

DOI 10.24412/2949-4052-2024-2-23-48

УДК 552.321.6+553.46

**МИКРОСТРУКТУРА ПОРФИРОКЛАСТОВ ОЛИВИНА  
И ПЛАСТИЧЕСКОЕ ТЕЧЕНИЕ ПОРОД ВЕРХНЕЙ МАНТИИ  
(НА ПРИМЕРЕ ИЗУЧЕНИЯ ЛЕРЦОЛИТОВ МЕТОДОМ EBSD)**

© Савельев Дмитрий Евгеньевич

Институт геологии

ФГБНУ «Уфимский федеральный исследовательский центр  
Российской Академии наук»,  
г. Уфа, Российская Федерация

**Аннотация.** Микроструктурное изучение ультраосновных ксенолитов в базальтах и перидотитов офиолитовых комплексов позволило выявить широкое распространение в них деформационных структур (Nicolas, Poigier, 1976; Carter, 1976; Karato, 2008, и др.), что закрепило за ними название «мантийных тектонитов» (Колман, 1979; Щербаков, 1990 и др.). На протяжении долгого времени единственным методом исследования внутренней структуры ультрамафтов на микроуровне оставался петроструктурный, основанный на применении универсального федоровского столика (Казаков, 1987; Саранчина, Кожевников, 1985 и др.). Основными результатами, получаемыми данным методом, были статистические данные об оптической ориентировке прозрачных анизотропных минералов (оливина, пироксенов). На рубеже XX — XXI веков появился совершенно новый метод микроструктурных исследований, основанный на дифракции отраженных электронов (ДОЭ/EBSD) в кристаллической решетке, который ознаменовал выход на качественно новый уровень исследований структуры кристаллических материалов (Даниленко и др., 2012; Метод ..., 2009), в том числе и геологических (Prior et al., 1999; 2009). За последние 20 лет в международной геологической литературе появилось большое количество работ, посвященных как методическим вопросам применения EBSD в геологии, так и непосредственно изучению микроструктуры мантийных тектонитов (Karato et al., 2008; Warren et al., 2008; Jung, 2017 и др.). В отечественной литературе отмечается дефицит работ по данной тематике, что сдерживает применение EBSD для количественной оценки структуры пород — производных верхней мантии, обнажающихся в офиолитовых разрезах и ксенолитах. Данное исследование направлено на восполнение существующего пробела и охватывает как методические, так и исследовательские аспекты.

**Ключевые слова:** EBSD, оливин, ортопироксен, пластическая деформация, рекристаллизация, кинк-банд, офиолиты, ультрамафиты.

**MICROSTRUCTURAL FEATURES OF OLIVINE PORPHYROCLASTS  
AND PLASTIC FLOW OF UPPER MANTLE ROCKS  
(ON THE EXAMPLE OF STUDY OF LHERZOLITES BY EBSD METHOD)**

© Savelyev Dmitry Evgenievich

Institute of Geology

FGBNU "Ufa Federal Research Center"  
Ufa, Russian Federation

**Summary.** Microstructural studies of ultrabasic xenoliths in basalts and peridotites of ophiolite complexes revealed the widespread occurrence of deformation structures in them (Nicolas,

Poirier, 1976; Carter, 1976; Karato, 2008, etc.), which assigned them the name “mantle tectonites” (Colman, 1979; Shcherbakov, 1990, etc.). For a long time, the only method for studying the internal structure of ultramafits at the microlevel remained petrostructural, based on the use of a universal Fedorov table (Kazakov, 1987; Saranchina, Kozhevnikov, 1985, etc.). The main results obtained by this method were statistical data on the optical orientation of transparent anisotropic minerals (olivine, pyroxenes). At the turn of the 20th - 21st centuries, a completely new method of microstructural studies appeared, based on electron reflected diffraction (EBSD) in a crystal lattice, which marked the entry into a qualitatively new level of research into the structure of crystalline materials (Danilenko et al., 2012; Method..., 2009), including geological ones (Prior et al., 1999; 2009). Over the past 20 years, a large number of works have appeared in the international geological literature devoted to both methodological issues of using EBSD in geology and directly studying the microstructure of mantle tectonites (Karato et al., 2008; Warren et al., 2008; Jung, 2017, etc.). In the domestic literature, there is a shortage of works on this topic, which hinders the use of EBSD for quantitative assessment of the structure of rocks - derivatives of the upper mantle, exposed in ophiolite sections and xenoliths. This study aims to fill the existing gap, covers both methodological and research aspects.

**Keywords:** EBSD, olivine, orthopyroxene, plastic deformation, recrystallization, kink-band, ultramafic rocks, ophiolite

**Введение.** Структурный фактор в генезисе значительной части горных пород и руд глубинного происхождения играет важное, а порой определяющее значение, поэтому изучение его проявлений, запечатленных в структурах минеральных агрегатов, не менее важно, чем геохимические исследования. Вместе с тем, следует констатировать, что в геологической литературе отмечается значительное преобладание работ, касающихся различных аспектов состава пород, руд и минералов. До недавнего времени данную ситуацию можно было объяснить объективными причинами: микроструктурные методы являлись весьма трудоемкими и оставались уделом высококлассных петрографов, владевших навыками работы на универсальном федоровском столике.

В начале XXI века ситуация начала кардинально меняться с появлением и активным развитием нового метода, основанного на сканирующей электронной микроскопии и, в частности, на явлении дифракции отраженных (обратно-рассеянных) электронов на кристаллической решетке различных материалов. За короткий промежуток времени метод EBSD (electron back-scattered diffraction) прочно вошел в арсенал материаловедения (Метод ..., 2009 [7]; Даниленко и др., 2012 [2]) и все более стал применяться при изучении геологических материалов (Prior et al., 2009) [41]. Это связано с рядом преимуществ, которые имеет данный метод по сравнению с традиционным оптическим.

Как известно, первые микроструктурные исследования минералов из тектонитов корового происхождения были предприняты в начале XX века Б.Зандером. В дальнейшем петроструктурный метод изучения широко применялся при изучении метаморфических пород, а главными минералами,

которые использовались для таких исследований, являлись кварц и кальцит. Основы данного метода подробно изложены в многочисленных руководствах (Саранчина, Кожевников, 1985 [11]; Казаков, 1987 и др.) [5].

Применение данного метода для изучения внутреннего строения ультрамафитов ксенолитов и офиолитовых комплексов в 1960-е-2000 годы позволило установить повсеместное распространение признаков пластического течения, а сами породы получили название «мантийных тектонитов» (Carter, AveLallement, 1970 [21]; Carter, 1976 [20]). Наиболее значительный вклад в микроструктурное изучение ультрамафитов внесли французские исследователи (Mercier, Nicolas, 1975[33]; Poirier, 1985 [39]), в отечественной литературе в этом направлении работали А.И.Гончаренко [1], А.И.Чернышов [14], С.А.Щербаков [16], Е.И.Денисова [3], В.Р.Шмелев [15] (Гончаренко, 1986 [1]; Щербаков, 1990 [16]; Денисова, 1990 [3]; Чернышов, 2001 [14]; Шмелев, 1991 [15] и др. [6, 22, 24]).

