Kl. Gruppe IV. 1935. Bd. 1. № 13. S. 147 - 154.
16. *Brothers K.M., Rodgers K.A.* Petrofabric studies of ultramafic nodules from Auckland, New Zealand // J. Geology. 1969. V. 77. № 4. P. 452 - 465.
17. *Бобривич А.П., Бондаренко И.Н., Гневушев М.А. и др.* Алмазные месторождения Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 526 с.
18. *Бобривич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др.* Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Госгеолтехиздат, 1964. 191 с.
19. *Fiala J.* Pyrope of Some Garnetperidotites of the Czech Massif // Kristallinikum. 1965. J* 4.
20. *Fiala J.* The Distribution of Elements in Mineral Phase of Some Garnet Peridotites from the Bohemian Massif // Ibid. 1966. №4. P. 31-53.
21. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
22. *Boullier A.M., Nicolas A.* Classification of Textures and Fabrics of Peridotite Xenoliths from South African Kimberlites // Phys. and Chem. Earth. 1975. V. 9. P. 467 - 475.
23. *Collee A.L.G.* A Fabric Study of Lherzolites with Special Reference to Ultrabasic Nodular Inclusions in the Lavas of Auvergne, France // Leidse Geol. Mededelingen. 1963. V. 28. P. 1 -102.
24. *Mercier J.-C.C.* Nodular Peridotites: Chemical and Rheological Heterogeneity of the Upper Mantle. Ph. D. thesis. S. U. N. Y. Stony Brook, N.Y. 1977. 718 p.
25. *Mercier J.-C.C., Nicolas A.* Textures and Fabrics of Upper-mantle Peridotites as Illustrated by Xenoliths from Basalts // J. Petrol. 1975. V. 16. № 2. P. 454 - 487.
26. *Boullier A.M., Nicolas A.* Texture and Fabric of Peridotite Nodules from Kimberlite // Lesotho Kimberlites. Maseru, 1973. P. 57 - 66.
27. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
28. Геохимия глубинного вещества Земли. М.: ИФЗ АН СССР, 1989. 260 с.
29. *Копылова М.Г., Геншафт Ю.С.* Петрология гранат-шпйнелевых ксенолитов в кайнозойских базальтах Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геологии. 1991. №5. С. 36-58.
30. *Harte V.* Rock Nomenclature with Particular Relation to Deformation and Recrystallization Textures in Olivine Xenoliths // J. Geology. 1977. V. 85. № 3. P. 279 - 288.
31. *Уайт С.Х.* Хрупкие деформации в пластических зонах разломов // 27 Междун. геол. конгресс. Т. 7. Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 163 - 180.

32. *Геншафт Ю.С., Илупин И.П.* Каймы изменения ильменитов в кимберлитах // *Минерал, журн.* 1982. Т. 4. № 4. С. 79 - 84.
33. *Пуарье Ж.-П.* Ползучесть кристаллов. М.: Мир, 1988. 287 с.
34. *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Завьялова Л.Л.* Эволюция вещества верхней мантии на основании данных по глубинным ксенолитам из кимберлитов Сибирской платформы // *Глубинные ксенолиты и строение литосферы.* М.: Наука, 1987. С. 96 - 108.
35. *Gueguen Y., Nicolas A.* Deformation of Mantle Rocks // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1980. V. 8. P. 119 -144.
36. *Добрженецкая Л.Ф.* Пластическая деформация оливина (обзор экспериментальных данных и микроструктурный анализ) // *Глубинные ксенолиты и строение литосферы.* М.: Наука, 1987. С. 194 - 211.
37. *Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И.* Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М.: Наука, 1976. 284с.
38. *Курода И., Мацухиси И.* О кристаллической структуре оливина // *Проблемы петрологии и генетической минералогии.* М.: Наука, 1970. Т. 2. С. 169 -180.
39. *Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И., Кузьмина О.В.* К вопросу о гетерогенности альпинотипных гипербазитов и слагающих их ол"винов // *Актуальные вопросы современной петрографии.* М.: Наука, 1974. С. 278 - 291.
40. *Геншафт Ю.С., Кузнецов И.Е., Федосова С.П.* Рентгенографическое исследование оливинов различного генезиса // *Исследования глубинных минералов.* М.: ИФЗ АН СССР, 1977. С. 189 - 202.
41. *Агафонов Л.В., Гончаренко А.И.* Деформационные структуры и термометаморфизм ультрабазитов глубинных включений // *Геология и геофизика.* 1985. № 8. С. 70 - 77.
42. *Harte B., Cox K.G., Gurney J.J.* Petrography and Geological History of Upper Mantle Xenoliths from the Matsoku Kimberlite Pipe // *Phys. and Chem. Earth.* 1975. V. 9. P. 477 - 506.
