

Д. Е. Савельев

О РЕОМОРФИЧЕСКОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ВЕЩЕСТВА УЛЬТРАМАФИТОВ (НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ № 33, СРЕДНИЙ КРАКА)

Постановка проблемы и методика исследований

Со времени первых исследований пластического течения ультрамафитов, инициированных Григгсом, достигнуты большие успехи в понимании как механизмов пластической деформации главных породообразующих минералов верхней мантии, так и процессов формирования офиолитовых комплексов [Гончаренко, 1989; Савельева, 1987; Шмелев, Пучков, 1986; Шербаков, 1990; Burgman, Dresen, 2008; Carter, 1976; Carter, Ave Lallemand, 1970; Hirth, Kohlstedt, 1996; Nicolas et al., 1971, 1973; Karato et al., 1986, 2008; Kohlstedt, Zimmerman, 1996 и др.].

Вместе с тем, признавая важную роль пластических деформаций в образовании структуры офиолитовых комплексов, исследователи, как правило, обходят стороной вопрос о связи тектонического течения и дифференциации вещества верхней мантии. Частным случаем последней является формирование месторождений хромовых руд. Для объяснения вещественных преобразований в ультрамафитовых комплексах обычно привлекаются гипотетические процессы. Например, в значительном количестве публикаций постулируется связь дунитов, вмещающих хромовое оруденение, с реакционными процессами при просачивании расплавов сквозь мантийные перидотиты [Kelemen et al., 1995; Zhou et al., 1996; Батанова, Савельева, 2009 и др.]. Зарубежные авторы часто разделяют месторождения хромовых руд в офиолитовых комплексах на два типа: подформные во внутренних частях массивов и кумулятивные на границе с габброидным комплексом [Auge, 1987], предполагая различные механизмы их образования. В качестве последних предполагается, в частности, кристаллизация хромита в подводящих магматических каналах среди рестита и при смешении магм различного состава [Ballhaus, 1998; Lago et al., 1982; Leblanc, Ceuleneer, 1992]. Реальность всех предложенных механизмов не без оснований подвергается критике со стороны оппонентов и поэтому до настоящего времени почти все выдвинутые гипотезы «мирно сосуществуют», что свидетельствует об отсутствии ясного понимания процессов дифференциации вещества в мантийных ультрамафитах.

Ряд исследователей связывает дифференциацию вещества в массивах и образование тел хромитов непосредственно с пластическим течением

реститов [Шербаков, 1990; Денисова, 1996; Алимов, 2008; Савельев и др., 2006, 2008; Чернышов, Юричев, 2013], а в работе [Савельев, Федосеев, 2011] предложена физическая модель данного процесса. В данном сообщении приводятся новые структурные свидетельства реальности реоморфической дифференциации, ведущей к образованию дунитов и хромитов на месте исходного перидотитового субстрата.

Основными методами исследования являлись структурно-петрографический и микроструктурный анализ ультрамафитов, а также количественный минералогический анализ с применением специальных компьютерных программ «имидж-анализа» [Белогуб, 2013]. Петроструктурные исследования проводились по известной методике, подробные описания которой содержатся в ряде работ [Лукин и др., 1965; Саранчина, Кожевников, 1985 и др.]. Залегание плоскостей минеральной уплощенности и линейности определялось по данным измерения линейных элементов структуры в трех взаимно перпендикулярных срезах по методике А.И. Чернышова [1996].

Фактический материал

Геологическое строение

Общая структура массивов Крака и состав различных структурно-вещественных комплексов описаны в работах [Савельева, 1987; Денисова, 1990б; Сначёв и др., 2001; Савельев и др., 2008]. Детальные работы по выявлению внутренней структуры массивов были предприняты Е.А. Денисовой и Г.Н. Савельевой [Денисова, 1989, 1990а, 1990б; Савельева, 1987 и др.]. Проведенный данными авторами анализ плоскостных и линейных структур с привлечением результатов петроструктурных исследований позволил установить повсеместное распространение в ультрабазитах деформационных структур, свидетельствующих о формировании массивов в результате преимущественно послонного пластического течения, сопровождавшегося складкообразованием [Денисова, 1990а, 1990б]. Мантийное происхождение дунит-перидотитовой полосчатости, минеральной сланцеватости и линейности доказывается тем, что данные элементы структуры образованы первичными минералами без участия водных силикатов.

Автором было предпринято исследование структуры участка месторождения № 33, которое находится в восточной части массива Средний Крак в 3 км северо-западнее д. Шарипово. Впервые в открытой печати оно упоминается Г.А. Соколовым [1948] под названием «Шарыпкинская разведка». Месторождение открыто и разведано в 1930-е годы партией П.Г. Фарафонтьева (1937 г.). Выбор данного объекта обусловлен следующими основными причинами: 1) рудное тело хорошо обнажено, вскрыто при опытно-технологических испытаниях и задокументировано непосредственно автором, 2) вмещающие дуниты и перидотиты практически свежие, степень петельчатой серпентинизации в изученных образцах не превышает 20%, 3) объект обладает сравнительно простым строением и небольшими размерами, что способствует использованию его в качестве модельного по отношению ко всем подобным месторождениям. Подробное описание строения рудоносной зоны содержится в работе [Савельев, 2013] и монографии [Савельев и др., 2008] и поэтому здесь ограничимся лишь краткой ее характеристикой, чтобы более подробно остановиться на изложении новых данных.

Участок массива, на котором расположено месторождение, сложен шпинелевыми перидотитами с содержанием моноклинного пироксена от 1 до 7%. Макроскопически (в масштабе 1 см – 1 м) перидотиты массивные, однородные, редко в них наблюдается слабо проявленная минеральная упло-

щенность, выраженная в предпочтительной ориентировке табличек ортопироксена и цепочек хромшпинелидов. Более четкая геометрическая ориентировка выявляется при изучении пород под микроскопом (в масштабе 0,01 мм – первые миллиметры) по уплощенным и удлинненным зернам оливина. Среди шпинелевых перидотитов очень редко встречаются выходы дунитов, которые на рассматриваемой территории составляют не более 1–2% от общей площади.

На месторождении № 33 дуниты образуют тело протяженностью около 50 м и мощностью от 1 до 5 м. В приповерхностной части (до глубины около 3 м) дуниты почти полностью серпентинизированы и осветлены, в непосредственной близости от хромититовой залежи они имели светло-зеленый цвет, что является вообще очень характерным для подобных месторождений [Перевозчиков, 1995]. Но уже на глубине 3,5 м вмещающие дуниты становятся очень крепкими и степень серпентинизации здесь не превышает 20%. Рудное тело месторождения имеет следующие параметры: длина 40 м, мощность 1,2–2 м, азимут простирания ССЗ 330–350°, угол падения 65–80° (ЮЗ) (рис. 1). Текстуры руд массивные крупнокристаллические и нодулярные, очень редко встречаются мелкозернистые вкрапленные разновидности. Преобладают массивные руды, которые слагают центральную (осевую) часть рудного тела. Нодулярные текстуры хромититов распространены по периферии массивных и встре-

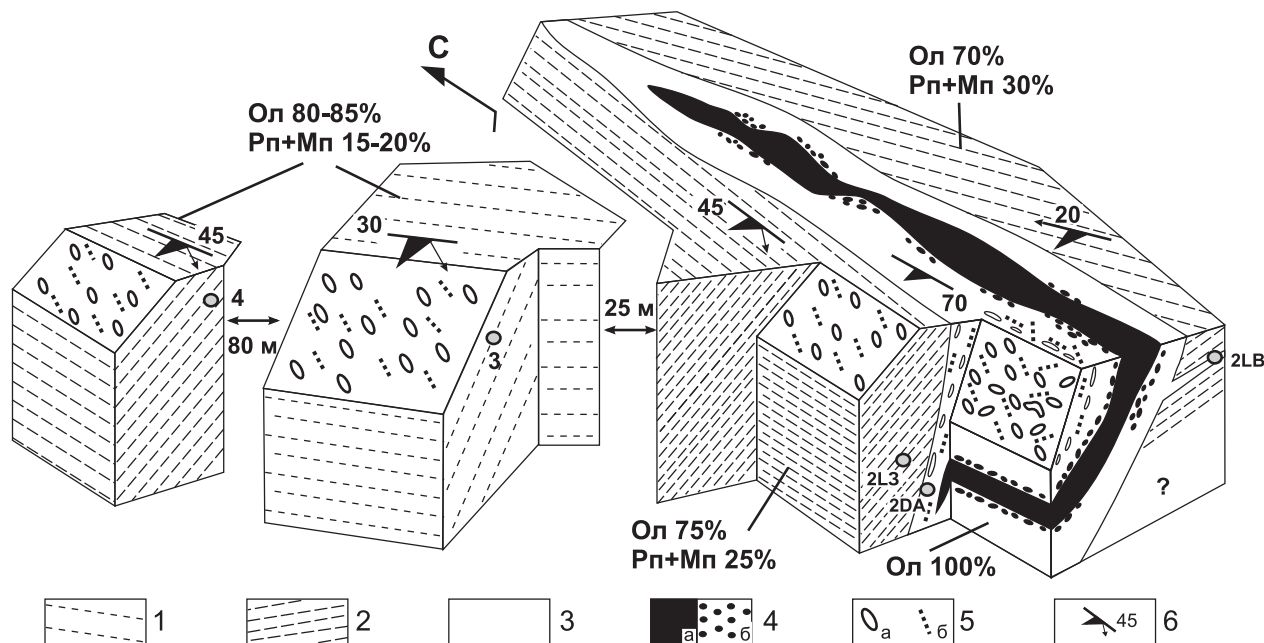


Рис. 1. Схематическая блок-диаграмма участка месторождения № 33

Условные обозначения: 1–2 — шпинелевые перидотиты с различным содержанием ортопироксена (1 — <20%, 2 — >20%); 3 — дуниты; 4 — хромититы массивные (а) и нодулярные (б); 5 — ориентировка зерен оливина (а) и агрегатов хромшпинелидов (б) на плоскостях минеральной сланцеватости; 6 — залегание структурных элементов (минеральной уплощенности и линейности) в ультрамафитах

чаются преимущественно в южной и средней частях рудного тела. Все разновидности хромовых руд сложены высокохромистым шпинелидом (содержание Cr_2O_3 составляет 59–62%).

