

Д. Е. Савельев, Е. Н. Савельева, В. И. Сначёв, Е. А. Бажин

**РЕСТИТОВО-МЕТАМОРФОГЕННАЯ МОДЕЛЬ ХРОМИТООБРАЗОВАНИЯ
В АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТАХ (НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО УРАЛА)****ВВЕДЕНИЕ**

Генезис альпинотипных гипербазитов и связанного с ними хромитового оруденения на протяжении многих лет является предметом оживленной дискуссии. Образование крупных габбро-гипербазитовых массивов складчатых поясов длительное время связывалось с кристаллизацией ультраосновной магмы [Логинов и др., 1940; Соколов, 1948; Павлов, Григорьева, 1978; Кравченко, 1969 и др.], позднее активное развитие получила метасоматическая гипотеза [Бакиров, 1963; Москалева, 1974; Макеев, 1992 и др.].

В последние десятилетия в связи с многочисленными экспериментальными исследованиями, изучением океанического дна, углубленным анализом структурных особенностей альпинотипных гипербазитов взгляды на их генезис были полностью пересмотрены. В многочисленных работах, посвященных проблеме офиолитов, породы ультрабазитового комплекса рассматриваются как «мантийные тектониты» [Колман, 1979; Савельева, 1987; Гончаренко, 1989; Щербаков, 1990 и др.], о чем свидетельствует повсеместное развитие в породах пластических деформаций.

В предлагаемой статье сделана попытка увязать современные представления об эволюции ультраосновного вещества верхней мантии с процессами хромитообразования. В основу работы положен фактический материал, накопленный авторами при изучении хромитоносности гипербазитовых массивов Южного Урала, обобщение данных по вещественному составу, структуре гипербазитов и хромитопроявлений, полученных предшественниками, среди которых особо следует выделить работы Е.А. Денисовой [1990 и др.], Г.Г. Кравченко [1969, 1971], Н.В. Павлова с соавторами [1973, 1978], Б.В. Перевозчикова [1998 и др.], Г.Н. Савельевой с соавторами [1985, 1989; Савельева, 1987; и др.], С.А. Щербакова [1990], а также С.Ф. Тиховидова, П.Г. Фарафонтьева, Н.П. Спорова, Е.А. Шумихина, В.В. Радченко и др. Большое влияние на формирование взглядов авторов относительно процессов хромитообразования оказали работы В.Ю. Алимова [1994], М.А. Гончарова, В.Г. Талицкого, Н.С. Фроловой [2005], А.В. Лукьянова [1991], Г.Н. Савельевой [1987], С.А. Щербакова [1990].

**ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ
МАССИВОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХРОМИТОВ**

Альпинотипные гипербазиты пользуются широким распространением в пределах Уральского подвижного пояса. Их металлогеническая специализация связана главным образом с месторожде-

ниями и рудопроявлениями хромитов. Практически все рассматриваемые массивы характеризуются стандартным набором пород: преобладают в той или иной степени серпентинизированные ультрабазиты ряда лерцолит – гарцбургит – дунит (ультрабазитовый комплекс), подчиненное значение имеет габброидный комплекс, распространенный обычно по периферии массивов. В составе последнего выделяются полосчатая верлит-пироксенитовая ассоциация и габбро.

По геологическому строению альпинотипные массивы Южного Урала можно разделить на две большие группы: 1) крупные массивы слегка вытянутой или изометричной формы, сложенные в различной степени серпентинизированными гипербазитами (Крака, Кемпирсайский, Нуралинский, Хабарнинский, Халиловский и др.) и 2) резко удлиненные маломощные серпентинитовые тела, часто без реликтов исходных пород (Присакмарский, Юлдашевский, Куликовский, Казбаевский и др.).

Наиболее хромитоносны массивы первой группы. Они наименее деформированы, в них обычно хорошо сохраняются первичные структурные элементы пород (полосчатость, минеральная уплощенность).

Рассматриваемые комплексы характеризуются следующими особенностями строения:

1) мозаичной структурой геофизических полей над ними [Таврин, 1968], которая обусловлена блоковым строением; при этом внутренние части блоков сложены относительно плотными, менее тектонизированными и серпентинизированными породами, чем гипербазиты узких межблоковых зон; отдельные блоки близки по форме к ромбам, в той или иной степени сглаженным;

2) выдержанностью ориентировок структурных элементов строения в пределах крупных блоков, преобладанием крутого (субвертикального) залегания директивных текстур и структур; субсогласной ориентировкой полосчатости и минеральной уплощенности в породах;

3) наличием субортогональных систем диабазовых даек, при этом одна из них параллельна или образует острый угол с ориентированными текстурами гипербазитов (10–15°);

4) чередованием в разрезе участков полосчатого строения и массивных («изотропных») перидотитов.

Рассматриваемые массивы можно условно разделить на комплексы сравнительно «простого» и «сложного» строения. Представителями первого (лерцолитового) типа офиолитов на Урале являют-

ся габбро-гипербазитовые массивы Крака, Нурали и Миндяк. Типичным представителем второго (гарцбургитового) типа является Кемпирсайский массив. Для большинства структурно-вещественных комплексов массивов лерцолитового типа характерно полосчатое строение. Оно обусловлено согласным чередованием в разрезе полос лерцолитов, гарцбургитов и дунитов мощностью от первых сантиметров до первых метров. В массивах гарцбургитового типа, наряду с полосчатым строением на отдельных, иногда весьма обширных участках, наблюдается несогласное залегание полосчатых перидотитов и дунитовых обособлений. Для данного структурно-вещественного комплекса характерно сетчатое или шпирово-полосчатое строение.

Изучение первичной полосчатости в гипербазитовых массивах обоих типов показало, что для нее чрезвычайно характерно крутое, чаще — субвертикальное залегание (рис. 1). Подобная картина отмечается как на массивах Крака, так и на Кемпирсайском, а также ряде других южноуральских массивов. Залегание рудных тел на большинстве хромитопоявлений в массивах лерцолитового типа и в северной части Кемпирсая также субверти-

кальное. Простираие их варьирует в более широком диапазоне.

Анализ фактического материала по строению хромитопоявлений Южного Урала позволил выделить четыре главных типа объектов.

К *I туну* относятся полосовидные тела, сложенные средне- и густовкрапленными рудами преимущественно среднезернистой структуры, приуроченные к полосовидным дунитовым телам мощностью первые десятки метров среди гарцбургитов или пород дунит-гарцбургитового комплекса. Руды характеризуются полосчатой текстурой, залегание рудной полосчатости согласно с залеганием вмещающих пород, падение крутое, чаще всего субвертикальное (рис. 2). Для данного типа хромитопоявлений характерно наличие многочисленных маломощных (0,5–2 м) прерывистых хромитовых тел, образующих рудные зоны. К данному типу относится большинство хромитопоявлений массивов Крака: им. Менжинского, Малый Башарт, Лактыбаш, Придорожное и др.

II тун хромитопоявлений представлен полосовидными телами преимущественно бедно- и среднекрупными мелкозернистыми, струйчато-

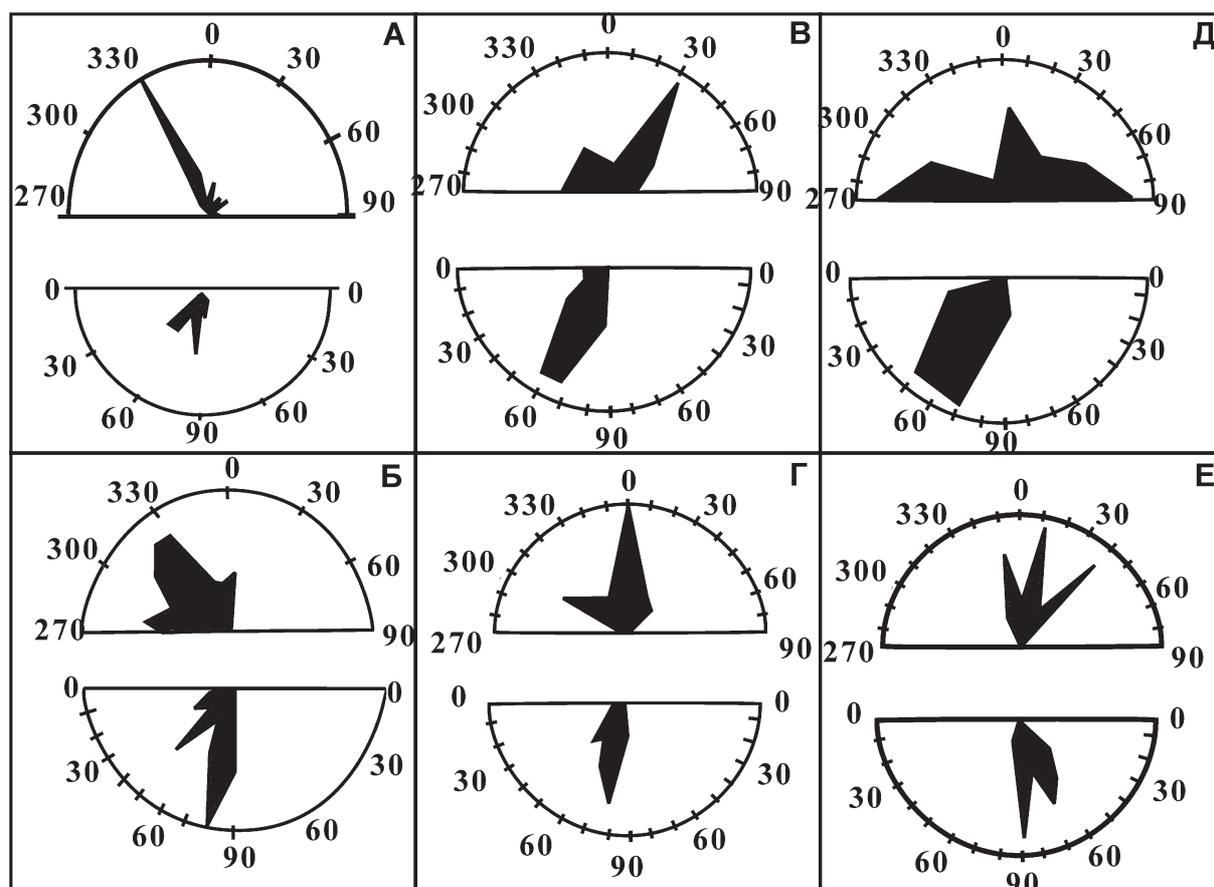


Рис. 1. Розы-диаграммы элементов залегания первичной полосчатости в реститовых гипербазитах и хромитах массивов Южного Урала

Примечание: диаграммы составлены с использованием данных Г.Б. Рудника [1965], С.В. Москалевой [1974], Е.А. Денисовой [1984], Г.Н. Савельевой [1987], С.А. Шербакова [1990], Н.Л. Чаплыгиной [2003]; А — Кемпирсайский; Б — Крака; В — Нуралинский; Г — Калканский; Д — Миндякский; Е — Халиловский; в верхней части — азимуты простираения, в нижней — углы падения

полосчатых хромитов, приуроченных к мощным (до 200–300 м) и протяженным (до 2–3 км) полосам существенно дунитового состава. Залегание рудных тел данного типа также согласно со структурой вмещающих гипербазитов. Характерной чертой рассматриваемых объектов является приуроченность к краевым частям массивов и постоянная пространственная ассоциация их с габброидным комплексом офиолитов. Хромитопроявления данного типа характерны для западной части массива Средний Крака, Нуралинского и Хабаровинского массивов Южного Урала.