Несмотря на значительные успехи в расшифровке микроструктуры мантийных ультрамафитов и понимании процессов, сформировавших их, оптический метод давал лишь ограниченный диапазон данных (используются главным образом статистические круговые диаграммы – «прямые полюсные фигуры»), причем качество полученных данных сильно зависело от квалификации исполнителя. Среди ограничений в использовании метода также следует отметить трудоемкость, малую производительность и слабую разрешающую способность оптического микроскопа.

Напротив, метод EBSD является инструментальным, автоматизированным и количественным, дает большой массив разнообразных данных в цифровом виде, который может быть обработан в специфических программных комплексах. Среди сложностей в применении метода необходимо отметить высокую требовательность к подготовке поверхности образцов, а для геологических материалов, которые являются значительно более крупнозернистыми по сравнению с металлическими, в некоторых случаях возникает проблема сканирования больших площадей для получения представительной информации.

В данной работе сделан акцент на изучении методом EBSD образцов свежих лерцолитов с целью, с одной стороны, показать возможности данного метода в расшифровке внутреннего строения деформированных зерен породообразующего оливина офиолитов, а с другой стороны, детализировать структурную информацию для более полной характеристики процессов пластической деформации в породах верхней мантии.

**Методы исследований.** Для изучения были выбраны наиболее свежие образцы лерцолитов из внутренней части массива Северный Крак (Южный Урал), которые по данным предыдущих исследований представляют собой наименее деплетированные породы офиолитового комплекса (Сначев и др., 2001



[12, 53]; Чашухин и др., 2007 [13]; Савельев, Гатауллин и др. [10, 47, 48]; Савельев [9, 45]). Породы характеризуются массивной либо слабовыраженной полосчатой макротекстурой. Для микроструктурных исследований были выбраны образцы с наиболее выраженными макроскопическими структурными элементами – минеральной уплотненностью и линейностью, которые отражают, как считается, поле напряжений, действовавшее в ходе пластической деформации породы в условиях верхней мантии (Николя, 1992 [8]; Чернышов, 2001 [14] и др.).

Образцы были распилены в соответствии с макроструктурой и из них изготовлены полированные шлифы в трех взаимно перпендикулярных плоскостях. Для микроструктурных исследований использованы шлифы, изготовленные в плоскости, перпендикулярной минеральной уплотненности и содержащей линейность (рис.1).

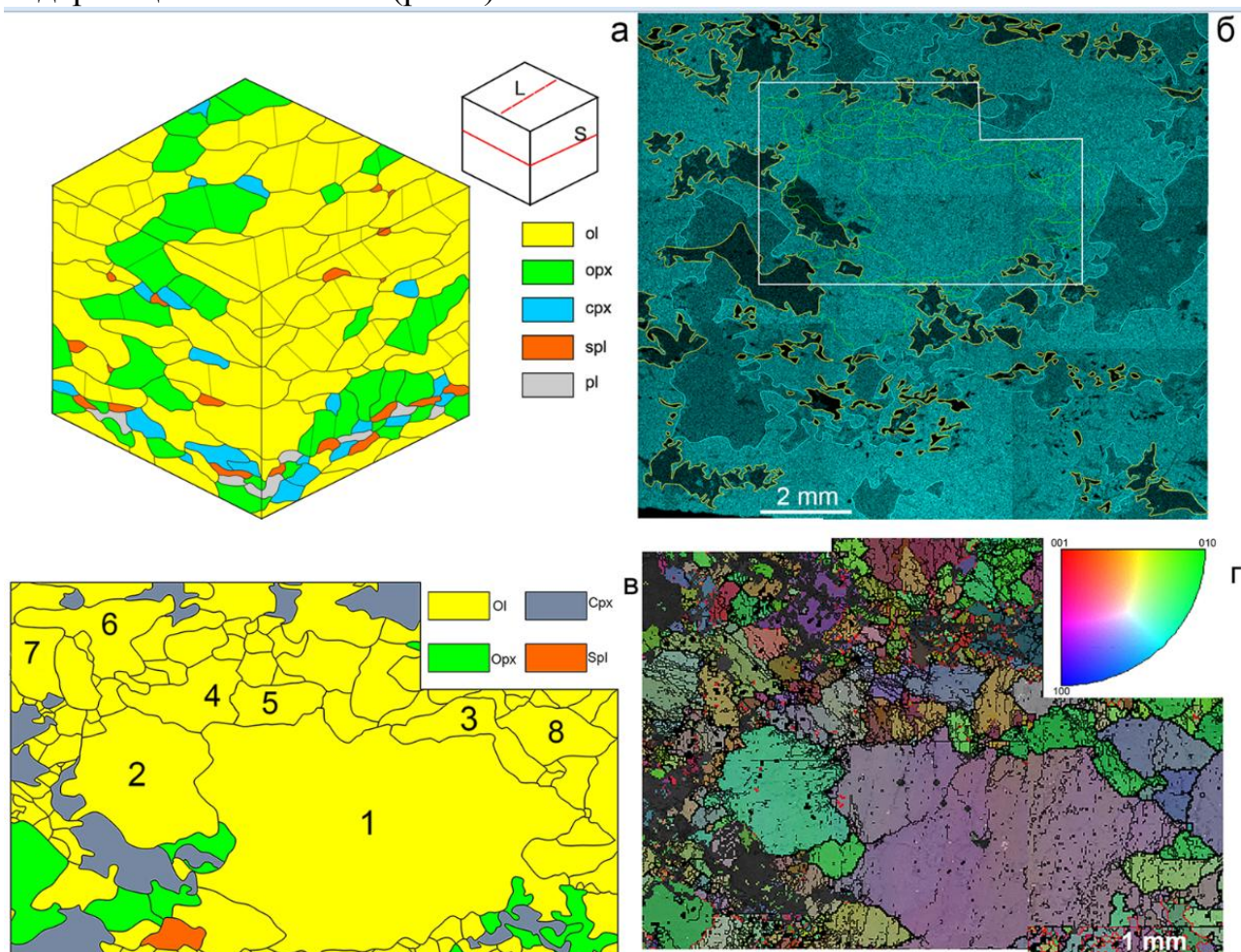


Рисунок 1 – Участки с хорошо выраженными порфирокластами оливина

Электронно-микроскопические исследования и изучение состава минералов проводились в полированных шлифах на сканирующем электронном микроскопе Vega Tescan Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer

15 Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). Микроструктурное изучение препаратов проводилось методом дифракции обратно-рассеянных электронов (EBSD). Подробно физические основы данного метода описаны в соответствующих руководствах и обзорных работах (Prior et al., 1999 [40]; 2009 [41]; Даниленко и др., 2012 [2] и др. [44]).