Петроструктурные особенности ультрамафитов

Для сравнения структуры рудоносной зоны с таковой вмещающих пород было изучено несколько образцов ультрамафитов. Образец дунита 103-2-DA отобран в непосредственной близости от контакта с хромититовой залежью. Образцы шпинелевых перидотитов были взяты: в 1 м западнее рудного тела (103-2L3), в 3 м восточнее рудного тела (103-2LB), образец 103-3 отобран из перидотитов в 30 м, а образец 103-4 — в 110 м западнее рудного тела (рис. 1). Все изученные образцы характеризуются порфиробластовой структурой, примерно одинаковый объем приходится на крупные зерна — порфиробласты (более 2 мм) и мелкие вытянутые, либо изометричные зерна (0,4–1,2 мм). В зернах породообразующих минералов ультрамафитов повсеместно отмечаются следы пластических деформаций, которые выражены в образовании полос излома в оливине и пироксенах, неоднородном погасании зерен,

которое обусловлено разориентацией блоков зерен на небольшой угол. От шпинелевых перидотитов к дунитам происходит резкое изменение состава хромшпинелидов от глиноземистого до высокохромистого.

Ультрамафиты обнаруживают предпочтительную ориентировку оливина по форме, которая позволяет определить залегание плоскостей минеральной уплощенности (S) и направление линейности (L), их микроструктурные особенности говорят об имевших место высокотемпературных проникающих деформациях.

Из образца дунита 103-2DA были изучены два шлифа с различным содержанием хромшпинелидов (рис. 2). В шлифе 103-2DA-2, наряду с рассеянным акцессорным хромшпинелидом, отмечаются его сегрегации мощностью первые мм (4–8%), шлиф 103-2DA-4 представлен дунитом с обычной акцессорной вкрапленностью (1,5%). Вблизи наиболее интенсивного максимума линейности концентрируются выходы оси Ng, образуя широкие поля с раздвоенными вершинами. В шлифе 103-2DA-4 линейность расположена между двумя интенсивными максимумами Ng (>8%), образуя с каждым из них углы величиной от 15 до 30°.

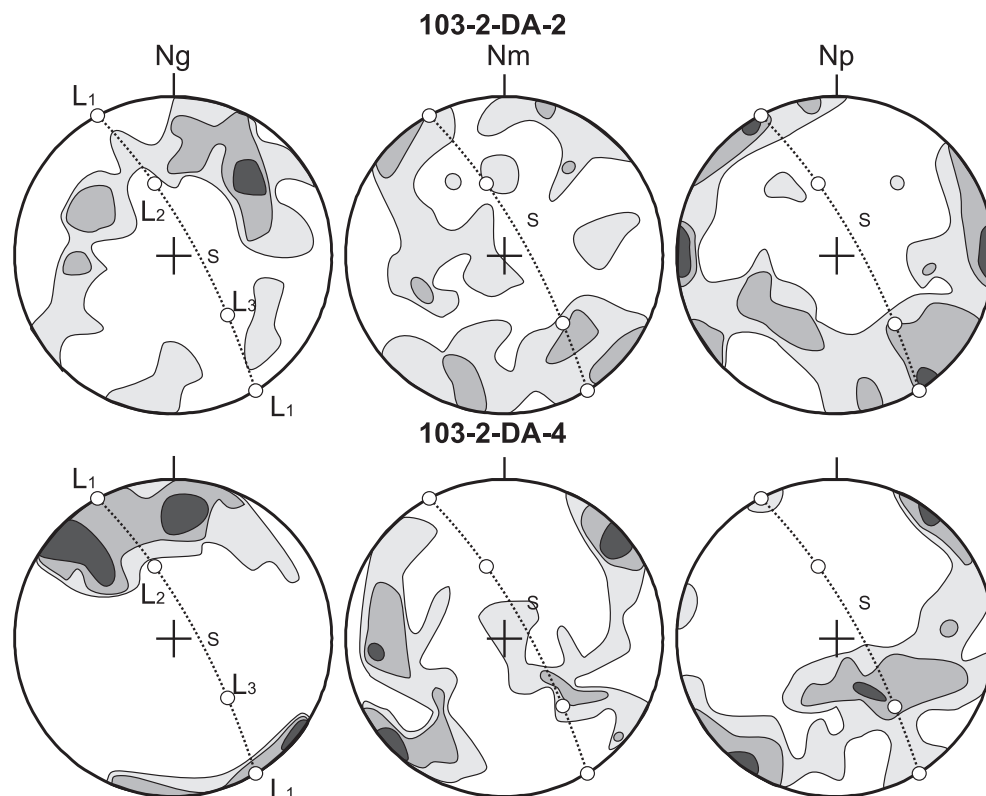


Рис. 2. Петроструктурные диаграммы оливина из околорудных дунитов (обр. 103-2DA)

Примечание. Здесь и далее: верхняя полусфера стереографической проекции, во всех образцах проанализировано по 110 зерен, изолинии проведены через 2–4–8%; диаграммы приведены к географическим координатам; S — плоскость минеральной уплощенности, L — линейность

В шлифе 103-2DA-2 поле выхода Ng смещено относительно линейности по часовой стрелке на угол 30–45°, максимум характеризуется меньшими размерами и интенсивностью (4–8%). Две другие оси оптической индикатрисы оливина в рассматриваемом образце формируют пояса в плоскости, перпендикулярной к минеральной уплощенности и максимумам Ng. Полученные петроструктурные узоры характеризуют пластическое течение оливиновых агрегатов при ведущей роли внутризернового скольжения по системе {0kl}[100].

В образце клинопироксенового гарцбургита 103-2L3 направление Ng оливина также совмещено с линейностью (рис. 3), но интенсивность максимума незначительна (4–8%), он образует широкое поле с тенденцией вытягиваться в пояс под углом к плоскости уплощения (S). Оси Nm и Np формируют почти полные пояса в плоскости, перпендикулярной как к минеральной уплощенности, так и к поясу Ng. Механизм деформации и в данном образце соответствует внутризерновому скольжению по системе {0kl}[100], сочетающемуся с синтетектонической рекристаллизацией.

Петроструктурный узор в образце шпинелевого перидотита 103-2LB существенно отличается от рассмотренных. Здесь оси Ng и Nm формируют

полные пояса в плоскости уплощенности, образуя локальные максимумы во взаимоперпендикулярных направлениях. Напротив, для оси Np характерен весьма интенсивный максимум, расположенный перпендикулярно по отношению к плоскости S и локальным максимумам двух других осей. К детальному описанию микроструктуры данного образца мы еще вернемся ниже, а здесь лишь отметим, что в шлифе выявляются две линейности. Первая (L_1) выражена более четко как по расположению агрегатов хромшпинелида, так и по удлиненным зернам оливина.

Вместе с тем часть удлиненных зерен расположена под большим углом к L_1 и, что наиболее важно, часть зерен оливина, удлиненных параллельно главной линейности, представляет собой блоки первоначально единых зерен, разделенных полосами пластического излома. Направление удлинения более крупных первичных зерен соответствует, вероятно, реликтовой линейности (L_2). Возможны три варианта интерпретации наблюдаемой микроструктуры: 1) в ходе деформации происходило изменение направления скольжения с L_2 на L_1 , а механизм внутризернового скольжения в оливине осуществлялся по системе (010)[001], 2) в ходе деформации, одновременно с изменением направления скольже-

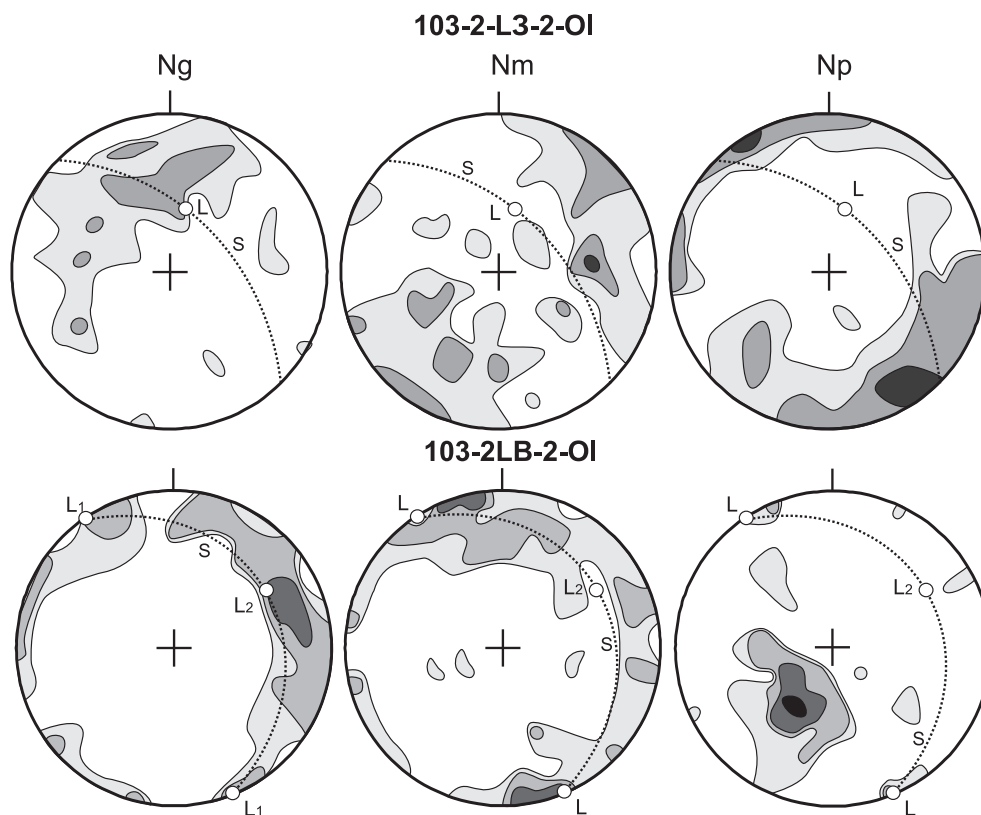


Рис. 3. Петроструктурные диаграммы оливина из шпинелевых перидотитов, непосредственно примыкающих к дунитовому телу (обр. 103-2L3 и 103-2LB)