К III *туну* относятся хромитопроявления жилобразной и линзовидной формы, залегающие в маломощных дунитовых телах среди массивных гарцбургитов. Иногда вмещающие дуниты представлены тонкой оторочкой (0,1–1 м) и нацело серпентинизированы. Для данных объектов характерна крупнозернистая структура, густовкрапленная или массивная текстура руд. Полосчатость или слабо проявлена, или отсутствует. Для рудных тел и вмещающих дунитов характерно крутое, чаще субвертикальное падение, мощность хромитов варьирует в значительном диапазоне (от десятых долей до первых десятков метров). К данному типу хромитопроявлений относятся месторождения № 33 (Крака),

Кутарды (Юлдашевский), Красовское (Вознесенский). Подобные рудные тела пользуются значительным распространением на месторождениях Кемпирсайского массива. Метаморфизованные объекты данного типа характерны для Верблюжьегогорского, Татищевского и Варшавского массивов.

Хромитопроявления IV *туну* имеют сложную морфологию и являются наиболее продуктивными. Они широко представлены в Главном рудном поле Кемпирсайского массива. Здесь наблюдаются различные соотношения между хромитами, дунитами и гарцбургитами. Вмещающими породами для хромитовых залежей могут быть как дуниты, так и гарцбургиты. В последнем случае руды всегда облекаются незначительной по мощности дунитовой оторочкой. Характерной чертой почти всех крупных хромитовых залежей является секущее положение их осей к полосчатости гипербазитов. В то же время мелкие рудные скопления во вмещающих породах согласны с ней. Залегание главных рудных залежей месторождений пологое, а сопутствующие маломощные тела характеризуются крутым падением. Часто наблюдается ответвление от крупных залежей многочисленных менее мощных жил, коленообразные перегибы рудных тел, будинирование рудных тел и гарцбургитов (рис. 3).

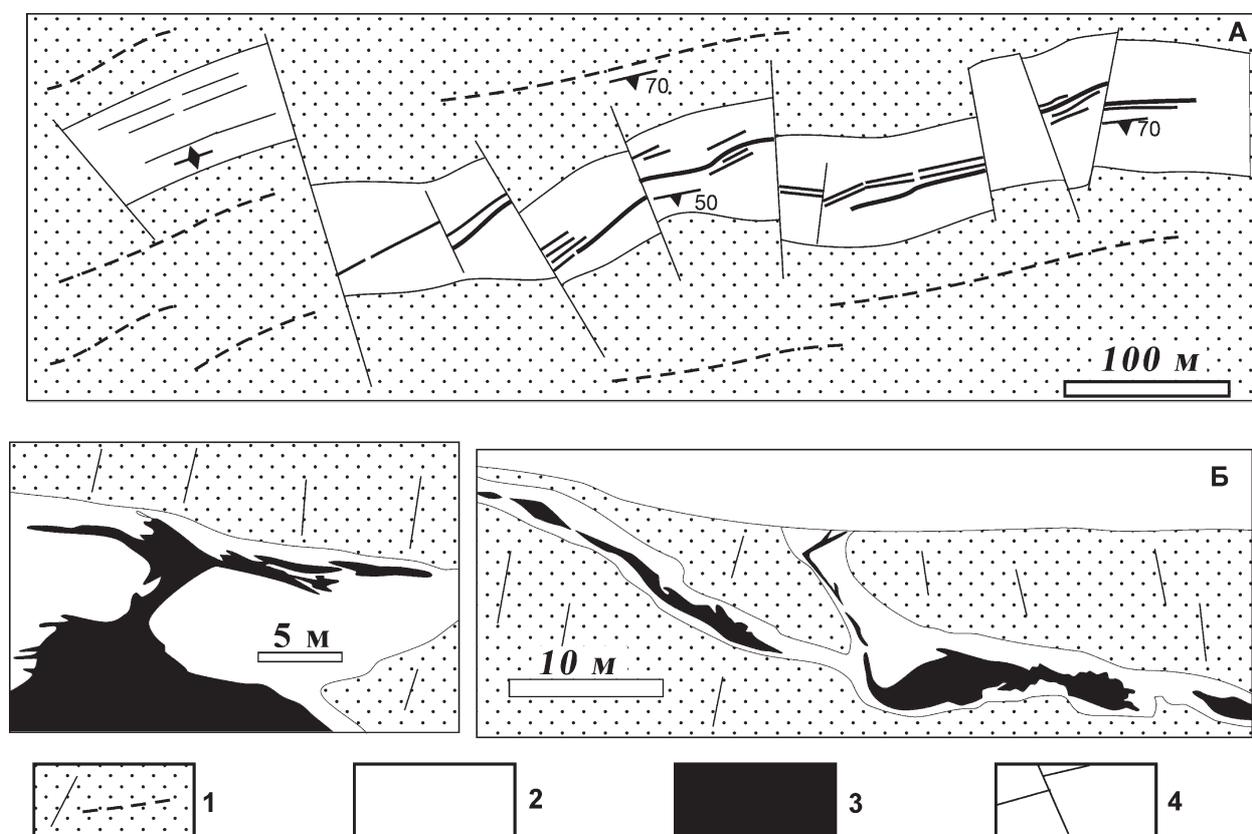


Рис. 2. Структурные соотношения хромитовых руд и вмещающих пород в полосчатых (А) и сетчатых (Б) дунит-гарцбургитовых комплексах альпинотипных массивов

А — месторождение Малый Башарт (Южный Крака), в плане; Б — детали строения месторождения VI Геофизическое (Главное рудное поле Кемпирсайского массива), в разрезе (по Г.Г. Кравченко, [1969]). Условные обозначения: 1 — гарцбургиты с элементами полосчатости; 2 — дуниты; 3 — хромиты; 4 — разрывные нарушения

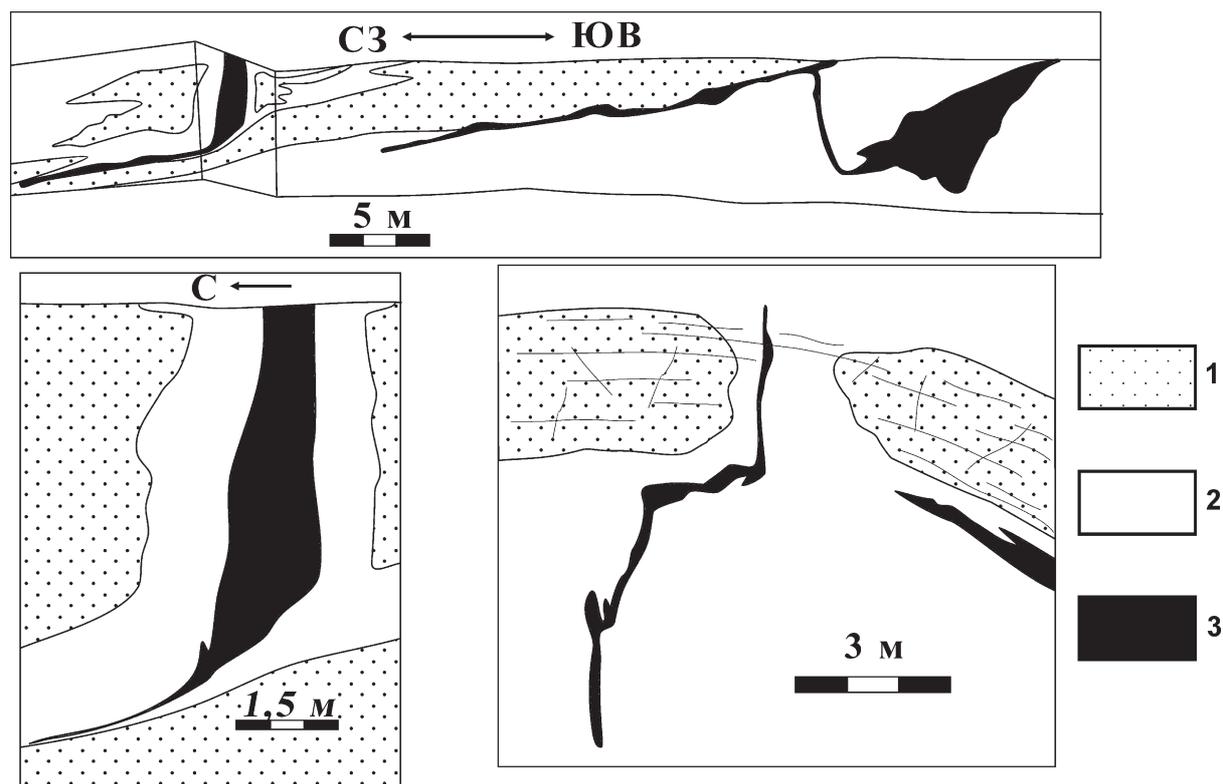


Рис. 3. Детали строения рудных тел на месторождениях Главного рудного поля Кемпирсайского массива (по Г.Г. Кравченко [1969])

Условные обозначения: 1 — гарцбургиты и пироксеновые дуниты; 2 — дуниты; 3 — хромиты

При детальном исследовании хромитовых месторождений Кемпирсайского массива установлена важная роль в локализации оруденения «экранирующих поверхностей» — гарцбургитов, которые менее пластичны по сравнению с дунитами [Кравченко, 1969]. Таким образом, рудные зоны по своему строению напоминают узлы или пучки, сходящиеся во внутренних частях в крупные линзовидные скопления и расходящиеся по восстанию и падению с образованием множества более мелких тел [Колотилов и др., 1979]. В составе рудных тел преобладают массивные и густовкрапленные разновидности хромитов, причем часто от периферии к внутренним частям залежей увеличивается густота вкрапленности рудных минералов. Полосчатость для хромитов данного типа не характерна и отмечается лишь в редких случаях, являясь «реликтовой». Основной рудоконтролирующей структурой в пределах Главного рудного поля является сводовое поднятие, сложенное породами дунит-гарцбургитового комплекса при ведущей роли дунитов [Логинов и др., 1940; Павлов и др., 1978]. Подстилагается и перекрывается дунит-гарцбургитовый комплекс полосчатыми гарцбургитами, сменяющимися затем массивными порфиroidными перидотитами.

Хромитовые залежи встречаются на различных гипсометрических уровнях, при этом отсутствует приуроченность их к определенному уровню

разреза. Положение рудных тел практически не контролируется геохимической зональностью, не прослеживается также четкая корреляция между объемами дунитов и хромитовых руд. В массивах альпинотипных гипербазитов, как правило, отсутствуют признаки магматической дифференциации, по внутреннему строению они резко отличаются от расслоенных интрузий.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Изучение петрологии и хромитонности гипербазитовых массивов Южного Урала, обобщение литературных данных по Кемпирсайскому массиву, а также привлечение материала по полярноуральским альпинотипным гипербазитам позволило сформулировать и обосновать ряд положений, рассматриваемых ниже:

1. Альпинотипные гипербазиты представляют собой вещество верхней мантии, в той или иной степени обедненной легкоплавкими компонентами, деплегирование которого началось с подъемом мантийного диапира в условиях растяжения (рифтогенеза); первичная полосчатость массивов залегает субвертикально, в соответствии с направлением путей проникновения расплава и градиентом общего давления.

Данное положение основано на многочисленных исследованиях по петрологии и структурной гео-

логии гипербазитов, а также экспериментальных данных [Рингвуд, 1981; Савельева, 1987; Магматические ..., 1988; Кадик и др., 1990; Щербаков, 1990 и др.]. Возникновение первичной субвертикальной полосчатости объясняется направленным вертикально градиентом давления, которому подчиняются как направление пластического течения в ультрабазитах, так и пути проникновения базальтового расплава, отделяющегося от рестита. Этот вывод подтверждается с одной стороны данными, приводимыми С.А. Щербаковым [1990], который показал, что отделившийся расплав преимущественно скапливается в прослоях, обогащенных пироксенами «... в условиях адиабатической декомпрессии пород при восходящих движениях», а с другой — закономерным расположением в наименее деформированных разрезах даек габброидов («следов расплава») почти согласно по отношению к дунит-гарцбургитовой полосчатости.

Внутренняя структура массивов сформировалась в ходе тектонического течения вещества верхней мантии. Об этом свидетельствует повсеместное развитие пластических деформаций породообразующих минералов в ультрабазитах ряда лерцолит — гарцбургит — дунит. Сходство внутреннего строения массивов альпинотипных гипербазитов, их микро- и мезоструктур со структурами метаморфических комплексов корового происхождения позволяет считать их «мантийными тектонитами» [Колман, 1979; Савельева, 1987; Щербаков, 1990; и др.].