43. *Хисина Н.Я.* Субсолидусные превращения твердых растворов породообразующих минералов. М.: Наука, 1987. 207 с.
44. *Милютин С.А., Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. и др.* Физические характеристики мегакристаллов - фаз высокого давления // *Св-ва и состояние минерального вещества в недрах Земли.* М.: Наука, 1989. С. 35 - 50.
45. *Илупин И.П., Геншафт Ю.С.* О метасоматических замещениях пирроильменита в кимберлитах // *Минерал, журн.* 1986. № 5. С. 65 - 72.
46. *Соловьева Л.В., Завьялова Л.Л.* Слоистое строение мантийной литосферы под Сибирской платформой по петрологическим и геофизическим данным // *Геодинамич. исслед.* М.: МГК РАН, 1992. № 14. С. 21-34.
47. *Harte B., Gurney J.J.* Evolution of Clinopyroxene and Garnet in an Eclogite Nodule from the Roberts Victor Kimberlite Pipe // *Phys. and Chem. Earth.* 1975. V. 9. P. 367 - 387.
48. *Carswell D.A.* Primary and Secondary Phlogopites in Garnet Lherzolite Xenoliths // *Ibid.* P. 417 - 430.
49. *Boyd F.R.* A Pyroxene Geotherm // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 2533 - 2546.
50. *Boyd F.R., Nixon P.H.* Origins of the Ultramafic Nodules from Some Kimberlites of Northern Lesotho and the Monastery Mine, South Africa // *Phys. and Chem. Earth.* 1975. V. 9. P. 431-454.
51. *Mac Gregor I.D.* Petrologic and Thermal Structure of the Upper Mantle Beneath South Africa in the Cretaceous // *Ibid.* P. 455 - 466.
52. *Boyd F.Jf.* Ultramafic Nodules from the Frank Smith Kimberlite Pipe, South Africa // *Carnegie Inst. Wash. Yearbook.* 1974. V. 73. P. 285 - 294.
53. *Danchin R.V.* Mineral and Bulk Chemistry of Garnet Lherzolite and Garnet Harzburgite Xenoliths from the Premier Mine, South Africa // *Mantle Sample: Inclusions, Kimberlites and Other Volcanics.* Wash. 1979. V. 2. P. 104 - 126.
54. *Уханов А.В., Рябчиков И.Д., Харьков А.Д.* Литосферная мантия Якутской кимберлитовой провинции. М.: Наука, 1988. 286 с.
55. *Mercier J.-C.C., Carter N.L.* Pyroxene Geotherms // *J. Geophys. Res.* 1975. V. 80. № 23. P. 3349 - 3362.
56. *Basu A.R.* Textures, Microstructures and Deformation of Ultramafic Xenoliths from San Quintin. Baja California // *Tectonophysics.* 1977. V. 43. P. 213 - 246.
57. *Carswell D.A., Gibb F.G.F.* Evaluation of Mineral Thermometers and Barometers Applicable to Garnet Lherzolite Assemblages // *Contrib. Mineral and Petrol.* 1987. V. 95. №4. P. 499-511.
58. *Копылова М.Г.* Исследование гранат-шпинелевых пород и геофизические приложения. Канд. дис. М.: ИФЗ АН СССР, 1990. 200 с.
59. *Nicolas A., Lucazean F., Bayer R.* Peridotite Xenoliths in Massif Central Basalts, France: Textural and Geophysical Evidence for Asthenospheric Diapirism // *Mantle Xenoliths.* N.Y.: Wiley, 1987. P. 563 - 574.
60. *Реймерс Л.Ф.* Комплексы ксенолитов глубинных пород из кимберлитовых трубок с контрастной алмазонастью // *Минералы ультраосновных парагенезисов в кимберлитах и условия их образования.* Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 44 - 67.
61. *Снециус З.В., Серенко В.П.* Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990. 272 с.
62. *Ave Lallemand H.G., Mercier J.-C.C., Carter N.L., Ross J.V.* Rheology of the Upper Mantle: Inferences from Peridotite Xenoliths // *Tectonophysics.* 1980. V. 70. № 1/2. P. 85-113.
63. *Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Денисов Е.П. и др.* Геохимические особенности глубинных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов северо-востока/Азии // *Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм.* Новосибирск: Наука, 1983. С. 75 - 85.
64. *Семенова В.Г., Соловьева Л.В., Владимиров Б.М. и др.* Стекла и закалочные фазы в глубинных включениях их щелочных базальтов Токийского Становика // *Глубинные ксенолиты и строение литосферы.* М.: Наука, 1987. С. 73 - 95.
65. *Ионов Д.А., Бушляков И.Н., Коваленко В.И.* Минералы-концентраторы галогенов в верхней мантии: содержание F и Cl в мантийных флогопитах,