ния, происходило изменение системы скольжения с (010)[100] на (010)[001]; 3) деформация осуществлялась путем синтетектонической рекристаллизации в режиме $\sigma_1 > \sigma_2 \geq \sigma_3$ [Щербаков, 1990].

Образец клинопироксенового гарцбургита 103-3, отобранный на некотором удалении от рудной зоны, обнаруживает следующие петроструктурные особенности (рис. 4). Ось Ng оливина формирует несколько вытянутый в плоскости S максимум довольно высокой интенсивности (8%), при этом оба максимума линейности расположены в пределах данного поля. Также к плоскости минеральной уплощенности тяготеет поле выхода Nr оливина с двумя локальными максимумами повышенной интенсивности (8%). Оно имеет некоторую растянутость как в плоскости S, так и под углом к ней. Ось Nm формирует полный пояс, перпендикулярный к плоскости минеральной уплощенности с несколькими локальными максимумами (4%), наиболее широкие из них расположены симметрично относительно S под углами от 15 до 30°.

Полученный петроструктурный узор наиболее сложен для интерпретации. Близкие узоры отмечались в оливине гарцбургитов Войкаро-Сыньинского массива [Щербаков, 1990] и были интерпретированы как результат деформации в режиме трансляцион-

ного скольжения по системе {0kl}[100] в сочетании с синтетектонической рекристаллизацией. Некоторые особенности петроструктурного узора оливина в образце 103-3 позволяют, принимая в целом данную интерпретацию, предположить, что трансляционный механизм здесь имел переходный характер от среднетемпературной системы (001)[100] к более высокотемпературной системе {0kl}[100].

На еще большем удалении от хромитоносной зоны, в образце 103-4 (рис. 4), фиксируется четкая предпочтительная ориентировка оливина, сопровождаемая макроскопически определяемой минеральной уплощенностью. Последняя фиксируется по ориентировке агрегатов хромшпинелида и ортопироксена. В шлифе 103-4 довольно отчетливо выражена линейность зерен оливина и агрегатов хромшпинелида. Вблизи линейности интенсивный максимум (> 8%) образует ось Ng, отклоняясь от линейности против часовой стрелки на 10–20°, что говорит о формировании петроструктуры в условиях деформации левого сдвига. Также интенсивные максимумы образуют две другие оси индикатрисы: Nm концентрируется вблизи плоскости уплощенности, а Nr почти перпендикулярно ей. Таким образом, пластическое течение осуществлялось в данном образце путем внутризернового скольжения по системе (010)[100].

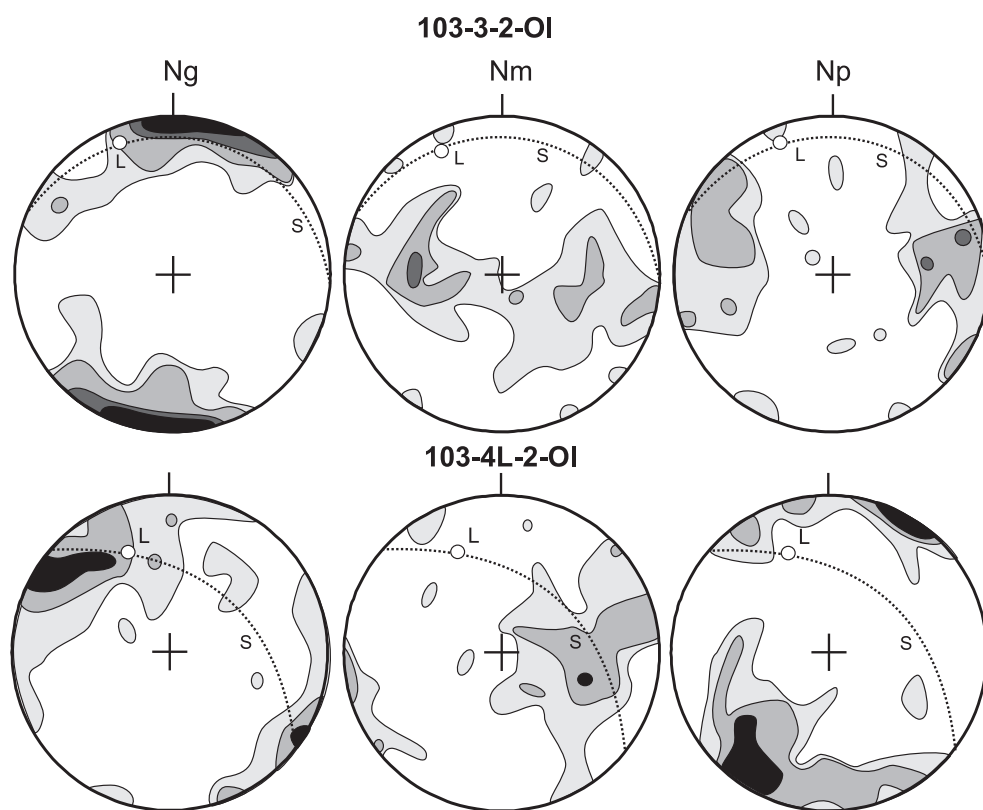


Рис. 4. Петроструктурные диаграммы оливина из шпинелевых перидотитов на удалении от хромитоносной зоны (обр. 103-3 и 103-4)

Структура и минеральный состав ультрамафитов

При изучении шпинелевых перидотитов, развитых на участке месторождения № 33, были выявлены особенности их внутреннего строения, важные для понимания процессов дифференциации мантийного вещества. Последняя в массивах ультрамафитов обычно выражена в разделении породообразующих минералов в пространстве с формированием разномасштабных тел существенно оливинового

(дунитов) или хромшпинелидового (хромититов) состава.

В данном отношении наибольший интерес представляет образец 103-2LB, отобранный, как отмечено выше, в 3 м восточнее тела рудовмещающих дунитов. На рис. 5 приведены схемы строения трех взаимоперпендикулярных срезов данного образца, составленные в результате изучения шлифов 103-2LB-2, 103-2LB-4, 103-2LB-5. Их взаимное расположение показано в верхней правой части рис. 5.