2. Основная масса хромшпинелидов, послужившая исходным материалом для месторождений, выделилась из пироксенов при частичном плавлении. Расплавные включения захватывались рудообразующими хромшпинелидами в результате «отсадки» их вместе с избыточным оливином в межзерновых «магматических камерах».

Обоснование положения об источнике рудного вещества неразрывно связано с процессом частичного плавления мантийного субстрата, механизм которого рассматривается в многочисленных работах по экспериментальной петрологии [Рингвуд, 1981; Шинкарев и др., 1983 и др.]. Считается, что примитивная (неистощенная) верхняя мантия сложена пиролитом, минералогически и геохимически приближающимся к лерцолиту. Частичное плавление мантийного вещества при адиабатической декомпрессии ведет к образованию базальтовой выплавки и комплементарного ей тугоплавкого остатка, который представлен ультрабазитами ряда лерцолит — гарцбургит — дунит. Характерная черта строения реститового комплекса — наличие полос, в различной степени истощенных легкоплавкими компонентами.

В экспериментах по плавлению лерцолитов установлено, что наиболее легкоплавкими фазами в них являются клинопироксен и глиноземистая шпинель, затем расплав обогащается ромбическими

пироксенами, наиболее тугоплавким компонентом является оливин. При плавлении пироксенов образуются «оливиновая» (рестит) и «базальтовая» (расплав) составляющие. Слагающие пироксен химические элементы разделяются между ними согласно коэффициентам распределения, зависящим от их сродства к расплаву и реститу. В базальтовом расплаве преимущественно концентрируются щелочи, алюминий, кальций, титан, большая часть железа. В рестите накапливаются тугоплавкие компоненты, в первую очередь магний и никель.

При плавлении пироксенов, кроме прочих породообразующих элементов, высвобождается также и хром. Для него более свойственно накапливаться в тугоплавком остатке. Содержание окиси хрома в исходном диопсиде достигает 1%, в энстатите — 0,5–0,7%. Вместе с тем трехвалентный хром практически не входит в виде изоморфной примеси в кристаллическую решетку оливина [Шоу, 1969 и др.], концентрация его здесь на порядок ниже, чем в пироксенах (0,01–0,05%). Следовательно, хром должен накапливаться в рестите в виде собственной минеральной фазы — хромшпинелида, причем содержание последнего растет одновременно с ростом степени деплетированности субстрата. Вероятно, при этом также будет расти его хромистость за счет выноса глинозема в составе базальтовой выплавки.

В последние годы появились данные о наличии расплавных включений в рудообразующих хромшпинелидах [Симонов и др., 2006]. В связи с этим популярностью вновь стала пользоваться магматическая гипотеза образования хромитовых месторождений. В то же время, результаты многочисленных исследований, проведенных в пределах крупных гипербазитовых массивов и на хромитовых месторождениях различных регионов, и в первую очередь Южного Урала, свидетельствуют о ведущей роли в формировании альпинотипных гипербазитов и приуроченных к ним хромитопроявлений тектонического течения вещества верхней мантии в твердопластичном состоянии [Колман, 1979; Гончаренко, 1989; Савельева, 1987; Щербаков, 1990; и др.].

Обнаружение расплавных включений в рудообразующих хромшпинелидах не противоречит реститово-метаморфогенной гипотезе происхождения хромитов, и ниже мы попытаемся доказать это. Рассмотрим подробнее аналитический материал, представленный в работе В.А. Симонова и др. [2006], и выделим основные моменты: 1) расплавные включения обнаружены и изучены в хромшпинелидах небольшой по размерам линзы; 2) составы расплавных включений отличаются довольно значительно, вариации содержаний петрогенных окислов достигают для SiO_2 6%, для Al_2O_3 8%, для CaO — 11%, а концентрация щелочей изменяется вдвое; 3) составы расплавов преимущественно соответствуют известково-щелочным базальтам и андезитобазальтам (рис. 4).

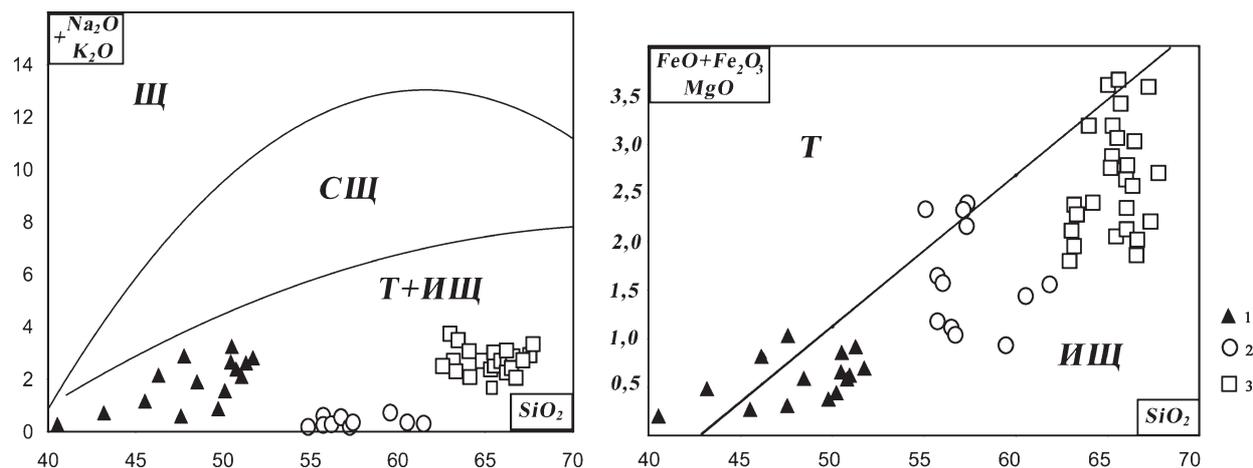


Рис. 4. Диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ и $\text{SiO}_2 - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$ для составов расплавных включений в рудообразующих хромшпинелидах Нуралинского и Ишкининского массивов и исходных расплавов хромитоносных расслоенных плутонов. Составлены по данным [Дунаев, Зайков, 2005; Симонов и др., 2006]

Условные обозначения: 1 — составы исходных расплавов хромитоносных дифференцированных интрузий (Бушвельд, Великая дайка, Маскокк, Стиллуотер, Бураковский, Мончетундровский массив и др.); 2–3 — составы расплавных включений из рудообразующих хромшпинелидов Нуралинского (2) и Ишкининского (3) массивов

Таким образом, если предположить, что хромитовое тело сформировалось при кристаллизации расплава в магматической камере, то следует признать значительную изменчивость исходного расплава, а это маловероятно. Более того, в природе практически не зафиксировано случаев нахождения рудных скоплений хромитов в дифференциатах известково-щелочной магмы, тем более в андезитобазальтах.

Вместе с тем обнаружение расплавных включений в рудообразующих хромшпинелидах является очень важным фактом, проливающим свет на особенности генерации рудного вещества месторождений хромитов и находящим объяснение в рамках реститово-метаморфогенной гипотезы их образования.

Известно, что к числу ведущих процессов дифференциации мантийного вещества относится частичное плавление, в результате которого происходит деплетирование примитивных лерцолитов, отделение легкоплавкой базальтовой составляющей. Остаточным продуктом в этом процессе будут гарцбургиты и дуниты. Считается, что причиной начала плавления является декомпрессия глубинного вещества в режиме растяжения [Кадик и др., 1990]. В зависимости от глубины, степени плавления и РТ-условий состав отделяющегося расплава варьирует в значительном диапазоне: от щелочных базальтов до пикритов и коматиитов.

Воспроизведение процессов частичного плавления шпинелевых лерцолитов в экспериментальных условиях показало, что наиболее легкоплавкими фазами, переходящими в расплав, следует считать клинопироксен и глиноземистый шпинелид [Шинкарев и др., 1983]. По мере увеличения степени плавления в него может также вовлекаться

ортопироксен и часть оливина. При выплавлении толеитовых и известково-щелочных базальтов степень плавления не превышает 20–30%, то есть на этой стадии расплав обогащается главным образом клинопироксеном и глиноземистой шпинелью, в небольшом количестве — ортопироксеном. Образующийся расплав до определенного времени удерживается тугоплавким реститом в межзерновом пространстве.

Есть все основания полагать, что уже на данной стадии происходит обособление непосредственно базальтового расплава и отделение (отсадка) избыточных количеств магнезиального оливина и высокохромистого хромшпинелида. Об этом свидетельствуют следующие факты: 1) состав клинопироксена из шпинелевых лерцолитов имеет ультраосновной (~коматиитовый), а не базальтовый состав, прибавление к нему шпинели и ортопироксена еще более увеличивает основность плавящегося материала; 2) в базальтовом расплаве максимальное содержание окиси хрома не превышает 0,3–0,5%, в среднем же составляет 0,05–0,1%, в то же время в пироксенах оно в среднем составляет 0,5–1,0%, в глиноземистой шпинели — до 30%, то есть хром должен обогащать рестит на самых ранних стадиях генерации базальтов; 3) хром не может входить в оливин в качестве изоморфной примеси, поскольку имеет в условиях верхней мантии степень окисления +3, он выпадает в виде собственной минеральной фазы — высокохромистого хромшпинелида; 4) в массивах альпинотипных гипербазитов известны многочисленные мелкие дайки, интерпретируемые обычно как «следы» расплава, отделившегося из лерцолитов, и среди них преобладают габброиды, значительно реже встречаются пироксениты; последние преимущественно

тяготеют к верхним частям массивов, рудные минералы в них представлены железистыми шпинелидами.

Все изложенное выше позволяет нам представить картину деплетирования лерцолитов и отделения базальтовой составляющей следующим образом. В условиях декомпрессии достигается температура плавления лерцолитов и начинают появляться первые порции расплава, по составу отвечающего шпинельсодержащему клинопироксениту. Расплав находится в межзерновом пространстве лерцолита в окружении преимущественно оливинных зерен. Уже на этой стадии из расплава кристаллизуются избыточные оливин и хромшпинелид, остаточный расплав соответствует базальту.

Одним из подтверждений данного предположения являются описанные в шпинель-плагноклазовых лерцолитах массивов Крака, Нурали и Миндяк сегрегации хромшпинелид-плагноклазового состава [Савельева, 1987]. Вблизи них присутствуют обычно мелкие зерна клинопироксена и оливина. Интерпретируются эти образования либо как следы расплава, либо как результат твердофазового перехода шпинелевых лерцолитов в плагноклазовые при понижении давления. Обращает на себя внимание тот факт, что хромшпинелид из описываемых сегрегаций более хромистый в отличие от акцессорного шпинелида основной массы этих же пород. Таким образом, если из описанной ассоциации минералов исключить хромшпинелид и оливин, то получается нормальный «базальтоидный» парагенезис — плагноклаз + клинопироксен.

Вернемся к расплавленным включениям в хромитах. Выше было отмечено, что для них характерна значительная изменчивость состава даже в пределах небольшого участка рудного тела, необъяснимая с позиции магматической дифференциации. Вероятным объяснением наблюдаемых флуктуаций может быть предположение о присутствии в едином рудном теле хромшпинелидов, образовавшихся из межзернового расплава в «микроскопических магматических камерах» на различных стадиях деплетирования мантийного субстрата и затем сближенных в результате тектонического течения рестита.

Кроме описанного, вполне вероятен и метаморфический источник рудного вещества, связанный с миграцией элементов — примесей при пластических деформациях породообразующих минералов. Это так называемое рафинирование (очистка) зерен силикатов, когда элементы — примеси диффундируют сквозь кристаллическую решетку минералов на границы зерен и либо формируют собственную твердую фазу (хром), либо обогащают межзерновый расплав (алюминий). По данным В.А. Кутолина [1983], при нарастающей пластической деформации происходит постепенное укрупнение зерен минералов, образованных элементами-примесями.