Как уже отмечено во введении, метод EBSD весьма требователен к подготовке поверхности образцов. Предварительно образцы были тщательно отполированы механическим методом на алмазных пастах. На заключительной стадии, для снятия образовавшегося наклепа, все препараты полировались механо-химическим методом на суспензии аморфного кремнезема («0,04  $\mu\text{m}$  - Colloidal Silica Suspension, Non-Stick/Rinsable» (Allied High Tech Products iNC). Изучение проводилось на СЭМ Vega Mira в ЦКП «Структурные и физико-механические методы изучения материалов» в ИПСМ РАН (Уфа). Условия съемки: шаг сканирования 20 мкм, увеличение 90, идентификация фаз по 5/5 и 5/6 линиям, разрешение Хафа — 40. Обработка первичных данных проводилась с использованием программного комплекса Channel 5 и программы MTEX (в оболочке MATLAB). Специфические особенности обработки данных изложены в следующем разделе.

**Результаты исследований.** *Петрография.* Лерцолиты состоят из оливина (65-70 об.%), ортопироксена (15-25 об.%), клинопироксена (5-7 об.%) и хромшпинелида (1-5 об.%). В небольших количествах в породах также отмечаются мелкие выделения амфибола (до 2-3 об.%) и плагиоклаза (до 2-5 об.%). Серпентинизация является главным вторичным процессом, но ограничена образованием низкотемпературного петельчатого серпентина. Количество серпентина в породах варьирует в значительном диапазоне, но для данного исследования нами были выбраны наиболее свежие образцы с содержанием вторичных минералов не более 10-15 об.%. Как показано в предыдущих работах, во внутренних частях массивов Крака массовая петельчатая серпентинизация являлась квазистатичным процессом, его прожилки обычно не смещают элементы структуры, сформированные в условиях верхнемантийного пластического течения (Saveliev et al., 2021 [46]).

Во многих образцах, к которым также относится и образец СЕК-2150-01, отмечается наличие отчетливых макроскопических текстур - минеральной уплощенности (и/или полосчатости) и линейности, как показано на рис. 1а. Инструментальные микроструктурные исследования проведены на шлифе,

ориентированном в плоскости, перпендикулярной к минеральной уплощенности и содержащей линейность (ось X шлифа) (рис. 1б — 1г).

В шлифе хорошо видно, что минеральная уплощенность оливина примерно параллельна структурной зональности породы, которая выражена в разделении в пространстве минеральных агрегатов как по составу, так и по зернистости. Выделенный участок (рис.1б) характеризуется более крупным размером большей части зерен и существенно оливиновым составом. Ниже данного участка располагается область преимущественно мелкозернистого строения и полиминерального состава, включая оливин, ортопироксен, клинопироксен, амфибол, плагиоклаз и мелкие зерна хромшпинелидов. Для клинопироксена, амфибола и плагиоклаза характерны ксеноморфные очертания и уплощенность вдоль оси X шлифа.

Из всех минералов шлифа лишь крупные зерна ортопироксена несколько отклоняются от установленной закономерности: отмечаются зерна как удлиненные вдоль оси X, так и вдоль оси Y шлифа. Эти наблюдения согласуются с установленной ранее особенностью ортопироксена не подчиняться общей структуре мантийных тектонитов и обычно объясняются наименьшей пластичностью данного минерала, который в твердофазном потоке мантийного диапира мог вращаться как твердое включение и деформироваться путем квазихрупкого разрыва (Николя, 1992 [8]).

Внутри выделенного участка (рис.1в) выделяются несколько относительно крупных деформированных зерен оливина размером от 1 до 5 мм, окруженных по периферии мелкозернистым агрегатом того же минерала (0.1 — 0.5 мм). Такую структуру принято относить к порфирокластовым (Nicolas et al., 1971[36]; Гончаренко, 1989 [28]; Чернышов, 2001 [14]). При ближайшем рассмотрении порфирокластов мы видим, что все они характеризуются неоднородным (волнистым) погасанием, которое обусловлено наличием разделов двух типов — прямолинейного и криволинейного.

На рис.2 приведены фотографии нескольких порфирокластов данного участка с трассированными внешними и внутренними границами различного типа.