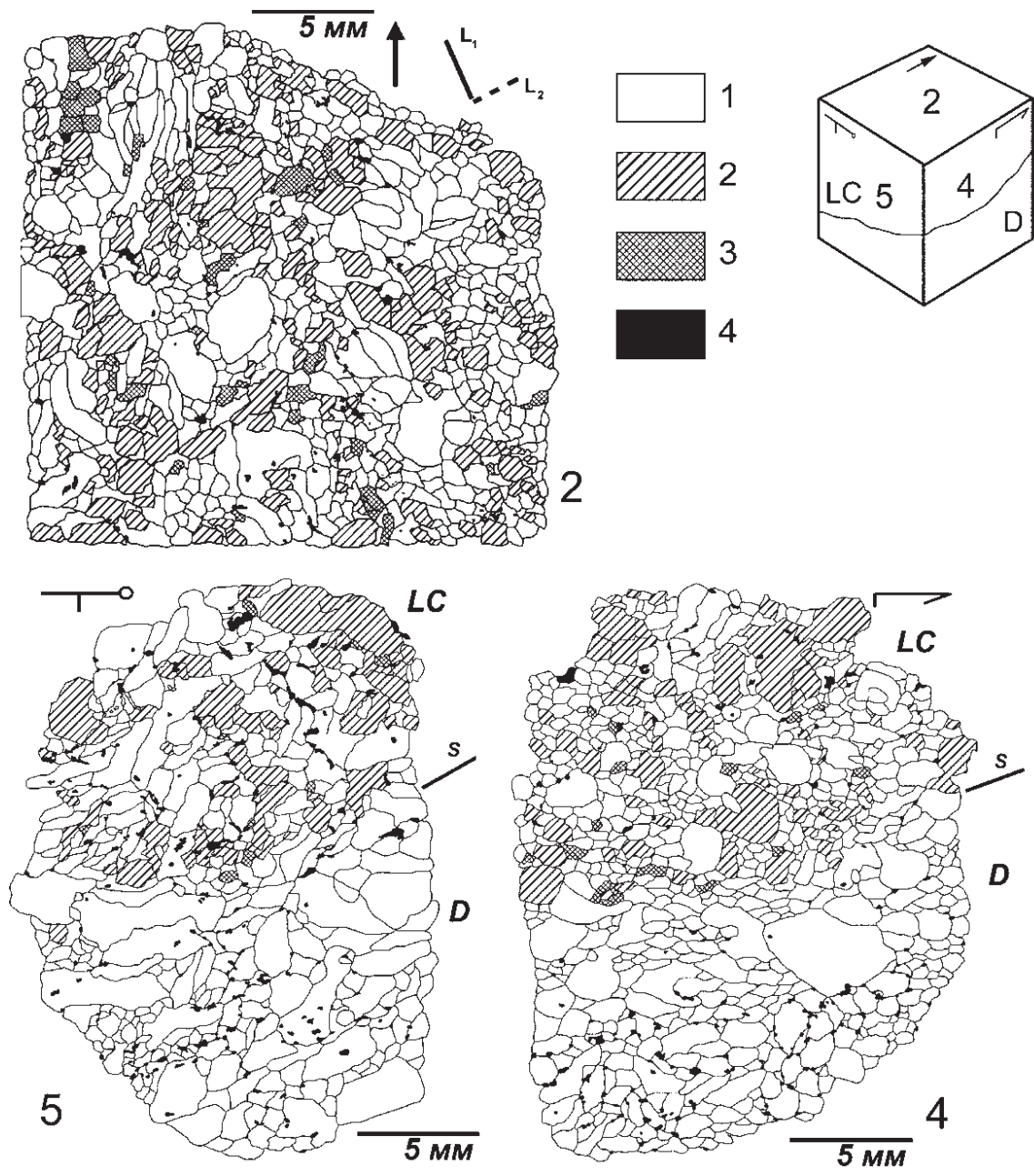


Рис. 5. Строение образца шпинелевого перидотита 103-2LB в трех взаимоперпендикулярных срезах
 Условные обозначения: 1 — оливин; 2 — ортопироксен; 3 — клинопироксен; 4 — хромшпинелид; S — плоскость уплощенности, полосчатости; L — линейность. В верхнем правом углу — схема образца с расположением срезов и основных структурных элементов

В двух вертикальных срезах образца фиксируется контакт шпинелевого перидотита (LC), слагающего верхнюю его часть, и дунита (D). Граница имеет пологое западное падение и совпадает с плоскостью минеральной уплощенности (S), которая наиболее отчетливо выражена в дунитовой части по уплощенным зернам оливина и вытянутости агрегатов хромшпинелидов. В перидотите данный структурный элемент выражен слабее, тем не менее он определяется преимущественно по уплощению зерен оливина и, в меньшей степени — по ориентировке агрегатов ортопироксена. В горизонтальной плоскости (шлиф 103-2LB-2) по тем же признакам определяется линейность. Как было отмечено, наиболее интенсивно проявлена L_1 (аз. скл. 150°), значительно слабее — L_2 (аз. скл. 240°).

В перидотитовой части во всех трех срезах отмечаются следующие особенности: 1) среди удлиненных зерен в значительной степени преобладают оливиновые, в среднем по образцу отношение длины к ширине для оливина составляет 2,06, в то время как для ортопироксена этот показатель составляет 1,6; 2) удлиненные зерна оливина формируют предпочтительную ориентировку по форме, фиксируя в соответствующих срезах плоскости минеральной уплощенности и линейности; 3) зерна пироксенов не обнаруживают предпочтительной ориентировки по форме, но таковая характерна для их агрегатов; 4) хромшпинелиды в перидотитах обнаруживают заметную ориентировку по форме как для зерен, так и (в большей степени) для агрегатов. В дунитах ориентировка зерен оливина по форме становится еще более интенсивной, а хромшпинелиды обнаруживают в основном агрегатную ориентировку.

По размерам и степени деформированности зерна главных породообразующих минералов ультрамафитов (оливина и ортопироксена) можно разделить на два кластера: 1) крупные деформированные (протозерна) и 2) мелкие, почти без признаков деформации (необласты). В крупных зернах отчетливо проявлена деформация, выраженная в неоднородном погасании зерен и наличии полос скольжения. Последние наиболее четко проявлены в оливине (рис. 6а, б). На представленных фото хорошо видно, что более поздние прожилки серпентина не смещают полосы скольжения, которые были образованы на высокотемпературном этапе становления ультрамафитового тела. Наблюдаемые соотношения между первичными силикатами и серпентином говорят о квазистатическом характере серпентинизации, который не исказил внутреннюю структуру породы.

Образование новых, недеформированных зерен (необласт) происходит в результате синтектони-

ческой рекристаллизации, которая может быть межгранулярной или внутризерновой [Carter, 1976]. В первом случае необласты развиваются на границах протозерен, во втором — в их внутренних частях. На рис. 6а зафиксирован случай внутризерновой рекристаллизации, когда новые мелкие зерна (2, 3) возникают в наиболее напряженном участке протозерна (1), в зоне скольжения. Вообще, подобная рекристаллизация очень характерна для оливина и была нами ранее описана как образование «псевдопиклитовых» включений «оливин-в-оливане» [Савельев, Федосеев, 2011]. Межгранулярная рекристаллизация широко распространена как в оливине, так и в ортопироксене, и описана в многочисленных публикациях [Щербаков, 1990; Чернышов, 2001 и др.].

Еще одной особенностью строения ультрамафитов является различный характер деформации оливина и ортопироксена. Этот важный для понимания механизмов дифференциации вещества в ультрамафитах вопрос до настоящего времени не привлекал должного внимания исследователей, хотя указания на то, что ортопироксен проявляет большую реологическую «силу» по сравнению с оливином, можно найти в работах [Carter, 1976; Hirth, Kohlstedt, 1996; Nicolas et al., 1971], а также в публикациях автора [Савельев и др., 2008; Савельев, Федосеев, 2011 и др.]. На рис. 6в, г показан типичный случай разрыва крупного, удлиненного согласно с направлением максимального удлинения (L_1), зерна ортопироксена на два фрагмента. Место разрыва, ориентированное поперек линейности, представляет собой ослабленную зону, которая заполняется более податливым материалом оливина. На фото хорошо видны причудливые очертания этого «зерна».

Изучение шлифов шпинелевых перидотитов также показало, что ортопироксен в них распределен неравномерно. Наиболее характерно концентрирование его зерен в участки линзовидной формы, разделенные узкими «сетями» преимущественно оливинового состава. Вообще, на изученном участке отмечается резкий переход от перидотитов к дунитам на различном масштабном уровне. Так, с приближением к хромитоносной зоне в перидотитах происходит увеличение количества пироксенов от 15–18% до 25–30% в непосредственной близости от дунитового тела. Аналогичная ситуация наблюдается в масштабе шлифа: в образце 103-2LB на расстоянии 1 см происходит резкая смена перидотита, содержащего 30% пироксенов, практически мономинеральным дунитом. Следует отметить, что обогащение ортопироксеном перидотитов в контакте с дунитовыми телами представляет собой широко распространенное явление [Савельев и др., 2008; Савельева и др., 2008].

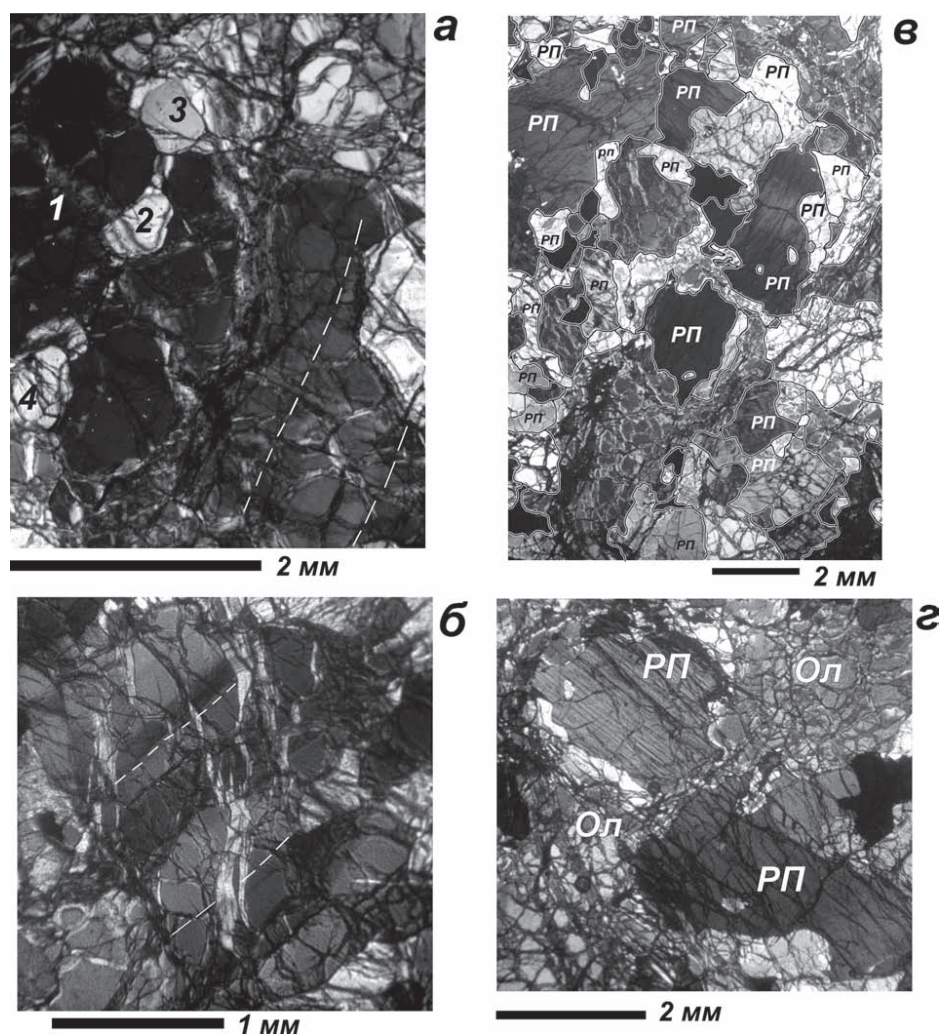


Рис. 6. Деформационные микроструктуры в шпинелевом перидотите 103-2LB

а, б — полосы скольжения (трассированы белым пунктиром), рост новых зерен (2, 3) вдоль этих полос; в — участок с преимущественной концентрацией зерен ортопироксена; г — детализация участка в: разрыв крупного зерна ортопироксена в направлении, перпендикулярном удлинению (L_1) и внедрение вдоль ослабленной зоны оливина. Ол — оливин, Рп — ортопироксен; на рис. 7 в отмечены только зерна ортопироксена

Для более строгого обоснования геологических и петрографических наблюдений во всех образцах ультрамафитов методом компьютерного «имидж-анализа» был произведен статистический расчет основных структурных характеристик зерен породообразующих минералов и проведен подсчет объемных содержаний каждого из них. Результаты расчетов по образцу 103-2LB приведены в таблице.