И в этом случае высока вероятность захвата расплава кристаллизующимся высокохромистым шпинелидом. Примечательно, что в альпинотипных гипербазитах отмечается уменьшение при деплетировании содержания хрома в породообразующих пироксенах [Савельева и др., 1989; Щербаков, 1990; Савельев и др., 1991].

Рост зерен хромшпинелидов происходит также и в ходе пластического течения дунитов при образовании хромитовых месторождений. В хромитопоявлениях Южного Урала отмечается укрупнение зерен хромшпинелидов одновременно с увеличением густоты их вкрапленности во вмещающих дунитах и рудах. При этом акцессорные шпинели дунитов характеризуются значительно меньшими размерами, чем аналогичные минералы лерцолитов и гарцбургитов. Такое наблюдение полностью согласуется с более поздним выделением высокохромистого хромшпинелида в результате процессов деплетирования или метаморфического рафинирования силикатов. В ходе пластического течения дунитов происходит дифференциация зерен хромшпинелидов и оливина по вязко-пластичным свойствам: более плотные хромшпинелиды являются более инертными и образуют полосовидные скопления, напоминающие ледниковые морены. В условиях высоких температур происходит укрупнение зерен хромшпинелидов в ходе синтетектонической рекристаллизации.

Кроме того, против магматического генезиса месторождений хромитов свидетельствуют следующие факты:

— При всем многообразии магматизма, проявленного как в современных геодинамических обстановках, так и в офиолитовых комплексах, неизвестно ни одного даже незначительного проявления хромитовой минерализации с высокохромистым оруденением в известково-щелочных базальтах, андезито-базальтах и их дифференциатах. В офиолитах широким распространением пользуются габброидные комплексы, представленные широким спектром пород (от верлитов до диоритов) — дифференциатами базальтовых расплавов различной сериальной принадлежности. Хромитопоявления в них встречаются редко и представлены мелкими скоплениями, сложенными железистыми рудообразующими хромшпинелидами.

— Если предположить, что хромиты и дуниты являются тугоплавкими дифференциатами тех же магматических камер, что и породы габброидного комплекса, то по соотношению объемов дунитов, вмещающих хромитовое оруденение, и всех остальных пород комплексов (габбро, верлитов, пироксенитов) следует признать, что исходный расплав не мог иметь не только андезито-базальтовый, но даже базальтовый состав, а должен соответствовать пикриту или коматииту. Так, на массиве Средний Крака абсолютно идентичные по внутреннему стро-

ению хромитопроявления образуют несколько параллельных полос при общей ширине 2 км, а ширина выходов пород габброидного комплекса составляет 1 км.

— И, наконец, нельзя отождествлять генезис хромшпинелидов (пусть даже и рудообразующих) и месторождений хромитов. Первые присутствуют во всех разновидностях мантийных гипербазитов в акцессорных количествах, а месторождения хромитов, если понимать под этим термином даже небольшие сегрегации рудного вещества, в 90% случаев приурочены к дунитовым обособлениям различной мощности. Столь же различны и пропорции рудного вещества и вмещающей породы, различна степень концентрации в них рудного вещества. Отдельные зерна акцессорных хромшпинелидов могли образовываться в веществе мантии на протяжении всей ее эволюции, и не случайно, что в последнее время появляются докембрийские датировки мантийных перидотитов в структурах более молодого возраста. Самыми ранними датировками в любом массиве, в строении которого принимают участие недеплетированные лерцолиты, могут быть те, которые соответствуют времени образования верхней мантии как таковой, а самыми поздними — моменту охлаждения рестита в условиях континентальной коры и прекращения всех высокотемпературных деформаций. Если говорить о хромшпинелидах, то самые древние датировки следует ожидать для глиноземистых шпинелей, а самые молодые — для высокохромистых хромшпинелидов.

3. Хромшпинелиды, выделившиеся при деплетировании, в дунитовом теле находятся в рассеянном состоянии и для концентрации их в рудные тела необходима дальнейшая дифференциация рестита. Одним из наиболее вероятных ее механизмов является пластическое течение вещества.

Механические свойства породообразующих минералов ультрабазитов (пластичность, вязкость и др.) изменяются в довольно широком диапазоне и сильно зависят от температуры, общего давления и стресса, содержания флюидных компонентов. При этом наибольшее значение имеют не абсолютные, а относительные их значения (например, относительная пластичность в парах оливин — хромит и оливин — ортопироксен).

В механике твердого тела наибольшие различия между пластичным и хрупким поведением материала выявляются по характеру разрушения при одноосном растяжении. Пластичный материал перед разрывом испытывает остаточную деформацию и оказывает большее сопротивление отрыву частиц, чем сдвигу. Разрушение образца из такого материала происходит после значительного удлинения и образования шейки (рис. 5). Напротив, хрупкий материал обладает большим сопротивлением сдвигу и разрушается «внезапно» в результате отрыва частиц в плоскости поперечного сечения.

В этом случае не наблюдается образования шейки и явления текучести. При сжатии в хрупком материале образуется серия сколовых трещин, направленных под углом около 45° к оси образца (рис. 5).

Геологическая среда является более сложной по сравнению с моделями, используемыми в «сопромате», ей присущи свойства как твердого тела, так и сплошной среды. На больших глубинах горные породы ведут себя подобно вязким жидкостям. Кроме того, геологические «материалы» характеризуются неоднородным строением. Например, вещество верхней мантии, представленное примитивным лерцолитом, состоит из нескольких фаз, различающихся по механическим свойствам (оливин, хромшпинелид, орто- и клинопироксен).

Для расшифровки механизмов дифференциации вещества ультрабазитов большое значение имеет установление характера деформаций слагающих их минералов. Решение поставленной задачи возможно двумя путями: 1) при изучении деформаций минералов в экспериментальных условиях и 2) при изучении микроструктуры альпинотипных гипербазитов. К сожалению, данных о поведении оливина, пироксенов и хромшпинелидов в условиях, приближенных к таковым верхней мантии, в литературе очень мало и они, как правило, отрывочны. Из имеющихся экспериментальных данных следует, что ортопироксен в широком диапазоне температур менее пластичен, чем оливин [Carter, 1976; Щербаков, 1990].

При изучении альпинотипных гипербазитов существует две основные проблемы: 1) породы обычно в значительной степени подвергнуты серпентинизации; 2) наряду с регрессивной петельчатой серпентинизацией в породах проявлен прогрессивный метаморфизм, приводящий к образованию вторичных безводных парагенезисов при десерпентинизации пород. Чтобы избежать негативного влияния данных факторов, следует выбирать такие участки в гипербазитовом массиве, где из наложенных процессов развита лишь петельчатая серпентинизация, степень которой не превышает 30–40%.

Идеальным объектом для изучения первичных микроструктур гипербазитов является массив Южный Крака, где на значительных по площади участках обнажаются слабо серпентинизированные шпинелевые перидотиты с первично-мантийными структурами [Денисова, 1990]. Основными породообразующими минералами пород являются оливин и ортопироксен. Их взаимодействием и определяется в основном внутренняя структура всего массива, запечатленная в дунит-перидотитовой полосчатости и ориентированных текстурах.

Многими исследователями, изучавшими массивы Крака, отмечались «реакционные взаимоотношения» между оливином и ортопироксеном [Патхан, 1971; Москалева, 1974; Кашинцев и др., 1976]. В зависимости от «метасоматических» или

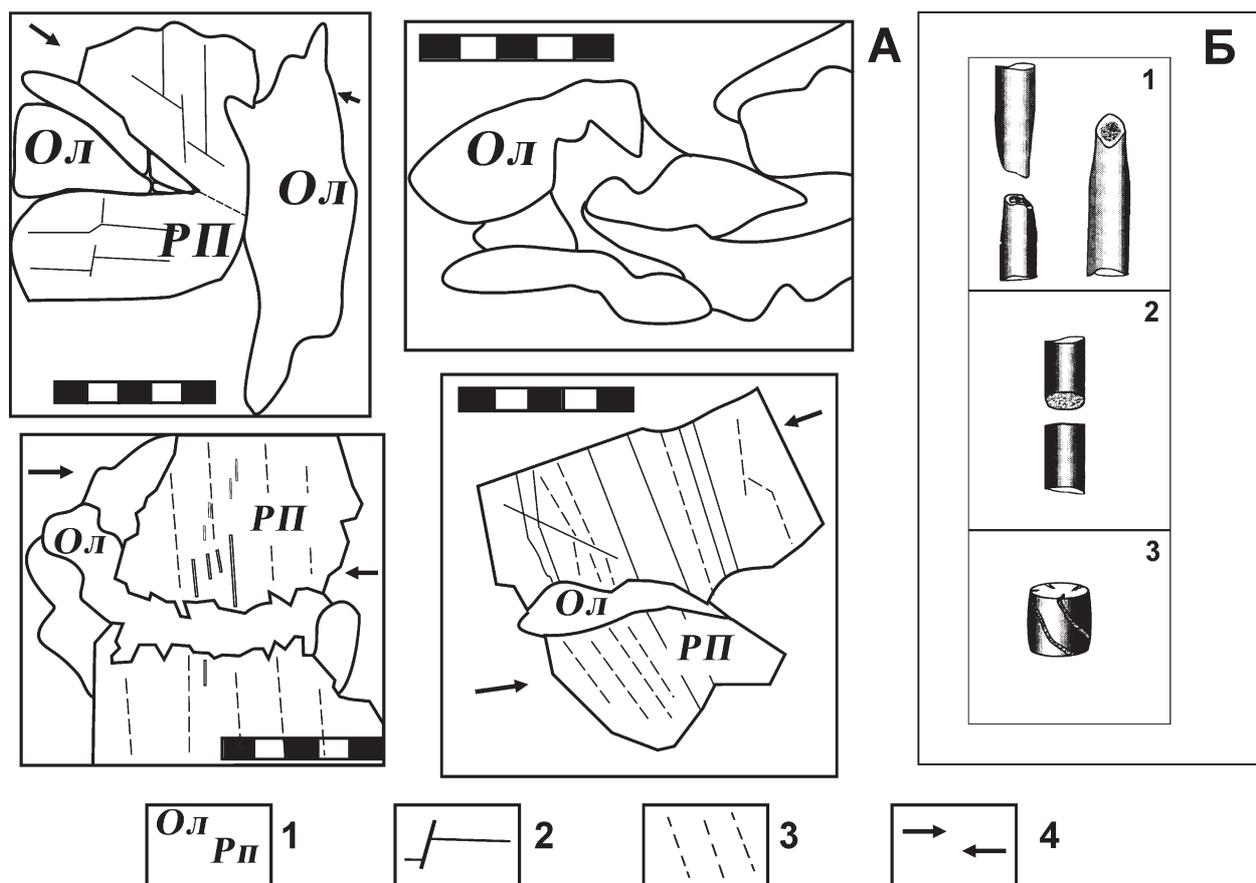


Рис. 5. Характер деформации зерен породообразующих минералов альпинотипных гипербазитов (объяснения в тексте)
 А — зарисовки с фотографий шлифов; Б — типичная реакция пластичного (1) и хрупкого (2, 3) материалов на одноосное растяжение (1, 2) и сжатие (3), по Л.В. Агамирову [2003]. Условные обозначения: 1 — символы минералов (Ол — оливин, РП — ромбический пироксен); 2 — трещины; 3 — спайность; 4 — векторы избыточных (девиаторных) напряжений; длина масштабной линейки — 1 мм

«магматических» воззрений авторов на генезис гипербазитов, они считались либо признаками «оливинизации» пироксенитов (перидотитов), либо связывались с более поздней кристаллизацией оливина совместно с хромшпинелидами из остаточного расплава в «протектонических трещинах» [Патхан, 1971]. По мнению С.Г. Ковалева и Д.Н. Салихова [2000], образование дунитов происходило на месте гарцбургитов при ведущей роли инконгруэнтного плавления ортопироксена.