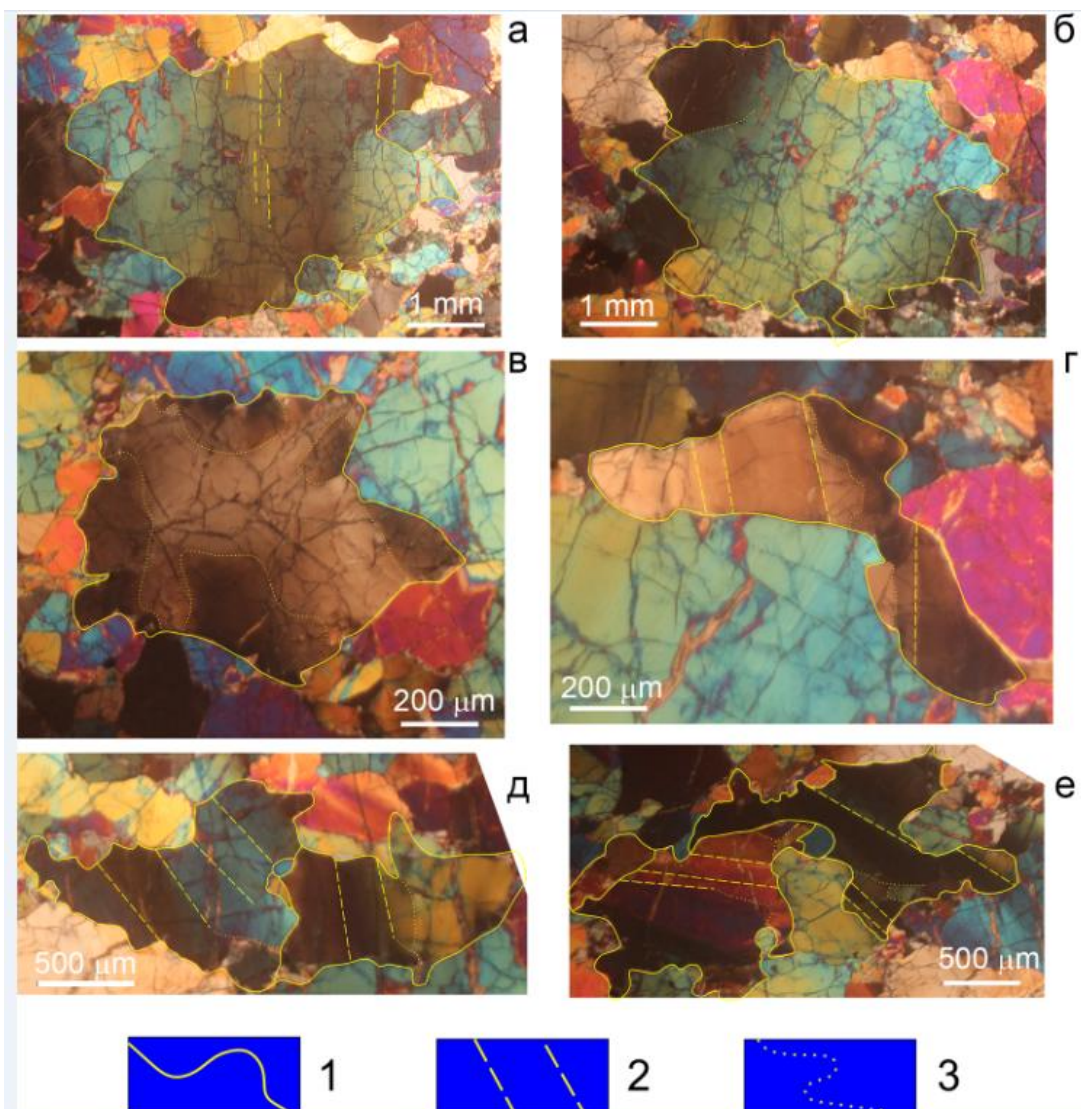


Рисунок 2 – Фотографии нескольких порфирокластов данного участка с трассированными внешними и внутренними границами различного типа

Внешние границы хорошо видны в оптический микроскоп из-за значительного угла разориентировки на них (обычно более  $15^\circ$ ) и именуются «высокоугловыми» или границами зерен. Внутренние границы не фиксируются в оптическом микроскопе какими-либо поверхностями раздела из-за малого угла разориентировки (менее  $15^\circ$ ) и именуются «малоугловыми», или границами субзерен (Passchier, Trown, 2005[38]).

Кроме границ различного типа, на рис.2 можно также отметить еще одну важную деталь: во многих случаях границы крупных зерен оливина имеют заливообразный характер, чередуются выпуклые и вогнутые участки границы различной кривизны и диаметра (от 5-20 мкм до 100 и более мкм), а также остроугольные участки, связанные с наличием мелких округлых зерен на контакте с крупными.

**Микроструктура.** Микроструктурное изучение образца проводилось с достаточно большим шагом сканирования (20 мкм) с целью получить обзорную картину шлифа, представительную информацию о кристаллографической ориентировке оливина и ортопироксена. Всего в образце было изучено 9 участков и в приложениях программного комплекса *HKL Channel 5* были получены данные различного типа: 1) в приложении *Map Sticher* произведена сшивка отдельных карт для получения в дальнейшем интегральной информации в других приложениях; 2) в приложении *Project Manager* построена статистическая гистограмма разориентировки для некоррелированных пар точек ( $n=10000$ ), необходимая для расчета М-индекса (см.ниже); 3) в приложении *Tango* построен комплект карт, включая карты контраста полос Кикучи, фазового состава, гранулометрического состава и карту в цветовой кодировке обратных полюсных фигур (рис. 2г); 4) в приложении *Mambo* построены интегральные статистические диаграммы ориентировок главных осей оливина и ортопироксена («синоптические диаграммы» по (Добржинецкая, 1989 [27])); 5) в приложении *Salsa* проведен расчет J-индекса (Bunge, 1982 [19]) интенсивности ориентировок для оливина и ортопироксена.

На рис.3 приведены так называемые «синоптические диаграммы» (Добржинецкая, 1989 [27]) или «прямые полюсные фигуры» (ППФ), демонстрирующие плотность концентрации той или иной ориентировки главных направлений кристаллических решеток оливина и ортопироксена образца СЕК-2150-01.

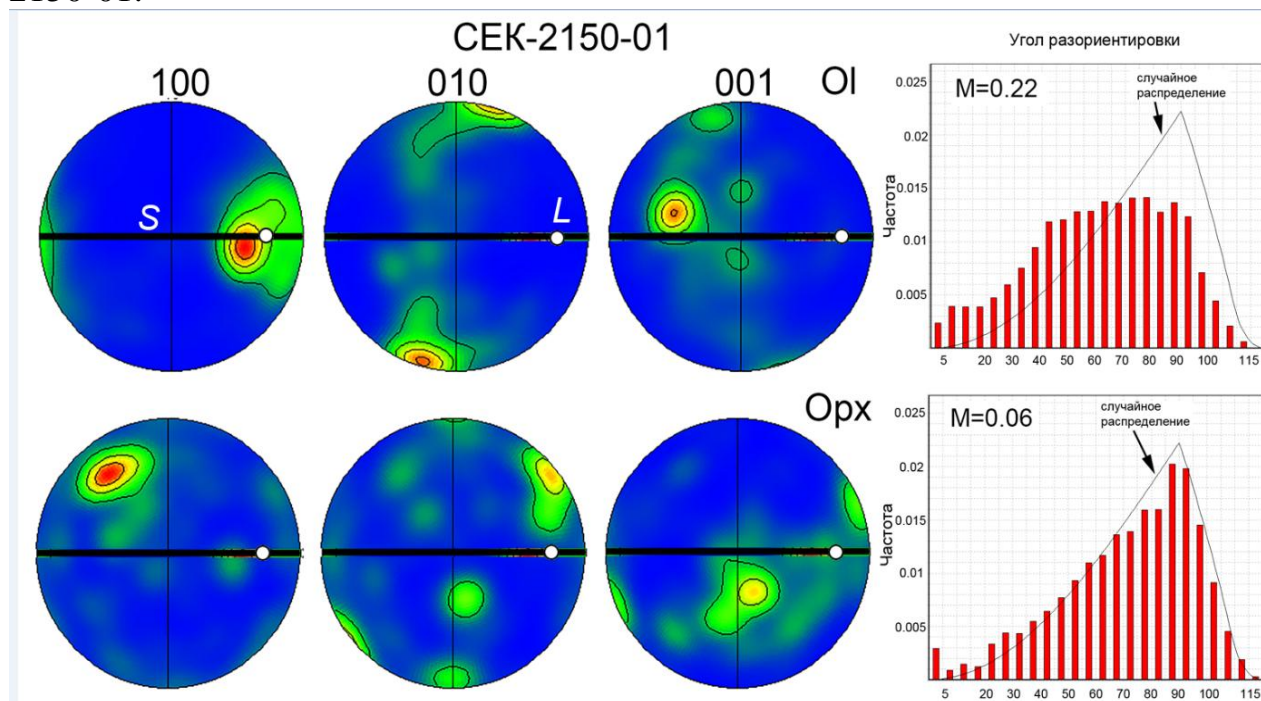


Рисунок 3 – «Синоптические диаграммы» (Добржинецкая, 1989 [27]) или «прямые полюсные фигуры» (ППФ)



В правой части рисунка размещены гистограммы разориентировок некоррелированных (случайных) пар точек для тех же минералов. Кривые на гистограммах показывают теоретическое случайное распределение величины, то есть тот случай, когда предпочтительная кристаллографическая ориентировка отсутствует.