Из анализа таблицы следует, что перидотитовая часть образца имеет довольно выдержанный минеральный состав и содержит в среднем 69% оливина, 27,5% ортопироксена, 2,5% клинопироксена и менее 1% хромшпинелида. Концентрация последнего в одном из срезов резко увеличена за счет нескольких крупных зерен. В дунитовой прожилке пироксены встречаются в виде единичных мелких зерен (<1%),

а содержание хромшпинелида возрастает как минимум в 1,5 раза (1,5%).

Кроме простой оценки минерального состава пород, был проведен также кластерный анализ, целью которого было определить объемные содержания оливина и ортопироксена в двух фракциях размерности — «крупной» (сечение в среднем 1,5 мм) и «мелкой» (сечение в среднем 0,6 мм). Расчет показал, что содержание зерен крупной фракции (51,7%) незначительно превышает такое мелкой (48,3%), при этом концентрация минералов по фракциям значительно отличается от рассчитанной в среднем по породе. В частности, объемная доля оливина в крупной фракции уменьшена до 68% против 73% в мелкой, а объемная доля ортопироксена увеличена почти вдвое

Таблица

Результаты расчета минерального состава изученных образцов

№№	№№ шлифа	оливин	ортопироксен	клинопироксен	хромшпинелид
1	103-2LB-2	70,65	25,44	3,23	0,68
2	103-2LB-4-LC	68,42	28,67	2,04	0,87
3	103-2LB-5-LC	66,12	30,90	1,08	1,91
<i>среднее по 3 срезам</i>		69,05	27,53	2,43	1,00
		оливин	ортопироксен	клинопироксен	хромшпинелид
4	103-2LB-4-D	98,43	—	—	1,57
5	103-2LB-5-D	98,73	0,п	—	1,27
<i>среднее по 2 срезам</i>		98,58	0,п	—	1,42
		оливин	ортопироксен	доля фракции в породе	
6	103-2LB-2 крупные	68,28	31,72	51,74	
7	103-2LB-2 мелкие	73,26	18,74	48,26	

Примечания: в таблице даны содержания минералов в объемных процентах; 1–3 — состав перидотитовых участков; 4–5 — состав дунитовых участков; 6–7 — состав различных размерных фракций в шлифе 103-2LB-2, средний размер «крупных» 1,5 мм, «мелких» — 0,6 мм.

в крупной фракции (31,7%) по сравнению с мелкой (18,7%).

На рис. 7 представлен результат кластерного анализа в графическом варианте. В верхней части рисунка показаны послойные изображения зеренной структуры оливина (рис. 7а) и ортопироксена (рис. 7б), в нижней левой части — разделение на мелкий и крупный кластеры, причем в крупном кластере проведено разделение по минеральным разновидностям. Верхние изображения не позволяют сделать какого-либо заключения о наличии или отсутствии разделения минералов в перидотите без проведения статистических расчетов, о которых сказано выше. Однако кластерная схема (рис. 7в) четко показывает, что порода обладает типичной сетчатой текстурой, которая очень характерна для мелкозернистых вкрапленных хромититов (рис. 7г). В обоих случаях выявляется ведущая роль размера зерен минералов при их разделении в пространстве.

Обсуждение результатов

Изучение внутреннего строения шпинелевых перидотитов и околорудных дунитов участка месторождения № 33 показало, что все они претерпели проникающие пластические деформации, которые отразились в образовании преимущественной ориентировки зерен оливина как по форме, так и в формировании отчетливых петроструктурных узоров. Минеральная уплощенность зерен оливина подчеркивается ориентировкой агрегатов хромшпинелидов, хотя макроскопическая полосчатость, характерная для дунит-гарцбургитового комплекса, в изученном разрезе почти не проявлена.

Ортопироксен в изученных образцах практически не образует четко выраженных максимумов удлинения ни в одной из плоскостей, хотя для агрегатов его зерен слабая преимущественная ориентировка по форме все же отмечается. Данный факт говорит о том, что в изученных образцах характер деформации оливина и ромбического пироксена различается: первый реагирует на стресс пластическим течением, образуя уплощенные и вытянутые вдоль оси наименьшего напряжения зерна, а второй деформируется разрушением зерен и вытягиванием их в цепочки в том же направлении. Отметим, что выявленные петрографическими методами особенности поведения данных минералов вполне подтверждаются исследованиями ультрамафитов, деформированных в лабораторных условиях.

Обширные экспериментальные исследования пластической деформации монокристаллов и поликристаллических агрегатов оливина, проводимые большей частью зарубежными исследователями, в разные годы преследовали цели определить вязкость мантийного вещества, причины анизотропии сейсмических волн, поведение частично расплавленных ультрамафитов и особенности экстракции мантийных выплавок. В результате этих исследований в широком диапазоне температур, общего давления, стресса и содержания воды были получены зависимости между указанными внешними параметрами и механизмами пластической деформации. Обзоры подобных исследований содержатся в ряде публикаций [Щербаков, 1990; Carter, 1976; Gueguen, Nicolas, 1980; Karato et al., 2008; Kohlstedt, Zimmerman, 1996 и др.].

На рис. 8 и 10 приведена типизация систем скольжения в оливине, а также зависимость преоб-

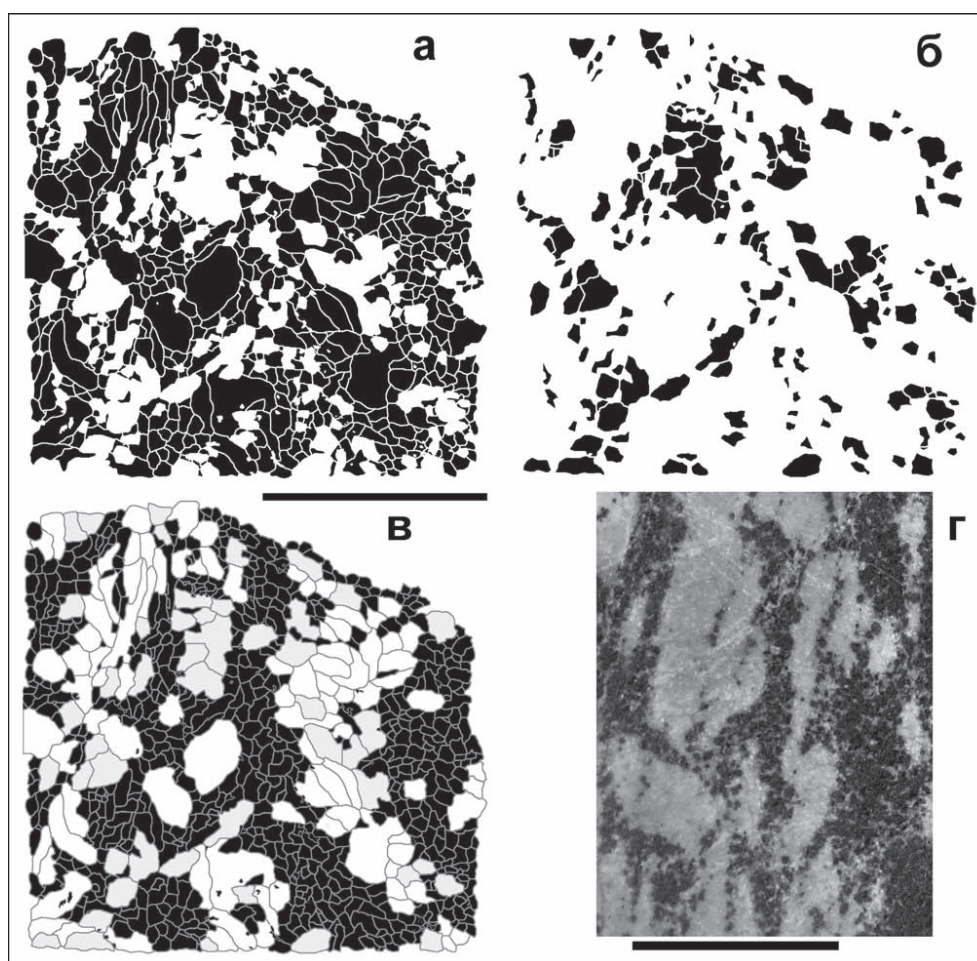


Рис. 7. Петельчатая микротекстура шпинелевого перидотита (шлиф 103-2LB-2) и мелкозернистого хромитита

а–в — послойное изображение структуры шлифа 103-2LB-2, на основе которого проведен количественный анализ (см. табл. 1), а — оливин, б — ортопироксен, в: черное — мелкозернистый кластер (средний размер зерен 0,6 мм), белое и светло-серое — крупнозернистый кластер (средний размер зерен 1,5 мм), белое — оливин, светло-серое — ортопироксен; г — мелкозернистый хромитит месторождения Правый Саксей; длина масштабных линеек 1 см

ладающей системы скольжения от величины стресса и содержания воды согласно одному из последних обобщений [Karato et al., 2008]. Как следует из цитируемой работы, выделяется пять высокотемпературных типов (систем) внутрикристаллического скольжения в оливине. На рис. 8 представлены «идеальные» петроструктурные узоры для случая осевого течения, когда максимумы одной из осей симметрично расположены относительно линейности, а на рис. 9 — петроструктурные диаграммы изученных образцов ультрамафитов, приведенные к стандартному виду «методом поворота». При этом под стандартным видом понимается такой, где плоскость уплощенности залегает вертикально, а линейность расположена на основном круге диаграммы.