Следует отметить, что структуры внедрения оливина в ортопироксен развиты практически повсеместно, в перидотитах при этом не устанавливается признаков флюидной проработки и комплементарных по отношению к оливину продуктов плавления ортопироксена. В то же время форма зерен оливина и пироксена очень напоминает типичные формы образцов, возникающие при испытаниях на одноосное сжатие пластичных и хрупких материалов (см. рис. 5). Ортопироксен во всех случаях испытывает хрупкую деформацию: в первичных крупных зернах образуются либо поперечные трещины отрыва с волнистыми краями, параллельными друг другу, либо серия трещин, направленных под углом к осевым поверхностям зерен, выражен-

ным обычно спайностью и ламеллями диопсида. Иногда отмечается постепенное увеличение размеров трещин, разделяющих части разорванных зерен с одновременным их поворотом друг относительно друга (см. рис. 5).

Во всех описанных случаях освобождающееся пространство заполняет оливин. В мономинеральных (оливиновых) участках перидотитов и дунитах оливин обычно образует агрегаты сильно удлиненных и уплощенных зерен, ориентированных в одном направлении. При этом торцовые окончания их сходятся примерно под углом 45°, что указывает на пластический характер их деформации перед разрушением. Так же о пластическом поведении оливина свидетельствует широкое распространение в удлиненных зернах оливина сдвиговых деформаций, выраженных в образовании полос излома по диагонали к длинным осям зерен.

В ходе пластической деформации в гарцбургите формируется неравномернозернистая структура, обусловленная наличием относительно крупных порфиробласт ортопироксена (1–6 мм) и более мелкозернистой массы оливина. Последняя представлена разнозернистым агрегатом зерен размером от 0,1 до 1 мм.

Разнообразие форм выделения оливина связано с повышенной его пластичностью по сравнению с пироксенами. Сначала под действием стресса происходит удлинение зерен оливина вдоль оси максимального растяжения, затем при нарастающей деформации они дробятся на субзерна вдоль сколовых трещин, выраженных полосами излома, и далее — дезинтегрируются на множество более мелких новообразованных зерен, которые расщепляются на еще более мелкие образования при продолжающемся поступательном движении вдоль оси растяжения.

Пироксены на начальных стадиях деформации чаще всего сохраняют «монолитность», затем внутри зерен проявляется пластическая деформация, выраженная в искривлении плоскостных элементов: спайности, ламелл диоксида, и лишь затем по периферии от крупных кристаллов отщепляются мелкие обломки — субзерна. Если даже и происходит деление крупных зерен ортопироксена на соизмеримые части, то количество их невелико (2–4) по сравнению с делением зерен оливина (до 8–10). Названия деформационных структур перидотитов говорят сами за себя: протогранулярная (оливин — гранулы), порфиорокластическая и псевдопорфировая в серпентинитах (пироксен или бастит образуют порфиоровые выделения). Разница в размерах

зерен, и способность оливина «гранулироваться», на наш взгляд, увеличивает скорость его пластического течения по сравнению с пироксенами.

Деформированные таким образом гарцбургиты в механической модели можно сопоставлять с разномерным песчаником, в котором обломки (пироксены) окружены преобладающим мелкозернистым базальным цементом (оливином). Тогда при горизонтальном сжатии породы должна произойти группировка слагающих ее частей по механическим свойствам и образование существенно мономинеральных слоев с мелкой и крупной зернистостью. В случае с гарцбургитом, содержание ортопироксена в котором незначительно (15–25%), это приведет к формированию чередующихся полос гарцбургитов с максимальным содержанием пироксенов и мономинеральных дунитов (рис. 6).

В режиме декомпрессии метаморфическая дифференциация вещества гипербазитов связана с твердо-пластическим течением его субвертикально вверх, из области высокого в область низкого литостатического давления. Уже в режиме растяжения (декомпрессии) в гипербазитах могут возникать сжимающие напряжения, связанные с расклинивающим воздействием базальтовой магмы [Гончаров и др., 2005].

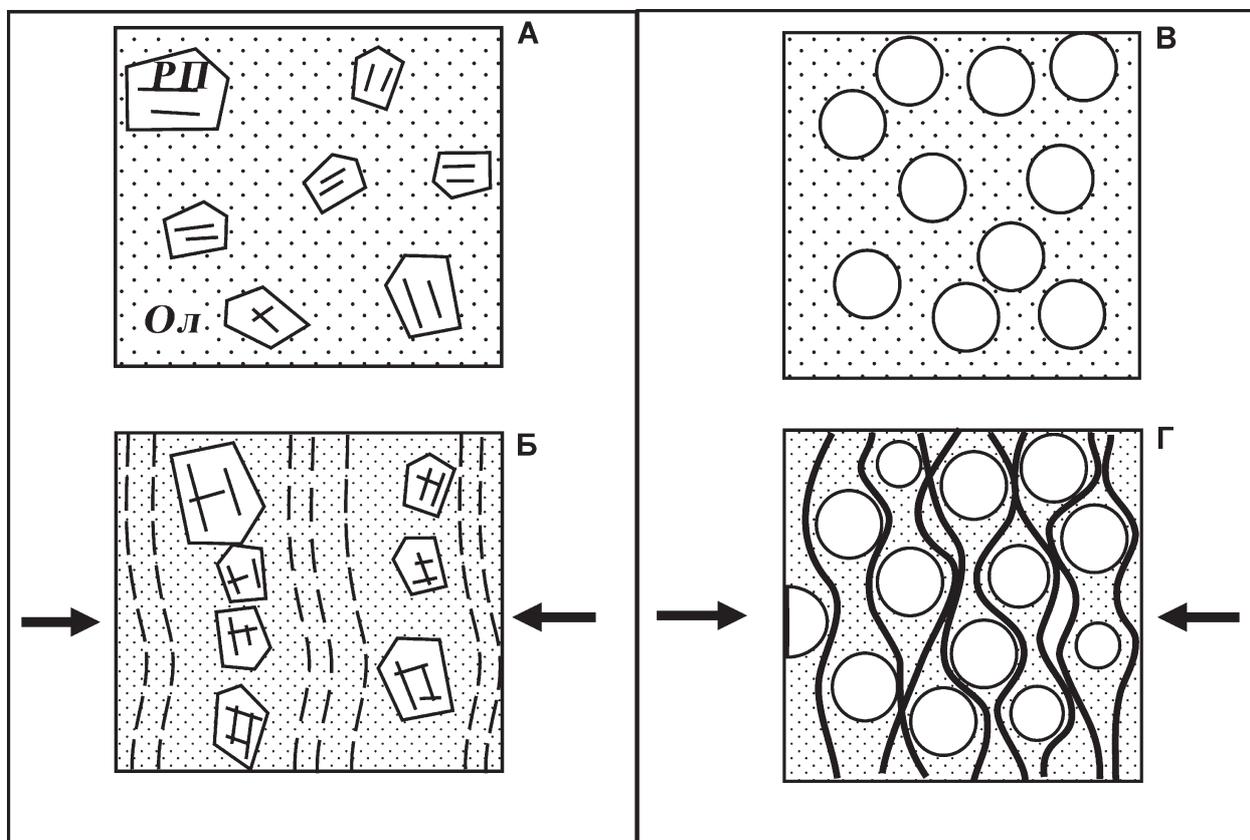


Рис. 6. Образование линейно-полосчатых текстур в перидотитах на межзерновом уровне

А — недеформированный (изотропный) перидотит; Б — та же порода после деформации под воздействием горизонтального сжатия; В и Г — модель аналогичного процесса в обломочных породах с образованием кливажных зон и микролитонов (по М.А. Гончарову и др. [2005])

Примечательно, что в пределах Апшакской площади массива Южный Крака практически на всех хромитопоявлениях с рудными телами ассоциируют дайки габбро-диабазов. Возможно, что и закономерное расположение месторождений мелкозернистых бедновкрапленных руд связано именно с механическим воздействием крупных магматических масс базальтоидного состава на соседние блоки гипербазитов при восходящих движениях. О том, что «габброидные комплексы» альпинотипных массивов Крака и Хабаровинский перемещались в неполностью консолидированном состоянии, свидетельствуют широкое развитие в них директивной полосчатости (гнейсовидности), деформационные структуры верлитов и клинопироксенитов (порфирокластические, порфиробластовые).

4. Концентрация хромшпинелидов в рудные тела при рифтогенезе происходила в ходе неоднородного пластического течения дунитов в восходящем потоке с образованием прерывистых полосовидных рудных обособлений с бедно- и средневкрапленной структурой.

В упрощенной «механической модели» альпинотипные гипербазиты можно рассматривать как «слоистую» толщу, близкую к осадочной, с той лишь разницей, что образующаяся в данном случае слоистость не горизонтальная, а вертикальная. Для исследования особенностей ее деформирования можно использовать имеющиеся данные экспериментальных исследований, проведенных на эквивалентных материалах.

Обратимся к рис. 7. На нем показано строение «вертикально слоистой толщи», которую можно представить в качестве модели пачки слоев дунит-перидотитового состава. В начальный период декомпрессии возникают первичные неоднородности, связанные с началом плавления, в дальнейшем контрастность их возрастает. При этом в теле однородного перидотита начинает формироваться «слоистость», обусловленная наличием трех главных элементов: 1) реликтов перидотита, 2) рестита и 3) расплава. Можно предположить, что данный процесс развивается «лавинообразно». Плавление будет концентрироваться на участках, уже затронутых им, а неоднородность строения «слоистой толщи» возрастает. Прогрессирующий процесс плавления, максимально проявляющийся на участках неоднородностей, и наибольшая скорость пластической межзерновой деформации на тех же участках приводят к уменьшению количества пироксенов, место которых занимает рестит, состоящий из пары оливин + хромшпинелид, то есть — к образованию дунитовых тел. В результате возникает чередование областей с неоднородным (полосчатым) и однородным (изотропным) строением.

Хромшпинелид из-за более высокой вязкости по сравнению с пироксенами и оливином относительно инертен. На фоне удлинения слоев дунита

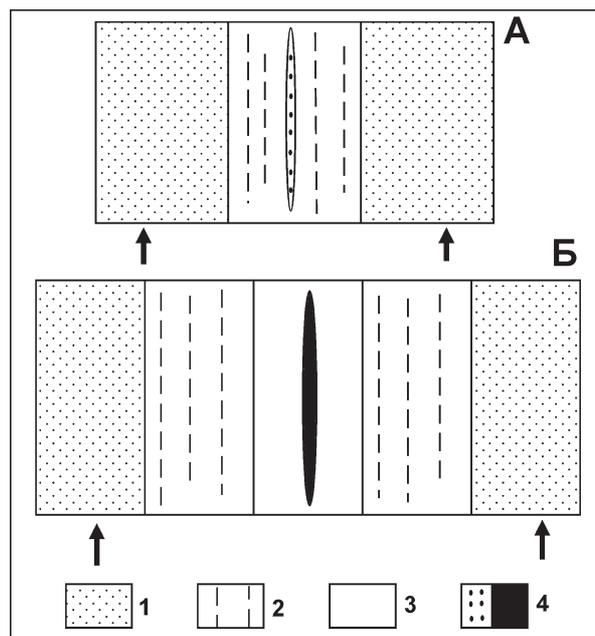


Рис. 7. Модель образования полосчатости в альпинотипных гипербазитах при декомпрессии

1 — полосчатые перидотиты; 2 — массивные перидотиты; 3 — дуниты; 4 — хромиты

и гарцбурггита под воздействием бокового сжатия хромит имеет тенденцию сохранять свое местоположение по вертикали или слабо мигрировать вместе со слоем вмещающей породы (дунита) вверх и вниз. Очевидно, более интенсивная миграция вещества внутри слоя рестита будет идти вверх — в направлении меньшего литостатического давления.