Гистограммы были использованы для расчета М-индекса по формуле из работы (Skemer et al., 2005 [51]), который по мнению его авторов является более представительным по сравнению с J-индексом для оценки интенсивности текстуры. Полученные цифры говорят о том, что оливин имеет интенсивно развитую предпочтительную ориентировку, тогда как ортопироксен — довольно умеренную.

Анализ ППФ оливина (рис.3) указывает на то, что ось [100] практически совпадает с линейностью, а с плоскостью минерального уплощения могут совпадать как (010), так и (001) с более интенсивным максимумом для (010).

В целом, отмечается тенденция к формированию слабо выраженного пояса осей [010] и [001] перпендикулярно плоскости минерального уплощения S, что характерно для D-типа текстуры оливина (Karato et al., 2008 [31]; Jung, 2017[29]). Данный тип текстуры оливина может быть связан с активизацией множественного скольжения по семейству плоскостей  $\{0kl\}$  в направлении [100]. В ортопироксене под малым углом к линейности концентрируются оси [001] либо [010], а плоскостью скольжения неизменно является (100). Подобные текстуры могут быть интерпретированы как сочетание типов АВ и АС, согласно классификации в работе (Jung, 2017 [29]).

Более точную информацию об активных системах трансляционного скольжения может дать анализ строения полос излома (кинк-банд структур) в порфиорокластах. Данный метод описан во многих работах по микроструктурному анализу (Добржинецкая, 1989 [4]; Щербаков, 1990 [16]), но с применением EBSD значительно возрастает точность определения ориентировки кристаллической решетке, возрастает количество измеренных точек, появляется возможность идентифицировать большое количество невидимых в оптический микроскоп субзеренных границ и даже провести их типизацию.

Полосы пластического излома в деформируемых кристаллах возникают как дополнительный геометрический фактор сохранения сплошности деформации в материалах, где количество систем скольжения меньше пяти, согласно критерию фон Мизеса (Добржинецкая, 1989[4]). Границы полосы излома являются малоугловыми (субзеренными) границами и представляют собой участки скопления дислокаций. В зависимости от типа дислокаций (краевые, винтовые), могут быть образованы границы наклона и кручения. Возможно также образование границ смешанного типа.

На рис.4 приведена схема определения главных элементов строения порфирокластов для двух крайних типов границ — наклона (рис.4а) и кручения (рис.4б).

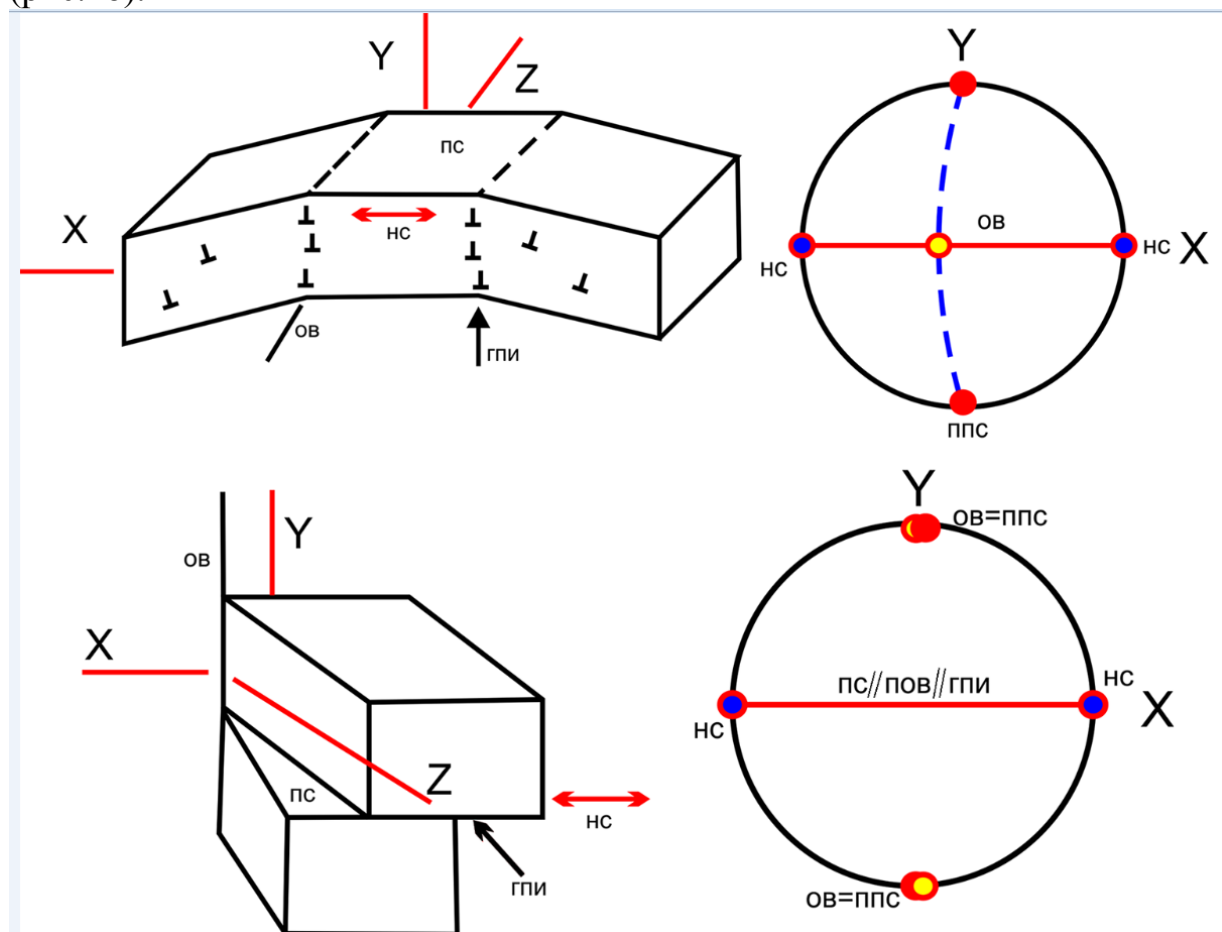


Рисунок 4 – схема определения главных элементов строения порфирокластов для двух крайних типов границ — наклона (рис.4а) и кручения (рис.4б)

В первом случае граница перпендикулярна плоскости скольжения, а ось вращения является линией пересечения плоскости границы и плоскости скольжения, она перпендикулярна направлению скольжения. Во втором случае граница полосы излома совпадает с плоскостью скольжения, а ось вращения - с полюсом плоскости скольжения.