Сравнение полученных петроструктурных узоров в перидотитах и дунитах участка месторождения

№ 33 позволяет в большинстве случаев уверенно идентифицировать их с одним из представленных типов. Наиболее четкий петроструктурный узор характерен для перидотита 103-4, отобранного на удалении от хромитонесной зоны. Здесь идентифицируется петроструктура типа А, характеризующая деформацию в безводных условиях при относительно низкой величине стресса (<400 МПа). Вблизи хромитонесной зоны, в образце 103-3, зафиксирован переходный петроструктурный узор между типами D и E. Как было отмечено выше, на пластическую деформацию внутризерновым скольжением в данном образце накладывается синектоническая рекристаллизация, о чем также говорит мелкозернистая структура перидотита, отличающая его от всех изученных.

В непосредственной близости от хромитит-дунитового тела, в перидотите западного фланга

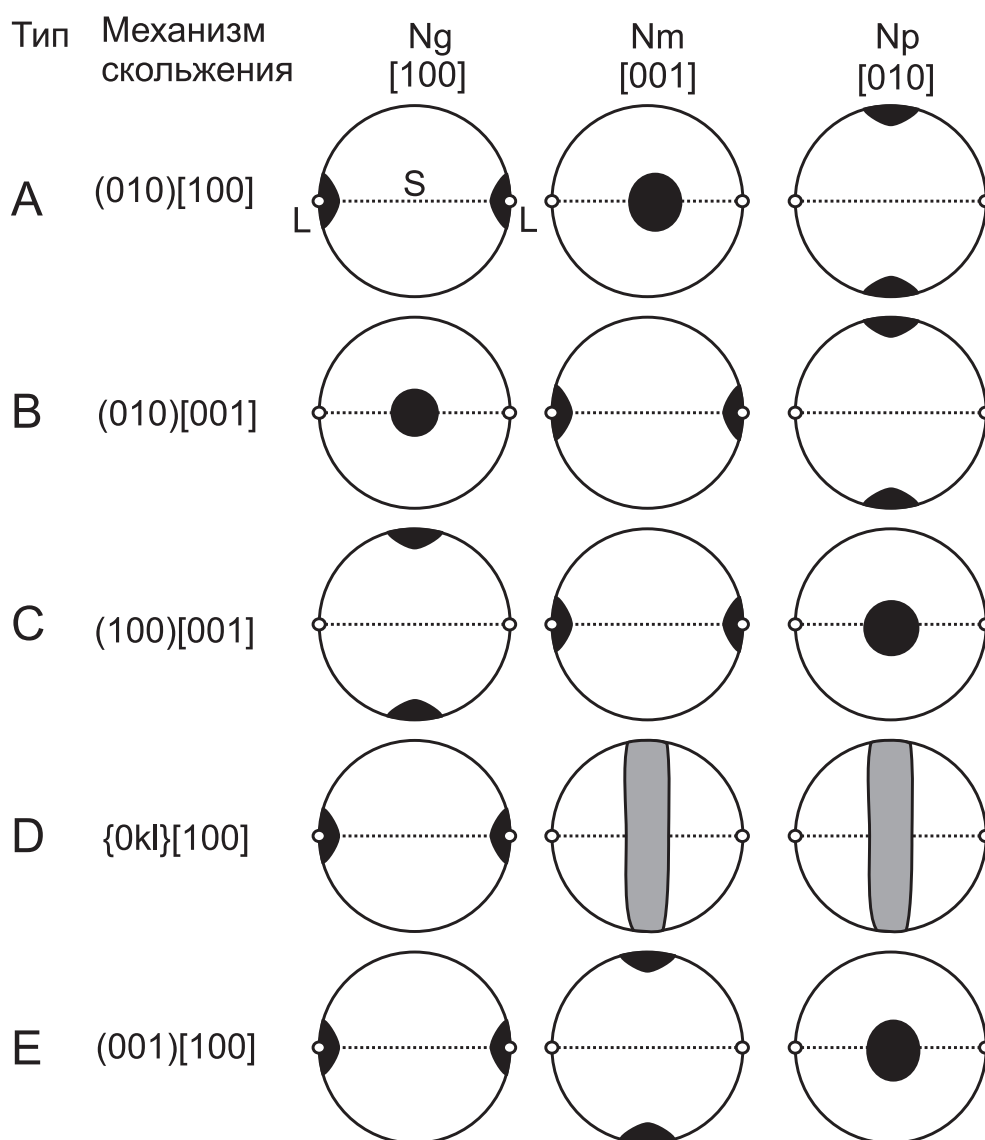


Рис. 8. Типы систем скольжения в оливине и соответствующие им петроструктурные узоры. По данным работ [Шербаков, 1990; Carter, 1976; Karato et al., 2008]

(103-2L3), оливин также обнаруживает петроструктурный узор, переходный между типами D и E, а в околорудных дунитах фиксируется отчетливая петроструктура типа D (система скольжения {0kl}[100]) с максимумами высокой интенсивности. На восточном же фланге дунит-хромититовой зоны, в перидотите 103-2LB, встречен B-тип петроструктуры, отличающийся от всех рассмотренных тем, что с линейностью совпадает ось Nm индикатрисы.

Следует отметить две главные особенности петроструктур изученных ультрамафитов: 1) во многих образцах максимумы оси индикатрисы, ближайшей к направлению линейности, расположены асимметрично по отношению к последней;

2) не во всех образцах четко определяется максимум линейности. Симметричный или асимметричный характер петроструктурного узора оливина в ультрамафитах обычно связывается с характером пластического течения. Считается, что в первом случае деформация имеет характер осевой, а во втором происходит в условиях простого сдвига. Отклонение максимума выходов оси индикатрисы от линейности по часовой стрелке происходит в условиях правого сдвига, а против часовой — левого сдвига. Угол, на который отклоняется максимум, соответствует углу сдвига [Чернышов, 2001].

Сдвиговая кинематика на изученном участке не является выдержанной, а иногда различается даже в пределах одного образца. Так, в дуните

103-2DA-2 фиксируются условия интенсивного правого сдвига (угол максимума N_g и линейности составляет около 30°), а в шлифе 103-2DA-4 максимумы раздвоены симметрично относительно линейности. В перидотитах 103-2L3 и 103-4 фиксируется

незначительный левый сдвиг, а в образце 103-2LB — также незначительный правый сдвиг. Для объяснения наблюдаемых особенностей в работе [Савельев, 2013] предложена гипотеза, предполагающая, что условия простого сдвига в деформируемых ультра-