В.Ю. Алимовым [1994] показано, что в обстановке сжатия между зернами оливина и хромита из-за значительной разницы в твердости возникают напряжения контактовой природы. При нарастании внешнего давления «... зерна оливина, зажатые между зернами хромшпинелида, будут пластически выдавливаться, а зерна хромита — сближаться до соприкосновения», что приведет к образованию рудных скоплений в результате метаморфической дифференциации вещества.

В рамках предложенного механизма дифференциации находят объяснение некоторые особенности строения рудных тел, в частности: 1) увеличение густоты вкрапленности руд к внутренним частям залежей и вблизи экранирующих поверхностей, 2) одновременное с увеличением густоты вкрапленности укрупнение зернистости хромитов, что говорит об их высокотемпературной перекристаллизации.

Следует отметить, что к близкому выводу о генезисе хромшпинелидовых агрегатов пришли Р.Л. Бродская с соавторами [2003], изучавшие методами стереометрии руды массива Сьум-Кеу. По их мнению, хромшпинелиды претерпели многократную метаморфическую перекристаллизацию, причем

степень «рафинирования» (очистки) зерен более высока в густовкрапленных рудах и минимальна — в редковкрапленных.

Похожий механизм образования полосовидных и трубообразных рудных скоплений из первично рассеянного рудного вещества при метаморфизме предлагается В.И. Старостиным с соавторами [1994] для месторождений железа в кварцитах Криворожского бассейна. По их мнению, «в условиях поперечного сжатия, наложенного на слоистый комплекс пород, содержащий непромышленное оруденение, происходил вынос кварцевого материала из межбужинных пережимов. В результате мощность деформированного пласта сократилась, а общая концентрация железа увеличилась». В отличие от кварцитов, первоначально слагавших горизонтальные слои, альпинотипные гипербазиты характеризуются вертикальной расслоенностью. Поэтому в результате бокового сжатия кварциты были интенсивно смяты, а в породах дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса массивов «лерцолитового типа» складчатость практически не проявлена. Более широкое развитие складок течения наблюдается в интенсивно деформированных разрезах «гарцбургитового типа» [Савельева, 1987; Щербаков, 1990].

Важное значение для морфологии и качественного состава руд имеет соотношение интенсивностей процессов деплетирования и сжатия. Если преобладает первый, то предпочтительнее образование более мощных дунитовых тел при менее концентрированном оруденении. Напротив, при преобладании второго формируются богатые руды в маломощных, сдавленных дунитовых телах или жилах, имеющих лишь маломощную дунитовую (аподунитовую) оторочку среди гарцбургитового субстрата.

Связано это с неоднородностью пластической деформации гипербазитов в пределах «пачки слоев», которая обусловлена различной их вязкостью. В обстановке горизонтального сжатия имеет место «лавинообразный процесс» пластического течения. В слоях, обладающих низкой вязкостью, она еще более снижается, а в относительно более вязких — растет. В зависимости от длительности действия сжимающих напряжений, рассматриваемая нами «слоистая толща» может достичь различной степени дифференциации, которая выражается в чередовании участков относительного «разрыхления» и «упрочнения». В природных объектах им соответствуют «слои» мономинеральных дунитов (разрыхление), содержащие тела массивных хромитов (упрочнение), и внешние по отношению к дунитам участки упрочнения — «слои» массивных перидотитов. При полевом изучении гипербазитовых массивов можно наблюдать различные стадии развития данного процесса. Так, в пределах массивов Крака наиболее значительные хромитопроявления

залегают в дунитовых телах, имеющих отчетливые границы с вмещающими гарцбургитами. Окружены они, как правило, массивными, слабо деформированными (или упрочненными) перидотитами.

Одним из показателей интенсивности деформации гипербазитов может являться степень петельчатой серпентинизации пород, поскольку метасоматизирующий низкотемпературный флюид (H_2O) преимущественно будет поступать в наиболее подготовленную (деформированную и разрыхленную) зону, которая в данном случае представлена дунитами. На ряде хромитопроявлений массивов Крака вмещающие дуниты практически полностью подверглись низкотемпературной петельчатой серпентинизации, тогда как окружающие гарцбургиты и лерцолиты серпентинизированы на 10–30% (месторождения Большой Башарт, № 33). Данные объекты сложены наиболее богатыми рудами. При уменьшении контрастности в степени серпентинизации и деформированности рудовмещающих дунитов и окружающих перидотитов резко падает «концентрированность» оруденения, а также индивидуализация тел дунитов.

Наблюдаемые соотношения между степенью деформированности пород в пределах небольших участков массивов сходны с описанными А.В. Лукьяновым [1991] «тектоническими швами», возникающими при проявлении «эффекта сшивания» в моделях. Одним из характерных примеров проявления эффекта сшивания является формирование срединных морен на ледниках, образующихся при слиянии нескольких потоков глетчерного льда. Структурный рисунок долинных ледников очень похож на таковой дунитовых тел, включающих параллельные полосовидные тела хромитов.

Образование хромитовых тел в результате метаморфического (твердо-пластического) течения дунитов можно проиллюстрировать на примере формирования моренных отложений (рис. 8). Известно, что перемещение льда из области питания к области абляции происходит при участии пластического течения, широким распространением в ледниках пользуются стрессовые текстуры и структуры [Лукьянов, 1991]. Особенно четко выражены они в нижних частях ледников, где наблюдается образование гнейсовидности, ледяных сланцев, будинажа [Гросвальд и др., 1973]. При этом обломки пород в толще льда испытывают лишь пассивное перемещение, подвергаясь в незначительной степени хрупким деформациям.

В области питания обломочный материал находится в рассеянном состоянии. Затем, по мере перемещения ледника под действием гравитационных сил вниз по склону долины, обломки начинают концентрироваться на его флангах. Происходит это из-за резкого различия в физических свойствах льда и обломков горных пород. Более пластичный лед выжимается с большей скоростью вблизи осевой части

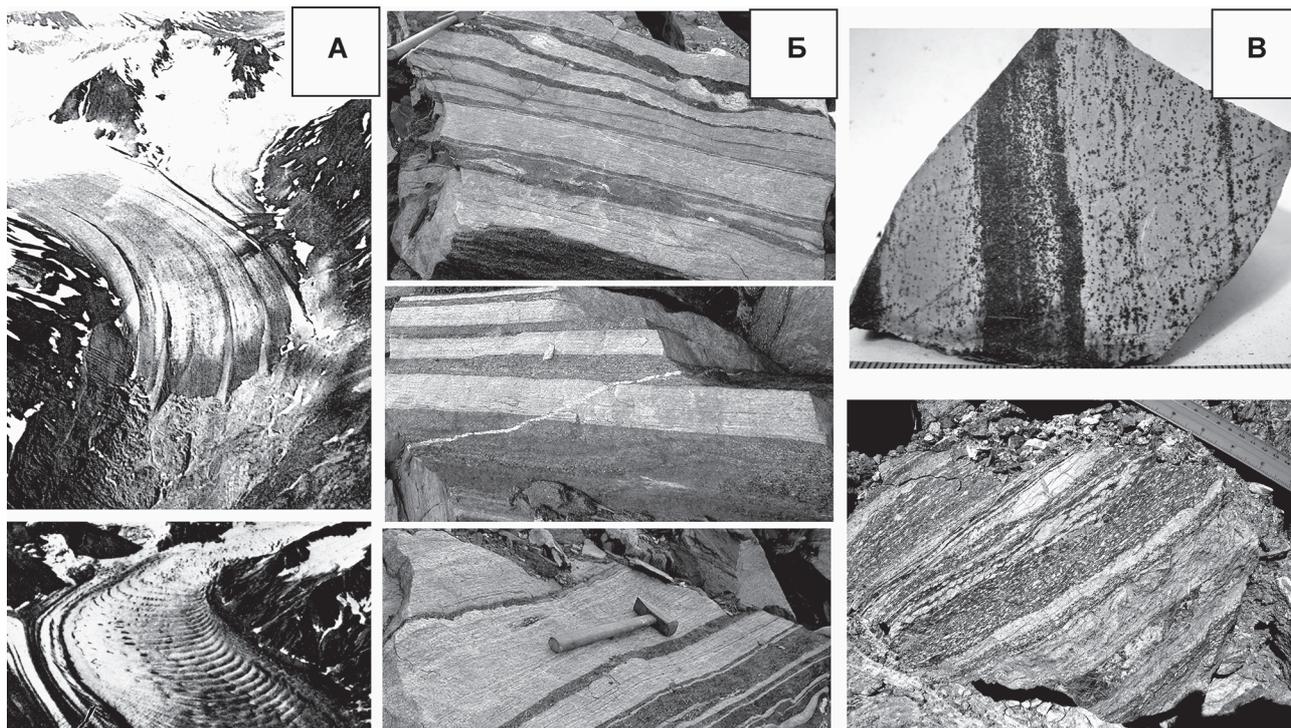


Рис. 8. Особенности морфологии моренных отложений (А), мигматитов (Б) и хромитовых тел в альпинотипных гипербазитах (В)

А — по Л.Д. Долгушину, Г.Б. Осиповой [1989]

ложа, а более твердые и тяжелые обломки оттесняются к периферии, аккумулируясь в морену полосовидной формы, согласной с направлением течения льда. При наличии на леднике нескольких «струй» льда, что обычно происходит при слиянии притоков, образуется несколько параллельных морен.

5. При смене режима растяжения горизонтальным сжатием происходило образование штокверков дунитовых жил среди гарцбургитов, что связано с резким уменьшением мощности первично полосовидных субсогласных с гарцбургитовой полосчатостью тел дунитов, выжиманием более пластичных тел дунитов в зоны разгрузки давления, ортогонально направленные к полосчатости пород, и будинированием более хрупких гарцбургитов. Концентрация хромшпинелидов в рудные тела в режиме горизонтального сжатия продолжалась по тому же механизму, что и в условиях рифтогенеза, но более интенсивно: в «слоях» дунитов образуются субсогласные маломощные тела богатых руд, в зонах разгрузки давления происходит формирование крупных линзовидных тел хромитов, оси которых субортогонально ориентированы по отношению к первичной полосчатости пород.

При смене рифтогенного тектонического режима обстановкой горизонтального сжатия рассматриваемая система получает дополнительный импульс. Возможны различные варианты развития процесса: 1) горизонтальное сжатие при прогрессирующем деплетировании (возможен механизм «плавления под давлением?»); 2) горизонтальное

сжатие с одновременным прекращением процессов плавления (при быстром подъеме гипербазитов на уровень низких значений $P_{\text{общ}}$ и T); 3) горизонтальное сжатие с постепенным затуханием процессов деплетирования ($P_{\text{общ}}-T$ -условия сохраняются).

Рассмотрим первый случай, так как с ним связано максимальное усложнение структуры гипербазитовых массивов и наиболее значительная дифференциация вещества, приводящая к образованию промышленных месторождений хромитов. С началом режима горизонтального сжатия на вертикально слоистую толщу гипербазитов начинают воздействовать сжимающие напряжения, которые ведут к еще более интенсивной метаморфической дифференциации вещества. Поскольку каждое последующее тектоническое событие наследует результаты предыдущего, так называемую додеформационную предысторию [Гончаров и др., 2005], то при воздействии сжимающих напряжений максимальные деформации проявятся именно в слоистой пачке (дунит — перидотит).

При воздействии горизонтального сжатия на вертикально слоистую толщу сначала происходит удлинение слоев путем межзерновых перемещений. На определенном этапе деформационное упрочнение окружающих перидотитов достигает предела упругости пород и в них начинают образовываться трещины отрыва, перпендикулярно направленные к слоистости и параллельные векторам действующих напряжений (рис. 9). Образование трещин от-

рыва происходит с определенным шагом в зависимости от мощности слоев и механических свойств пород (предела прочности). Трещины отрыва являются «зияющими», представляя собой локальные зоны разгрузки давления. После образования трещин в вязких слоях (перидотитах) происходит постепенное заполнение их более пластичным материалом (дунитом, включающим хромитовые обособления), перетекающим из соседних слоев в поперечные к первичной полосчатости тела (рис. 10).