Для детального изучения нами были выбраны 8 зерен различного размера и морфологии (рис.5), в приложении *Project Manager* мы выделили эти зерна в виде отдельных фрагментов (subsets), а в приложении *Tango* построены карты в кодировке ОПФ. Затем в приложении *Mambo* были построены диаграммы разного типа: 1) ориентировка главных осей кристаллической решетки оливина ([100], [010], [001]), 2) диаграммы плотностей осей вращения в координатах кристаллической решетки оливина и 3) то же, в координатах образца. Все эти данные приведены для каждого порфирокласта на рис.5а-5д, а на рис. 5е даны

схематические изображения зерен с расположением следов границ полос излома и направлений удлинения.

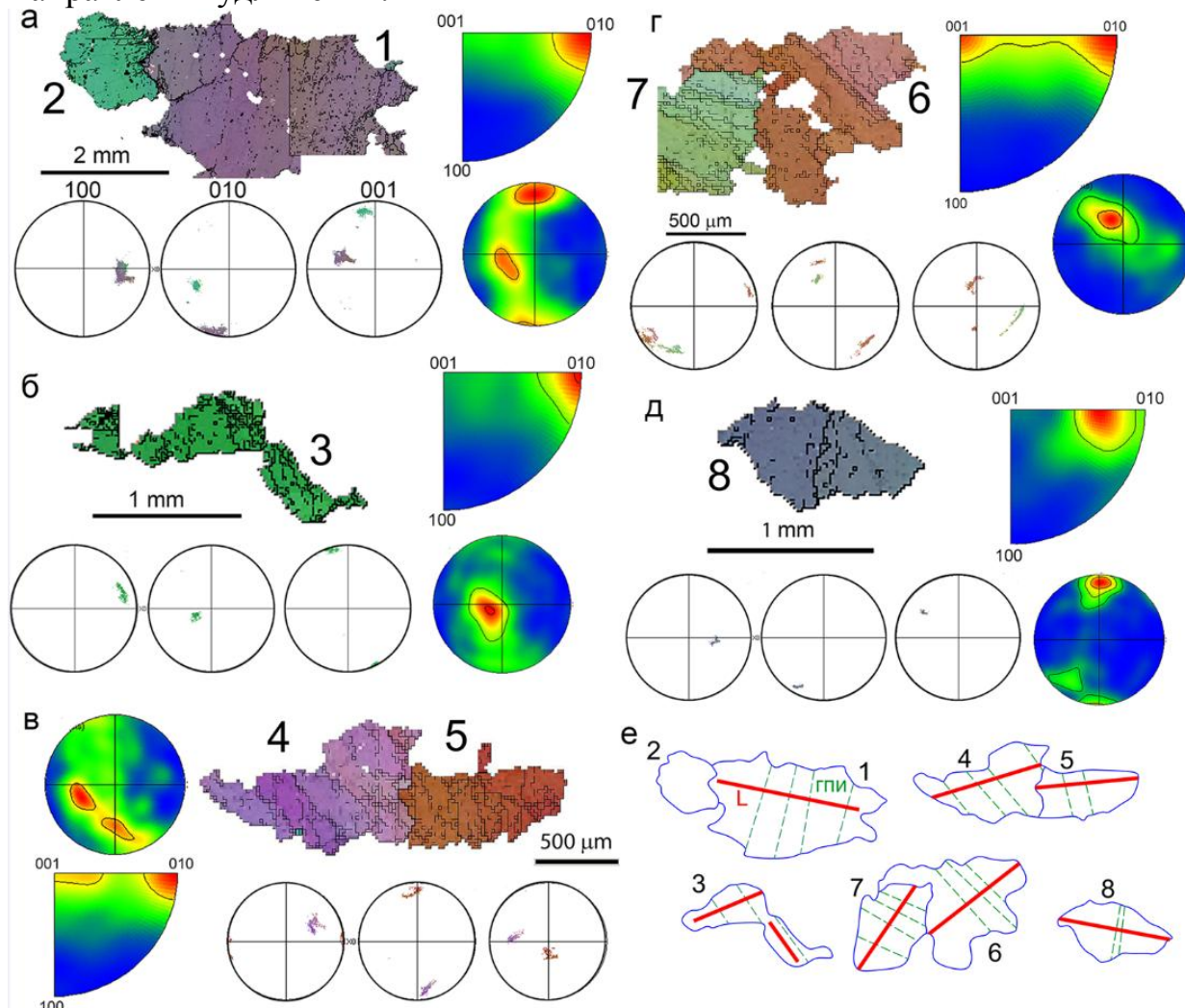


Рисунок 5 – Диаграммы разного типа: 1) ориентировка главных осей кристаллической решетки оливина ( $[100]$ ,  $[010]$ ,  $[001]$ ); 2) диаграммы плотностей осей вращения в координатах кристаллической решетки оливина; 3) то же, в координатах образца, где: рис.5а–5д – данные для каждого порфиροкласта; рис. 5е – схематические изображения зерен с расположением следов границ полос излома и направлений удлинения.

Большая часть зерен характеризуется отчетливым удлинением (L), кроме изометричного зерна 2. При этом в зернах 1, 3-5 и 8 удлинение аппроксимируется в целом с осью X изображения, а в зернах 6 и 7 направлено по диагонали под большим углом к ней. Во всех случаях, кроме правой части зерна 3, след границ полос излома образует угол, близкий к прямому по отношению к удлинению, которое в целом может быть сопоставлено с направлением трансляционного скольжения. В большей части изученных зерен плотность осей вращения



образует сильные максимумы вблизи оси  $[010]$ , и лишь в некоторых зернах наряду с ней ось вращения совпадает с  $[001]$  либо с  $[021]$ .

На рисунке 6 приведена интерпретация систем скольжения в изученных зернах в предположении, что все субграницы (полосы излома) являются границами наклона, то есть представляют собой скопления краевых дислокаций.