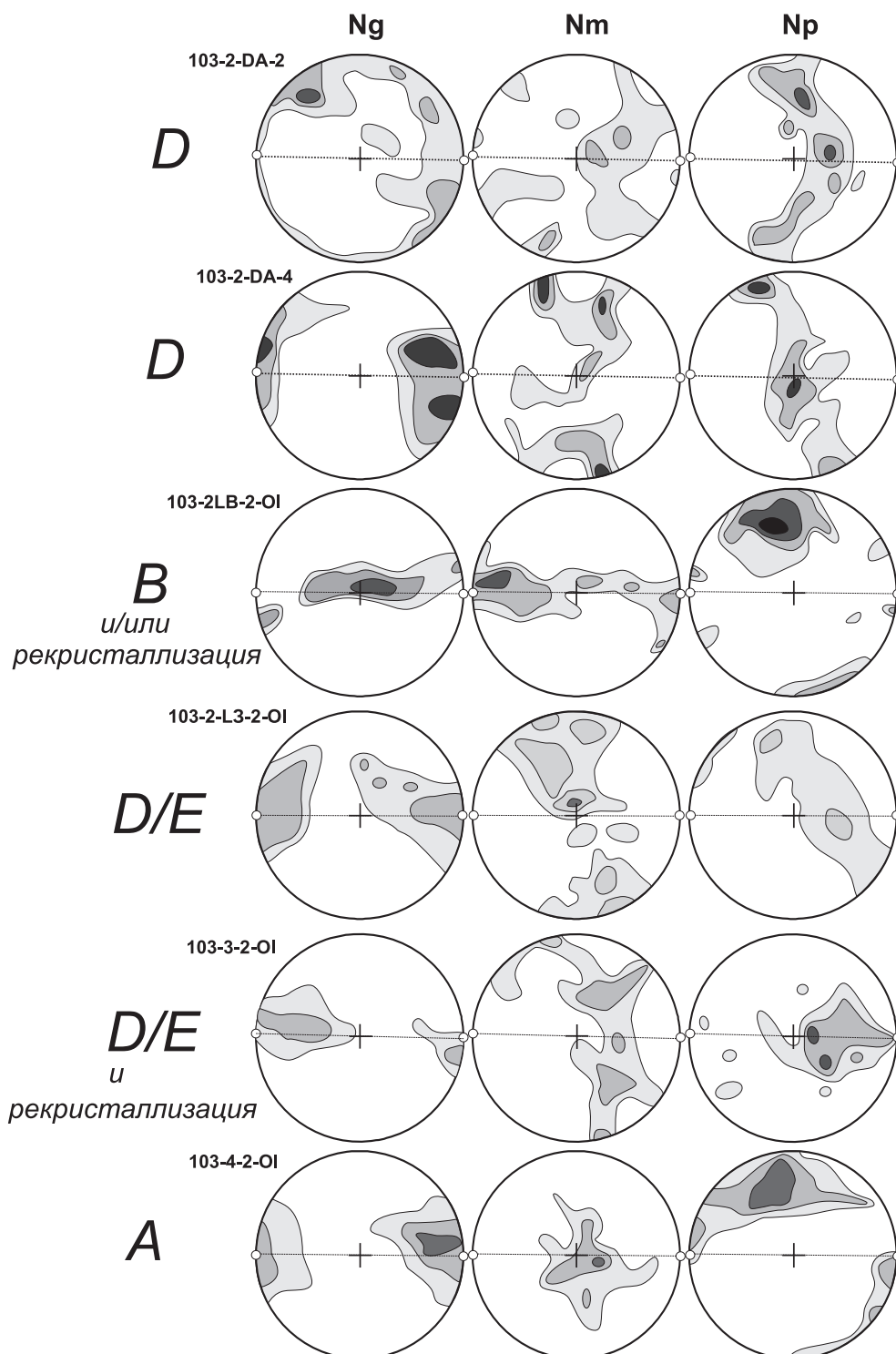


Рис. 9. Петроструктурные узоры ультрамафитов участка месторождения № 33, приведенные к стандартному виду «методом поворота»

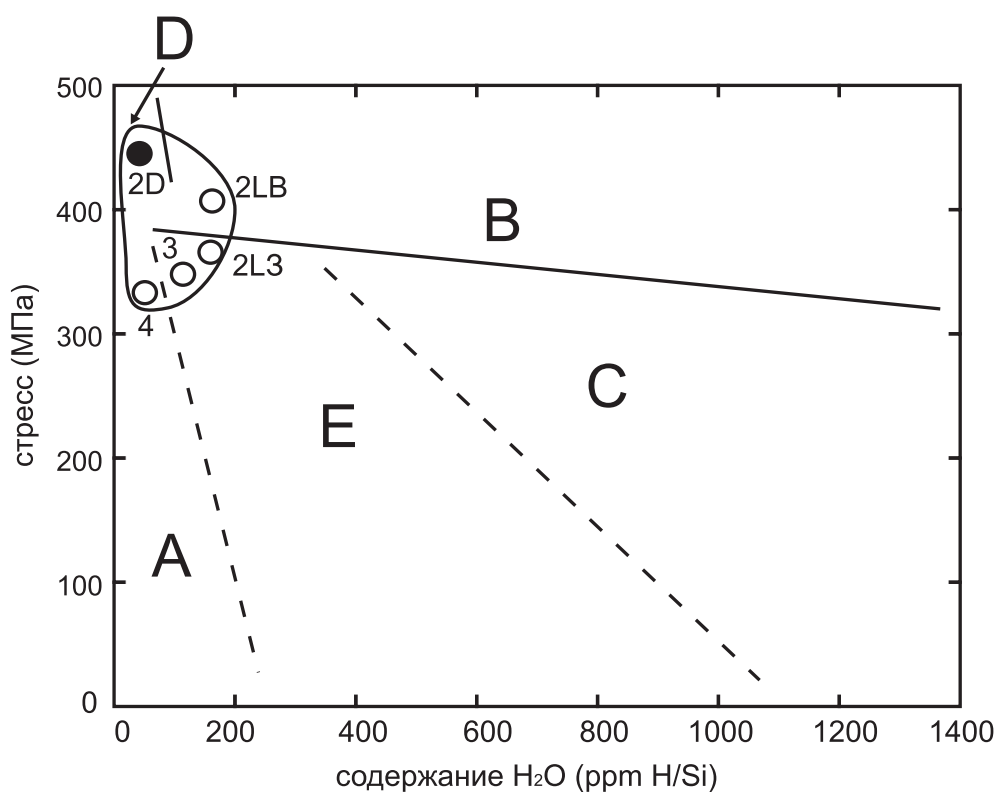


Рис. 10. Положение изученных образцов на диаграмме «стресс – содержание H_2O »

По данным работы [Karato et al., 2008]

мафитах могут возникать вследствие различной скорости пластического течения вещества на близко расположенных участках. Например, значительную неоднородность может представлять тело массивного крупнозернистого хромитита в дунитовой (мобильной) зоне, а локальные неоднородности могут быть связаны даже с микроскопическими прожилками хромитита или соседством пород с сильно различающейся реологической «силой» (вязкостью).

В качестве аргумента, подтверждающего высказанное предположение, можно привести характер петроструктур оливина западнее и восточнее мобильной дунитовой зоны. При восходящем течении вещества в дунитовом теле, на его западном контакте с перидотитом должны возникать условия левого сдвига, а на восточном контакте — правого, что и наблюдается соответственно в образцах 103-2L3 и 103-2LB. Кроме того, тело массивного хромита создает неоднородность, вблизи которой также возникают условия простого сдвига, а направление течения вещества может менять направление, что отражается в образовании нескольких максимумов линейности (рис. 1).

Сравнение набора полученных типов петроструктур оливина с положением их на составленной на основе экспериментальных данных диаграмме

(рис. 10) позволяет высказать некоторые предположения об условиях пластического течения ультрамафитов при образовании рассматриваемого разреза. В перидотитах окружения, которые можно считать в первом приближении исходным мантийным субстратом, пластическое течение протекало в условиях низкого стресса и малого содержания воды. На участке с повышенным содержанием воды произошло формирование сдвиговой зоны с более высокими скоростями деформации (значениями стресса), которая наиболее ярко проявлена в околорудных дунитах.

Более высокая скорость деформации в сдвиговой зоне активизировала процессы реоморфической (механической) дифференциации вещества, то есть разделения частиц различного «сорта» в пластическом потоке в соответствии с их физическими свойствами. В работе [Савельев, Федосеев, 2011] показано, что основным критерием, определяющим поведение частиц в тектоническом потоке, является произведение ρV (плотность материала частицы на ее объем). При этом, чем выше значение данного произведения, тем выше вязкость (ниже мобильность) рассматриваемого материала. В наиболее быстрых (наименее вязких) участках потока, соответственно данному критерию, должны концентри-

роваться наименее плотные и наиболее мелкие частицы. Петрографические наблюдения в шпинелевых перидотитах показывают, что роль таких частиц обычно играют зерна оливина. Таким образом, состав и структуру изученных образцов перидотитов можно интерпретировать как свидетельствующую о реоморфическом (потокосом) разделении зерен оливина и пироксенов с образованием наиболее мобильных (дунитовых) зон.

Несколько более сложная картина наблюдается в дунитах и хромититах, где оливин формирует не только мелкие, но и крупные зерна. Объяснение этому можно найти, обратившись к экспериментальным исследованиям поликристаллических агрегатов оливина в условиях высоких температур и давлений. В обобщении наиболее ранних экспериментов [Carter, 1976] указаны принципиальные отличия, сопровождающие процессы рекристаллизации в оливине и ортопироксене. В частности, в условиях компрессии наблюдается быстрый рост зерен оливина, в то время как размер кристаллов ортопироксена практически не изменяется. Это наблюдение говорит о том, что мелкие зерна оливина, образующиеся в условиях интенсивного стресса, могут довольно быстро расти при его локальном снижении в «теньях давления». Данный процесс протекает тем легче, чем более мономинеральной является порода и чем сильнее развита предпочтительная ориентировка зерен.

В хромовых рудах можно наблюдать различные реологические соотношения между оливином и хромшпинелидом. При небольшом содержании рудных минералов и их малом размере оливиновые агрегаты часто представляют собой более вязкий компонент и образуют линзовидные слабомобильные кластеры, которые обтекаются менее вязкими рудными частицами. В результате происходит образование петельчатых (сетчатых) текстур (рис. 7г). Аналогичные текстуры, как было показано выше, характерны и для шпинелевых перидотитов, но в последних они не описывались ранее, во-первых, из-за значительно менее контрастного строения пород, а во-вторых, из-за не полного соответствия между минеральным и кластерным составом породы.

Многочисленные наблюдения показывают, что увеличение содержания хромшпинелидов в хромититах практически всегда сопровождается увеличением размера рудных зерен [Савельев и др., 2008; Селиванов, 2011 и др.]. Последнее ведет к резкому увеличению вязкости их агрегатов, что должно сопровождаться сильным разделением внутри мобильной зоны (дунитового тела) рудной и силикатной составляющих. В предельном случае формируется тело густовкрапленного или массивного хромитита, окруженного дунитовой оболочкой, что весьма

часто наблюдается в офиолитовых массивах и представлено на изученном объекте [Савельев и др., 2008; Савельев, 2013]. Поликристаллический агрегат оливина оказывается между двумя вязкими слоями (хромитита и перидотита) и растекается в плоскости уплощенности, не формируя четкого максимума линейности, что и отражено в околорудных дунитах месторождения № 33. Можно предположить, что крупная неоднородность высокой вязкости, представленная телом массивного хромитита, послужила причиной образования дискордантной структуры и оперяющих дунитовых прожилков на восточном фланге месторождения, где пластическое течение было более интенсивным (об этом свидетельствует тип В петроструктуры оливина в образце 103-2LB).