Хромиты, являясь наиболее инертными, мигрируют незначительно, образуя наиболее богатые скопления в определенных узлах. Это могут быть различные участки внутри дунитового тела, часто — вблизи краев трещин отрыва («экранирующих поверхностей», представленных упрочненными гарцбургитами). По мере развития данного процесса увеличивается объем поперечных к первичной слоистости толщи субгоризонтальных дунитовых тел, образуется так называемый комплекс сетчатых жил.

В целом вся рудная система в результате такого процесса будет напоминать чередующиеся субгоризонтально расположенные узлы (наиболее крупные тела богатых руд) с шагом, соответствующим шагу образования трещин отрыва в более компетентных по сравнению с дунитами гарцбургитах (см. рис. 10). От таких рудных узлов должны

расходиться субвертикальные тела, переходящие затем в узлы меньшего масштаба (менее крупные трещины отрыва). Следует отметить, что именно такое строение установлено для рудных систем юго-восточной части Кемпирсайского массива [Колотилов и др., 1979].

Формирование линзовидных тел хромитов, ортогональных к ориентировке первичных директивных текстур в гипербазитах, также можно сопоставить с подобным процессом, протекающим в долинных ледниках. Течение ледника с согласными его простиранию боковыми и срединными моренами происходит до тех пор, пока действует сила, направленная сверху вниз по долине. На определенном рубеже эта сила иссякает, что можно сравнить с падением давления в области трещин отрыва в слоистом дунит-гарцбургитовом комплексе. На таких участках образуются конечные морены, форма и расположение которых резко отличаются от боковых и срединных (см. рис. 9). Конечная морена обычно имеет линзовидную форму, большую мощность и расположена ортогонально к направлению течения ледника, к боковым и срединным моренам, которые по отношению к ней являются «подводящими каналами».

6. Флюиды в мантийных породах (в первую очередь H_2O) играют роль «разуплотняющего» вещества,

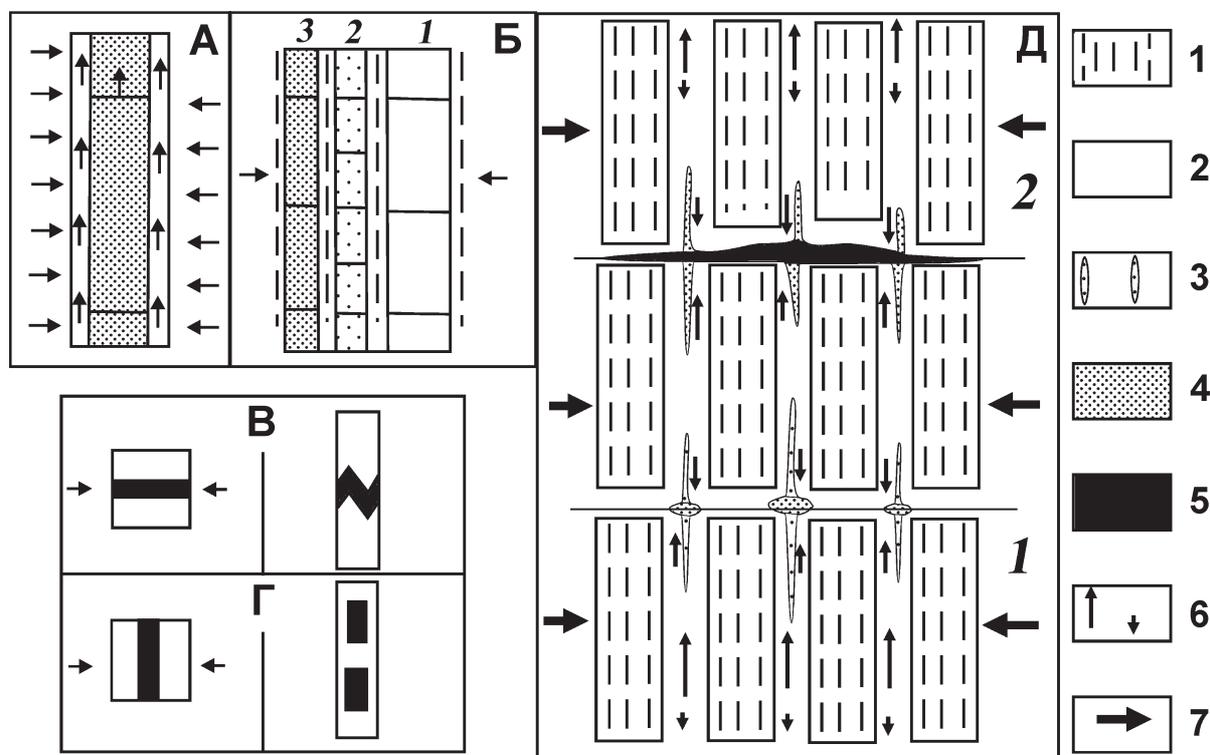


Рис. 9. Реакция гетерогенной слоистой толщи на горизонтальное сжатие в зависимости от первоначального положения границ слоев

А–Г — деформирование вертикально и горизонтально слоистых толщ при горизонтальном сжатии по М.А. Гончарову и др. [2005]; Д — модель образования хромитовых залежей в трещинах отрыва при горизонтальном сжатии дунит-гарцбургитовой толщи: 1 — перидотиты, 2 — дуниты, 3–5 — хромиты (3 — редковкрапленные, 4 — средневкрапленные, 5 — густовкрапленные и сплошные), 6 — направление пластического течения в гипербазитах, 7 — направление давления

то есть более всего влияют на изменение механических свойств минералов и пород и практически не участвуют в массопереносе.

Роль глубинных флюидов в процессе образования хромитовых месторождений на протяжении многих лет является темой отдельной дискуссии. Большое значение флюидному массопереносу всегда придавалось сторонниками немагматических гипотез [Москалева, 1974; Варлаков, 1978; Макеев и др., 1999 и др.]. Ряд авторов, связывавших образование хромитов с кристаллизацией гипербазитовой магмы, роль флюидов видел в насыщении ими остаточного рудного расплава и его более поздней кристаллизации по отношению к основной массе интрузии [Соколов, 1948; Кравченко, 1969; Павлов и др., 1973 и др.]. Сторонники обеих гипотез обычно рассматривают флюид как некую подвижную субстанцию, ответственную за массоперенос рудного вещества, транспортирующую и отлагающую хромиты внутри массивов гипербазитов.

Вместе с тем теоретические и экспериментальные исследования в области петрологии верхней мантии, проведенные в последние десятилетия, приводят к выводу о ничтожной роли флюидов как агентов массопереноса. В первую очередь это относится к «нормальной» мантии, исключая области «горячих» (и/или «мокрых» по В.А. Симонову [2006]) точек, обладающих аномальным вещественным составом. О минимальной роли метасоматического воздействия флюидов на мантийный субстрат неаномальных областей верхней мантии говорит тот факт, что в составе офиолитов континентов преобладают гарцбургиты весьма однородного состава. В свое время это послужило причиной для выделения так называемого «мирового типа гарцбургита» [Магматические ..., 1988]. Анализ многочисленных публикаций, посвященных петрологии гипербазитов дна Мирового океана, позволяет сделать вывод о том, что вариации состава океанических перидотитов также незначительны.

По данным И.Д. Рябчикова [2006], в условиях высокого давления и небольшого содержания летучих компонентов флюиды не образуют в мантии отдельной фазы. Согласно оценкам того же автора, содержание H_2O , являющейся основным флюидным компонентом мантии, составляет 0,056–0,104% в недеплезированной и 0,015–0,02% в деплезированной мантии. «Наблюдаемые тесные корреляции летучих компонентов и их нелетучих геохимических аналогов в магмах мантийного генезиса свидетельствуют об отсутствии крупномасштабного флюидного переноса вещества в глубинных геосферах» [Рябчиков, 2006].

В то же время, даже ничтожное содержание флюидов в горных породах при высоких значениях температуры и давления может в значительной степени изменять их механические свойства, в первую очередь — вязкость. По данным эксперимен-

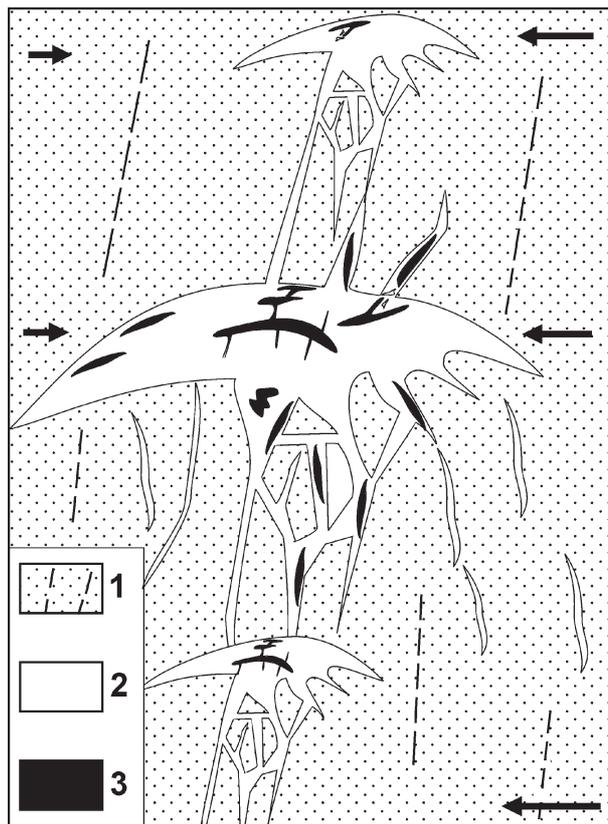


Рис. 10. Схема образования трещин отрыва при поперечном сжатии в применении к хромитообразованию в массивах альпидной формации

Условные обозначения: 1 — гарцбургиты с элементами полосчатости; 2 — дуниты; 3 — хромиты

тальных исследований, вода в условиях, близких к таковым верхней мантии, концентрируется главным образом в структурных дефектах номинально безводных силикатов (оливина, пироксенов, граната). По данным А.А. Кадика [2006], оливин и гранат могут растворять до 200–400 ppm H_2O в зависимости от P-T-условий. Растворение воды в оливине приводит к понижению вязкости его агрегатов приблизительно на два порядка [Karato, 1986; Кадик, 2006] (рис. 11). В ортопироксене растворимость воды изменяется в более широких пределах (до 1100 ppm) и находится в прямой зависимости от содержания в минерале Al.

Таким образом, флюиды в «нормальной» верхней мантии содержатся в незначительных количествах, входя преимущественно в номинально безводные породообразующие минералы (оливин, гранат, пироксены). «Растворение» флюидов в мантийных минералах резко понижает вязкость пород, создавая условия для их пластического течения. Растворимость воды в ортопироксене сильно зависит от содержания в нем алюминия и, вероятно, поэтому ортопироксены менее деплезированных пород (лерцолитов) на ранних этапах деформации проявляют более высокую пластичность по сравнению

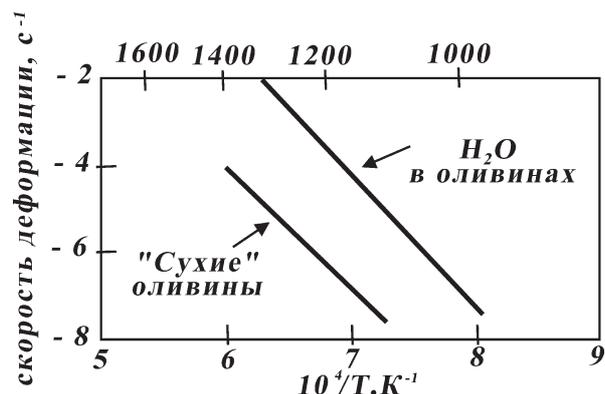


Рис. 11. Влияние водного флюида на изменение вязкости оливина (по А.А. Кадику [2006])

с теми же минералами гарцбургитов, как это установлено при структурных исследованиях [Щербаков, 1990].