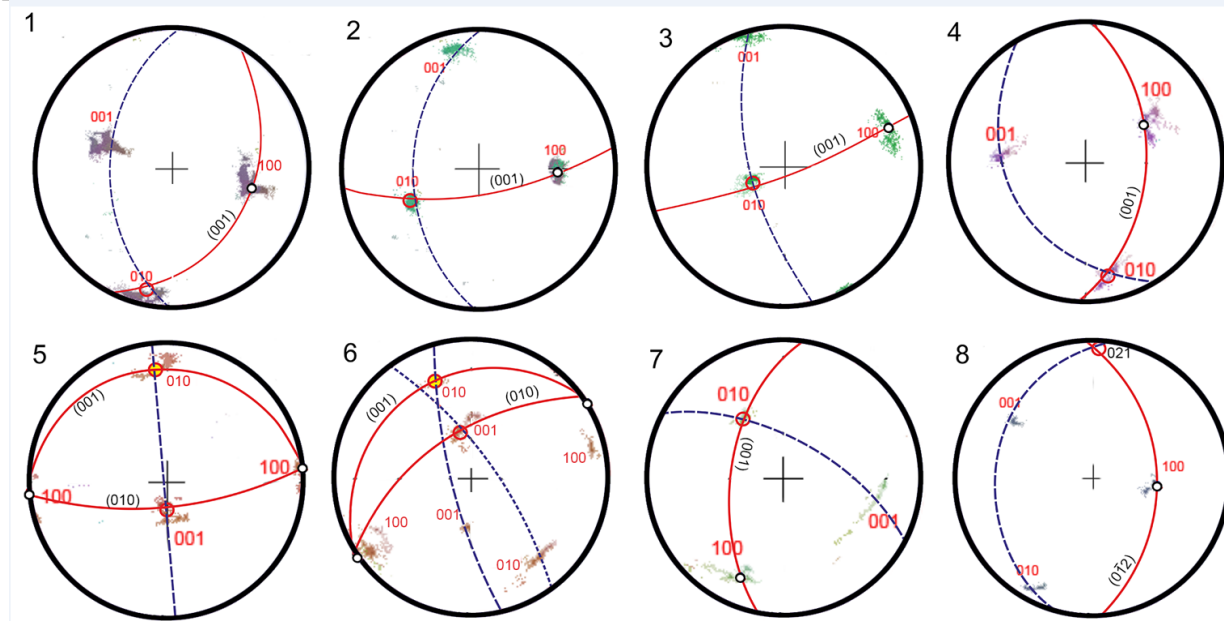


Рисунок 6 – Интерпретация систем скольжения в изученных зернах в предположении, что все субграницы (полосы излома) являются границами наклона

Данное предположение представляется логичным, если учесть, что границы полос излома перпендикулярны плоскости скольжения. В этом случае в подавляющем большинстве случаев плоскостью скольжения является  $(001)$ , реже отмечаются плоскости скольжения  $(010)$  и  $(012)$ , но ориентировка плоскости скольжения лишь в зернах 2 и 3 аппроксимируется осью X образца, в других же случаях она образует довольно значительный угол с ней (рис.6).

Для проверки предположения о природе субграниц изученных зерен в программе MTEX были построены карты тех же зерен с разделением субзеренных границ на типы. Хотя на основе двумерных данных, получаемых при EBSD-анализа недостаточно информации для однозначного разделения границ наклона и кручения, их можно типизировать на качественном уровне, используя тот факт, что ось разориентировки в случае границы кручения перпендикулярна следу границы, а в случае границы наклона ось разориентировки параллельна ей. Именно на основе определения угла между осью вращения и следом границы в программе MTEX реализован алгоритм определения типа субзеренных границ (<https://mte-toolbox.github.io/TiltAndTwistBoundaries.html>).

Результаты выполнения алгоритма по типизации субграниц в программе МТЕХ приведены на рис.7.

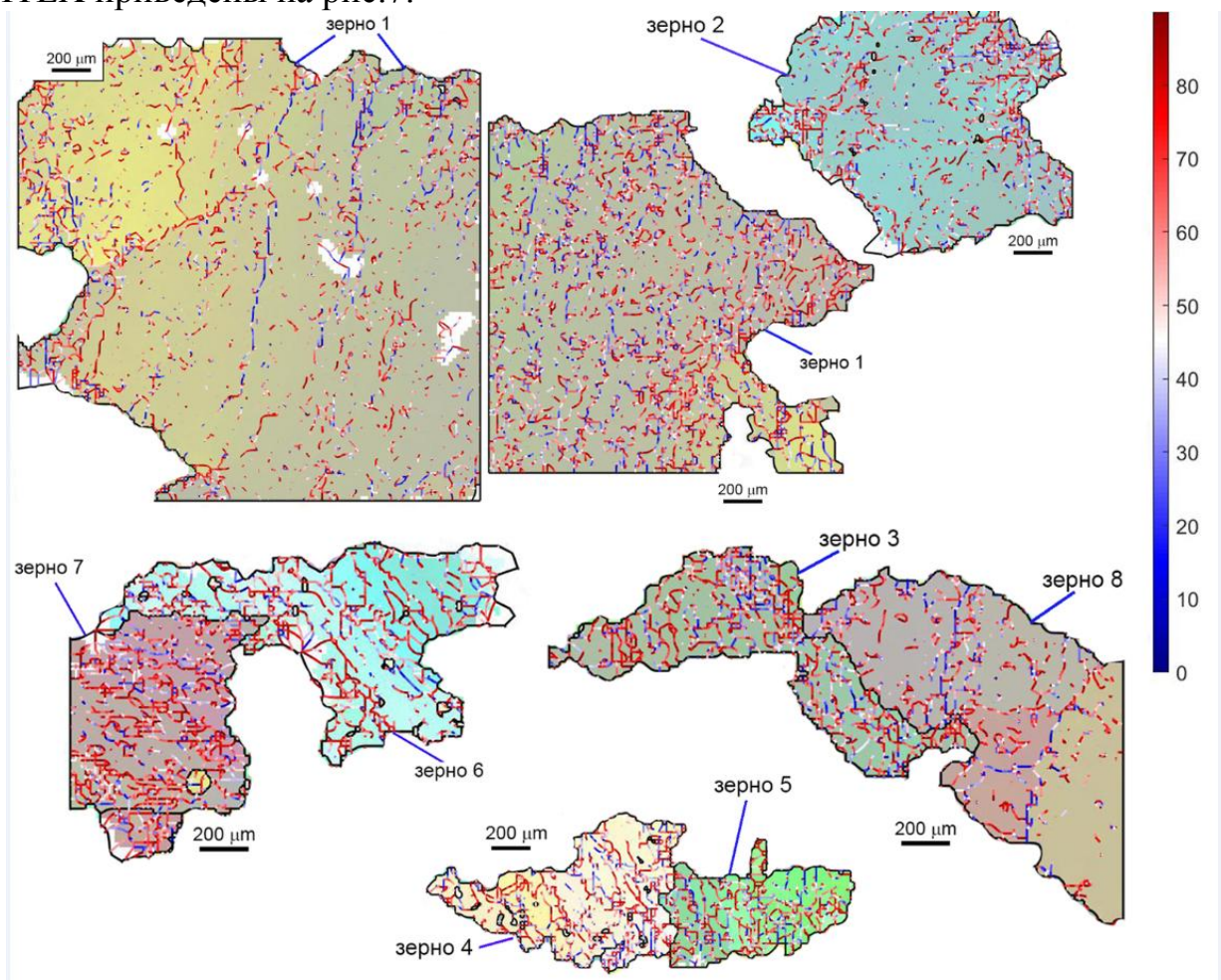


Рисунок 7 – Результаты выполнения алгоритма по типизации субграниц в программе МТЕХ

Границы наклона показаны синим цветом, тогда как границы, показанные красным цветом, могут являться как границами наклона, так и кручения. Из приведенных изображений следует, что достоверные границы наклона имеют подчиненное значение и они всегда образуют угол, близкий к прямому с направлением скольжения. Все наклонные или параллельные направлению скольжения границы окрашены в красные тона и вероятнее всего представлены границами кручения. Отнесение к какому-либо типу границ красного цвета, перпендикулярных направлению скольжения, проблематично.