Таким образом, изучение ультрамафитов участка месторождения № 33 дало новые свидетельства реальности реоморфической дифференциации мантийного вещества в ходе пластического течения. Одновременно с этим остается ряд проблем, требующих решения. В частности, пока нет однозначного ответа на вопрос: каков источник высокохромистых шпинелидов в дунитовых зонах, служащих исходным материалом для будущего месторождения? Представляют ли они собой продукт диффузии хрома из зерен оливина при рекристаллизации, или же поступают в дунит при «расторжении» или плавлении пироксенов? Первая возможность была обоснована в работах [Кутолин, 1983; Ярош, 1980], вторая точка зрения является более распространенной и в настоящее время часто используется сторонниками реакционного происхождения дунитов и хромититов [Батанова, Савельева, 2009; Kelemen et al., 1995; Zhou et al., 1996]. Кроме того, предстоит еще решить основную проблему: какие условия способствуют максимальному накоплению рудного материала и какими дальнедействующими признаками в окружающих ультрамафитах сопровождается такой рудообразующий процесс? По мнению автора, реоморфическая модель обладает значительным потенциалом для решения поставленных вопросов.

Заключение

Изучение ультрамафитов участка месторождения № 33 на массиве Средний Крака показало повсеместное распространение в них деформационных структур, образованных на этапе высокотемпературного пластического течения в верхней мантии. Сходство структурного плана и единство режима деформации (дислокационный крип) в дунитах, непосредственно примыкающих к хромититам, и окружающих перидотитах указывает на реоморфический генезис месторождения.

В перидотитах впервые описаны и количественно охарактеризованы петельчатые (сетчатые) микротекстуры, аналогичные таковым, широко распространенным в мелкозернистых вкрапленных хромититах. Происхождение обеих разновидностей упомянутых текстур (в рудах и перидотитах) является тектоническим и связано с различной реологией кластеров мелкозернистого и крупнозернистого строения.

Анализ особенностей петроструктур оливина в шпинелевых перидотитах и дунитах указывает на то, что участок месторождения № 33 представлял собой сдвиговую зону с повышенным содержанием H_2O (типы Е и В петроструктуры оливина). В дунитах, расположенных в осевой части сдвиговой зоны, фиксируются максимальные значения палеостресса (тип D петроструктуры).

Высокая скорость пластического течения инициировала интенсивную реоморфическую дифференциацию мантийного материала в пределах рассматриваемой зоны. В результате этого процесса, в соответствии с физическими свойствами минеральных составляющих исходного перидотита, в сравнительно узкой полосе (15–20 м) произошло их глубокое разделение с формированием от осевой зоны к флангам следующей последовательности: хромитит — дунит (0% пироксенов) — перидотит с высоким содержанием пироксенов (30%) — перидотит исходный (20% пироксенов).

Литература:

- Алимов В.Ю.** Деформационный механизм формирования хромитового оруденения в альпинотипных гипербазах // Рудогенез. — Миасс; Екатеринбург, 2008. — С. 4–7.
- Батанова В.Г., Савельева Г.Н.** Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы // Геология и геофизика. — 2009. — Т. 50, № 9. — С. 992–1012.
- Белогуб Е.В.** Современные методы количественного минералогического анализа // Металлогения древних и современных океанов—2013. — Миасс, 2013. — С. 228–231.
- Гончаренко А.И.** Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. — Томск: Изд-во ТГУ, 1989. — 404 с.
- Денисова Е.А.** Складчатая структура ультраосновных тектонитов массивов Южного Урала // Геотектоника. — 1989. — № 4. — С. 52–62.
- Денисова Е.А.** Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза // Геотектоника. — 1990а. — № 2. — С. 14–27.
- Денисова Е.А.** Структура ультраосновного массива Южный Крака (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1990б. — № 1. — С. 45–63.
- Денисова Е.А.** Деформационные структуры околорудных ультрабазитов из массивов Крака и Кемпирсай (Южный Урал) // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. — Томск, 1996. — С. 51–54.
- Кутолин В.А.** Перекристаллизация вещества верхней мантии и ее металлогенические следствия // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. — Новосибирск: Наука, 1983. — С. 17–22.
- Лукин Л.И., Чернышев В.Ф., Кушнарев И.П.** Микроструктурный анализ. — М.: Наука, 1965. — 124 с.
- Первозчиков Б.В.** Закономерности локализации хромитового оруденения в альпинотипных гипербазах. — М.: Геоинформмарк, 1995. — 47 с.
- Савельев Д.Е.** Происхождение нодулярных текстур (на примере хромититов восточной части массива Средний Крака, Южный Урал) // Руды и металлы. — 2013. — № 5. — С. 41–49.
- Савельев Д.Е., Савельева Е.Н., Сначёв В.И., Романовская М.А.** К проблеме генезиса хромитового оруденения в гипербазах альпинотипной формации // Вестник МГУ. — 2006. — № 6. — С. 3–8.
- Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А.** Геология, петрогеохимия и хромитонность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — 320 с.
- Савельев Д.Е., Федосеев В.Б.** Сегрегационный механизм формирования тел хромититов в ультрабазах складчатых поясов // Руды и металлы. — 2011. — № 5. — С. 35–42.
- Савельева Г.Н.** Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. — М.: Наука, 1987. — 230 с.
- Савельева Г.Н., Соболев А.В., Батанова В.Г. и др.** Структура каналов течения расплавов в мантии // Геотектоника. — 2008. — № 6. — С. 25–45.
- Саранчина Г.М., Кожевников В.Н.** Федоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). — Л.: Недра, 1985. — 208 с.
- Селиванов Р.А.** Условия локализации хромового оруденения в ультрамафитовых массивах Рай-Из и Войкаро-Сыньинский: Дис... канд. геол.-мин. наук. — Екатеринбург, 2011. — 166 с.
- Сначёв В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В.** Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. — Уфа: Изд-во БГУ, 2001. — 212 с.
- Соколов Г.А.** Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения — М.: Изд-во АН СССР, 1948. — 128 с. — (Труды ИГН АН СССР; Вып. 97; Сер. рудн. м-ний; № 12).
- Чернышов А.И.** Идентификация плоскостных и линейных структурных элементов в динамометаморфизованных ультрамафитах // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. — Томск, 1996. — С. 99–101.
- Чернышов А.И.** Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). — Томск: Чародей, 2001. — 215 с.
- Чернышов А.И., Юричев А.Н.** Петроструктурная эволюция ультрамафитов Калнинского хромитонного

массива в Западном Саяне // Геотектоника. – 2013. – № 4. – С. 31–46.

Шмелев В.Р., Пучков В.Н. Особенности тектоники гипербазитового массива Рай-Из // Геотектоника. – 1986. – № 9. – С. 88–105.

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

Ярош П.Я. О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // Записки ВМО. – 1980. – Ч. 109, Вып. 1. – С. 98–105.

Auge T. Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints // Mineral deposita. – 1987. – V. 22. – P. 1–10.

Ballhaus C. Origin of the podiform chromite deposits by magma mingling // Earth and Planetary Science Letters. – 1998. – V. 156, N 3–4. – P. 185–193.

Burgmann R., Dresen G. Rheology of the Lower Crust and Upper Mantle – Evidence from Rock Mechanism, Geodesy and Field Observations // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. – 2008. – N 36. – P. 531–567.

Carter N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Phys. – 1976. – V. 14, № 3. – P. 301–360.

Carter N.L., Ave Lallemand H.G. High temperature deformation of dunite and peridotite // Geol. Soc. Am. Bull. – 1970. – V. 81. P. 2181–2202.

Gueguen Y., Nicolas A. Deformation of mantle rock // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. – 1980. – V. 8. – P. 119–144.

Hirth G., Kohlstedt D.L. Water in the oceanic upper mantle: implications for rheology, melt extraction and the evolution of the lithosphere // Earth and Planet Sci. Lett. – 1996. – V. 144. – P. 93–108.

Karato S.-I., Jung H., Katayama I., Skemer Ph. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. – 2008. – V. 36. – P. 59–95.

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

Kelemen P.B., Shimizu N., Salters V.J.M. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels // Nature. – 1995. – V. 375. – P. 747–753.

Kohlstedt D.L., Zimmerman M.E. Rheology of partially molten mantle rocks // Annu. Rev. of Earth and Planetary Sci. – 1996. – V. 24. – P. 41–62.

Lago B.L., Rabinowicz M., Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: a genetic model // J. Petrology. – 1982. – V. 23, № 1. – P. 103–125.

Leblanc M., Ceuleneer G. Chromite crystallization in a multicellular magma flow: evidence from a chromitite dike in the Oman ophiolite // Litos. – 1992. – V. 27. – P. 231–257.

Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some European lherzolites // Tectonophysics. – 1971. – V. 12. – P. 55–86.

Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // Am. J. Sci. – 1973. – V. 273. – P. 853–876.

Zhou M.-F., Robinson P.T., Malpas J., Li Z. Podiform Chromitites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): Implications for Melt-Rock Interaction and Chromite Segregation in the Upper Mantle // J. Petrology. – 1996. – V. 37, N 1. – P. 3–21.