Заключительный этап эволюции гипербазитов и содержащихся в них хромитовых концентраций связан с внедрением их в верхние горизонты литосферы в процессе ее скупивания. На данном этапе ведущая роль принадлежит хрупким деформациям пород, на первичную полосчатую структуру лерцолитовых и на полосчато-складчатую структуру гарцбургитовых массивов накладывается блоковая тектоника.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в работе особенности строения массивов альпинотипных гипербазитов и приуроченного к ним хромитового оруденения позволяют предположить следующий механизм рудообразования:

1. Первый этап соответствует режиму растяжения (рифтогенной обстановке). В это время в условиях падения общего давления (декомпрессии) происходит частичное плавление мантийного субстрата и его истощение (деплемирование) легкоплавкими компонентами. Хром, изоморфно входивший в пироксены, выделяется в самостоятельную фазу — хромшпинелид и образует скопления в наиболее тугоплавких реститах — дунитах. Ведущая роль при дифференциации рестита принадлежит тектоническому течению в восходящем потоке (мантийном диапире). Рудные скопления в дунитах образуются в результате метаморфической дифференциации из-за резких различий в вязко-пластичных свойствах оливина и хромшпинелида.

На данном этапе формируются два типа хромитопроявлений. Хромитопроявления I типа образуются в относительно глубоких частях поднимающегося мантийного диапира. Они состоят из «полосовидных» тел вкрапленных руд в небольших по мощности (10–50 м) и протяженности (50–

200 м, редко до 1000 м) полосовидных и уплощенно-линзовидных телах дунитов, согласных с перидотитовой полосчатостью. Текстуры вкрапленные, полосчатые; структуры средне- крупнозернистые (массивы Крака: им. Менжинского, Ситновское, Лактыбаш, Придорожное и др.).

Хромитопроявления II типа приурочены к верхним частям мантийного диапира. Локализуются они в крупных полосовидных телах дунитов длиной до 1000 м и более, мощностью до 200–300 м, вблизи контакта с породами габброидного комплекса. Они сложены обычно бедновкрапленными мелкозернистыми полосчатыми рудами. Примеры: Саксей-Ключевская зона (Крака); Нуралинское и Курманкульское месторождения (Нурали) и др.

Термодинамические условия хромитообразования на данном этапе, по-видимому, не отличаются от тех, которые рассчитаны для начальных фаз подъема мантийного вещества с уровня астеносферы в восходящем конвективном потоке: температура процесса примерно составляет 1000–1200°C, а давление — около 7 кбар [Щербаков, 1990; Савельева и др., 1995].

По прежней терминологии хромитопроявления I и II типов соответствуют «раннемагматическим месторождениям» хромитов.

2. Второй этап рудообразования связан с режимом сжатия, который может быть обусловлен различными причинами: близостью зоны субдукции, вовлечением разогретых мантийных гипербазитов в коллизионные процессы или локальным сжатием, связанным с растяжением соседних структур. В это время происходит метаморфическое перераспределение вещества альпинотипных гипербазитов при интенсивном проявлении пластических деформаций. Резкое различие в физических свойствах между оливином и хромшпинелидом приводит к обособлению рудных скоплений, перекристаллизации и локализации рудных тел вдоль экранирующих поверхностей, представленных гарцбургитами, и динамических барьеров в самих дунитовых телах. Дунитовые тела, вмещающие крупные хромитовые залежи, уплощены в горизонтальной плоскости и заполняют ослабленные зоны, представляющие собой трещины отрыва. Крупные тела дунитов окружены штокверками дунитовых жил, «цементирующих» будинированные гарцбургиты. Морфология рудных зон также характеризуется сетчатым строением («рудные пучки, узлы»).

В условиях сжатия на месте хромитопроявлений I и II типов образуются более концентрированные месторождения III и IV типов. III тип представлен чаще всего одиночными жилообразными крутопадающими телами, сложенными массивными, густовкрапленными, реже — нодулярными рудами. При образовании месторождений хромшпинелиды, заключенные в пластичном дуните, испытали значительные перемещения вдоль экранирующих

поверхностей — гарцбургитов, в ходе которых происходило обогащение рудных тел в результате метаморфического перераспределения вещества. Примеры: месторождения Верблюжьегогорского, Кемпирсайского и ряда других массивов, образованные единичными рудными телами.

IV тип представлен крупными залежами, обычно — комбинацией линзовидных и жиллообразных тел, часто встречаются мощные пологозалегающие линзы в сочетании с более мелкими крутопадающими телами. Границы с вмещающими породами резкие. Оруденение приурочено как к внутренним частям крупных штокообразных тел дунитов, так и к примыкающим к ним гарцбургитам. Для полярноуральских массивов наиболее характерно залегание их в апикалях дунитовых тел, в сетчатых жилах дунитов среди гарцбургитов, обрамляющих дунитовые тела [Перевозчиков, 1998]. Оси залежей обычно ортогональны к полосчатости вмещающих пород. Текстуры массивные, густовкрапленные; полосчатость встречается редко, направлена обычно под углом к осям линзовидных залежей и субсогласна с полосчатостью вмещающих пород. Структуры крупнозернистые, среднезернистые; отмечается сгущение густоты вкрапленности к центральным частям тел и вблизи «экранирующих поверхностей», по густоте вкрапленности — сплошные, густовкрапленные. Примеры: месторождения Главного рудного поля Кемпирсайского массива (Южный Урал), массива Рай-Из (Полярный Урал).

Условия образования месторождений III и IV типов, по-видимому, соответствуют рассчитанным С.А. Щербаковым [1990] для второго этапа тектонических деформаций альпинотипных ультрабазитов ($T = 700\text{--}1000^\circ$, $P = 5\text{--}7$ кбар), при которых хрупкие деформации преобладали над пластическими. По прежней терминологии хромитопроявления III и IV типов соответствуют «позднемагматическим (гистеромагматическим) месторождениям».

3. На третьем этапе происходит преобразование месторождений хромитов при продолжающемся сжатии. Отличительная его особенность — низкотемпературный характер процесса, преобладание хрупких деформаций всех разновидностей пород — хромитов, дунитов, гарцбургитов, массовая серпентинизация гипербазитов. Образованные на предыдущих этапах рудные тела в той или иной степени дезинтегрируются, растаскиваются, будируются. Образовавшиеся на месте дунитов серпентиниты сохраняют пластичность, поэтому в отдельных случаях может происходить и некоторое обогащение рудных тел, локализованных среди краевых серпентинитов. Такие рудные тела очень характерны для зон меланжа и представляют собой обычно мелкие гнезда сплошных и густовкрапленных руд.

Литература:

Агамиров Л.В. Сопротивление материалов: Краткий курс для студентов вузов. М.: АСТ Астрель, 2003. 256 с.

Алимов В.Ю. Механизм дифференциации вещества при сдвиговых деформациях зернистых сред (в приложении к хромитообразованию) // Ежегодник—93. Свердловск, 1994. С. 64—65.

Бакиров А.Г. О происхождении дунитов и хромитов Кемпирсайского массива // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 325—330.

Бродская Р.Л., Бильская И.В., Кобзева Ю.В., Ляхницкая В.Д. Типоморфные особенности строения минеральных агрегатов ультрамафитов и механизм концентрации в них хромшпинелидов // Записки ВМО. 2003. № 4. с. 18—38.

Варлаков А.С. Генезис хромитового оруденения в альпинотипных гипербазитах Урала // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1978. С. 63—82.

Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.

Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Изд-во КДУ, 2005. 496 с.

Гросвальд М.Г., Псарева Т.В. Метаморфизм льда // Оледенение Земли Франца-Иосифа. М.: Наука, 1973. С. 258—270.

Денисова Е.А. Внутренняя структура Миндякского ультраосновного массива (Южный Урал) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274, № 2. С. 382—387.

Денисова Е.А. Структура ультраосновного массива Южный Крака (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер.геол. 1990. № 1. С. 45—63.

Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники // Природа мира. М.: Мысль, 1989. 449 с.

Дунаев А.Ю., Зайков В.В. Хромшпинелиды Ишкининского кобальт-медноколчеданного месторождения в ультрамафитах Главного Уральского разлома. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. 110 с.

Кадик А.А. Флюиды литосферы как отражение окислительно-восстановительного режима в мантии: следствия для геофизических свойств глубинного вещества // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 19—46.

Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 347 с.

Кашинцев Г.Л., Кузнецов И.Е., Патхан М.Т., Рудник Г.Б. Гипербазитовый массив Южный Крака (Южный Урал) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геол. 1976. № 6. С. 59—68.

Ковалев С.Г., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (хромитовые руды). Уфа, 2000. 207 с.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Колотилов Л.И., Казанцев М.М., Рацбаум Е.И. Структурно-морфологическая зональность рудных узлов Южно-Кемпирсайского хромитового района, ее поисковое и оценочное значение // Геология, металлогения и вещественный состав руд черных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1979. С. 64—70.

Кравченко Г.Г. Роль тектоники при кристаллизации хромитовых руд Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 230 с.

Кравченко Г.Г. О синкристаллизационных перемещениях хромитов в ультрабазитовых массивах // Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых. Л., 1971. С. 251–256.

Кутюлин В.А. Перекристаллизация вещества верхней мантии и ее металлогенические следствия // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 17–22.

Логинов В.П., Павлов Н.В., Соколов Г.А. Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале // Хромиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. С. 5–199.

Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.

Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные горные породы / Под ред. *Е.В. Шаркова*. М.: Наука, 1988. 508 с.

Макеев Б.А. Минералогия альпинотипных гипербазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.

Макеев А.Б., Брянчанинова Н.И. Топоминералогия ультрабазитов Полярного Урала. СПб.: Наука, 1999. 252 с.

Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.

Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 200 с.

Павлов Н.В., Григорьева И.И. Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1978. С. 172–224.

Патхан М.Т. Петрология ультраосновного массива Южный Крака (Южный Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / МГУ. М., 1971. 23 с.

Перевозчиков Б.В. Особенности изучения хромитоносности альпинотипных гипербазитов. М.: Геоинформмарк, 1998. 45 с.

Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 585 с.

Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 68–100.

Рябчиков И.Д. Летучие компоненты в источнике мантийных плюмов // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 9–19.

Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57–75.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 230 с.

Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология массива Средний Крака на Южном Урале // Геотектоника. 1985. № 4. С. 53–68.

Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные ультрамафиты в офиолитах Южного Урала, Кемпирсайский массив // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 115–132.

Савельева Г.Н., Карпова Г.В., Степанов С.С. Минеральные парагенезисы гарцбургитов юго-восточной части Кемпирсайского массива на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 1. С. 34–41.

Симонов В.А. Влияние флюидных компонентов на магматические системы океанических «горячих точек» // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С. 260–274.

Симонов В.А., Салихов Д.Н., Ковязин С.В., Дунаев А.Ю. Особенности кристаллизации хромитовых руд Верхне-Убалинского месторождения (Южный Урал) // Металлогения древних и современных океанов—2006. Условия рудообразования. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 140–145.

Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения: Серия рудных месторождений (№ 12) // Труды / ИГН АН СССР, 1948. Вып. 97. 128 с.

Старостин В.И., Дергачев А.Л., Хркович К. Структурно-петрофизический анализ месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1994. 288 с.

Таврин И.Ф. О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 147–153.

Чаплыгина Н.Л. Фрагменты офиолитов надсубдукционного генезиса в серпентинитовом меланже (Западно-Магнитогорская зона, Южный Урал): Дис. ... канд. геол.-мин. наук / ГИН РАН. М., 2003. 31 с.

Шинкарев Н.Ф., Иваников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л.: Недра, 1983. 271 с.

Шоу Д.М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Л.: Недра. 1969. 208 с.

Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.

Carter N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Phys. 1976. Vol. 76, No 3. P. 301–360.

Karato S.-I., Paterson M.S., Fitzgerald J.D. Rheology of synthetic olivine aggregates: Influence of grain size and water // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. P. 8151–8176.