Основной вывод, который позволяет сделать рисунок 7: границы кручения играют важную роль в изученных зернах и, соответственно, имеют значительный вес на диаграммах плотности осей вращения. Поскольку ось вращения границ кручения совпадает с полюсом плоскости скольжения, то из этого следует вывод о том, что во многих случаях, наряду с (001), плоскостью скольжения является (010).

**Состав минералов.** Ромбический пироксен представлен магнезиальной разновидностью — энстатитом, при этом концентрация малых элементов (Al, Cr) обнаруживает закономерные вариации в зависимости от размера зерен, то есть принадлежность их к порфирокластам или необластам. В то время как в порфирокластах отмечаются повышенные содержания хрома и алюминия, в необластах их концентрация минимальна (таблица 1).

Таблица 1 – Составы пироксенов в изученных лерцолитах

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	51.73	53.36	53.02	52.27	53.83	54.46	55.01	55.35	55.30	57.88	55.37	55.35
TiO <sub>2</sub>	0.31	0.22	0.26	0.27	-	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.40	5.55	5.87	5.35	4.82	4.86	4.89	4.83	3.19	0.44	3.43	4.91
FeO	2.06	2.16	2.23	2.19	5.00	4.98	5.03	5.04	4.88	5.12	5.17	5.13
MnO	-	-	-	-	0.15	0.15	-	-	0.14	-	0.17	-
MgO	16.72	17.21	18.09	16.98	33.97	34.17	34.45	34.38	34.93	36.60	34.66	34.64
CaO	20.98	21.24	20.67	20.89	0.51	0.62	0.57	0.71	0.59	0.16	0.69	0.49
Na <sub>2</sub> O	0.61	0.72	0.64	0.56	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.80	0.81	0.72	0.84	0.54	0.53	0.50	0.49	0.39	-	0.42	0.53
Сумма	98.61	101.27	101.50	99.35	98.82	99.77	100.46	100.81	99.42	100.20	99.92	101.07

Примечание: 1 — 4 — клинопироксен, 5 — 12 — ортопироксен (9, 10 — необласты, остальные анализы — порфирокласты)

В изученных образцах лерцолитов были определены составы породообразующих минералов — оливина, пироксенов, хромшпинелидов (таблица 2).

Таблица 2 – Составы акцессорного хромшпинелида и оливина в изученных лерцолитах

№	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	41.81	43.27	41.12	41.01	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	43.6	55.87	51.30
FeO	7.65	7.29	7.16	7.53	16.61	11.98	11.57
MgO	51.08	50.56	51.11	50.97	15.03	18.45	19.22
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.15	0.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	23.88	12.26	16.32
MnO	0.18	-	-	0.16	-	-	-
NiO	0.3	0.24	0.27	0.35	-	0.20	0.31
ZnO	-	-	-	-	0.42	0.37	-
сумма	101.01	101.35	99.66	100.02	99.54	99.27	98.91

Примечание: 13 — 16 — оливин, 17 — 19 — хромшпинелид (17 — тонкое выделение, 18, 19 — крупные зерна)

Клинопироксен представлен диопсидом с теми же закономерностями изменения состава, что и в ортопироксене. Оливин характеризуется магнезиальным составом с содержанием форстеритового минала 90-92%,



заметной концентрацией никеля (0.24-0.35 мас.% NiO) и низким содержанием марганца, как правило ниже предела обнаружения. Хромшпинелид характеризуется повышенной глиноземистостью и низким содержанием трехвалентного железа (табл.2), причем отмечаются значительные вариации в отношении Cr/Al между крупными кристаллами и тонкими новообразованными выделениями, последние являются более хромистыми.

**Обсуждение результатов.** Петрографические данные свидетельствуют о том, что лерцолиты представлены мантийными тектонитами. На это указывает широкое распространение в породах признаков пластической деформации породообразующих минералов — оливина и ортопироксена. Они выражены в волнистом погасании, образованием полос излома (кинк-бандов). Изгиб порфирокластов ортопироксена сопровождается образованием параллельных плоских включений — ламелей диопсида.

Как было отмечено выше, оливин и ортопироксен образуют два максимума размерности зерен — крупные деформированные (порфирокласты) 1-5 мм и мелкие однородные (необласты) менее 1 мм, что свидетельствует о проявлении процессов динамической рекристаллизации, действовавших одновременно с пластической деформацией минералов. Морфология границ порфирокластов, характеризующаяся наличием выпуклостей и вогнутостей различного масштаба, является свидетельством проявления миграции границ (Passchier, Trown, 2005 [38]).

Полосчатая текстура пород обусловлена различным фазовым и гранулометрическим составом, что скорее всего связано с различной реологией материала. С одной стороны, значительная разница в пластических свойствах между оливином и ортопироксеном ведет к образованию слоев существенно оливинового состава. В масштабе обнажений и крупных участков массива это ведет к формированию так называемых дунит-гарцбургитовых комплексов полосчатого строения. С другой стороны, в отдельные «слои» концентрируются зерна более легкоплавких минералов лерцолитов — клинопироксена, амфибола, плагиоклаза. Это можно объяснить тем, что данные минералы представляют собой результат кристаллизации частичного расплава базитового состава, экстрагированного из лерцолитов.

Микроструктурные особенности оливина были проанализированы двумя способами. Первый включал анализ интегральных (так называемых «синоптических») диаграмм плотности ориентировок главных осей кристаллической решетки минерала. Второй способ включал в себя геометрический анализ порфирокластов с целью определения активных систем скольжения. В целом оба варианта дали сходные результаты, свидетельствующие о том, что пластическая деформация оливина происходила при активизации системы скольжения  $\{0kl\}[100]$ , которая также именуется иногда «карандашным скольжением» (Щербаков, 1990 [16, 50]).

При обработке данных в программе MTEX установлено широкое распространение в порфировкластах, наряду с субзеренными границами наклона, также границ кручения. С первыми обычно ассоциируют плоскости скольжения (001), а со вторыми чаще всего — плоскости (010). Кроме того, сопоставление оптических изображений в скрещенных николях с картой субзеренной структуры позволяет отметить следующие закономерности: 1) прямолинейные границы неоднородного погасания в оливине, ориентированные субортогонально к направлению скольжения, обычно образуют минимальный угол с осью вращения (границы наклона), 2) границы неоднородного погасания криволинейной формы характеризуются значительным углом между следом границы и осью вращения и значительная их часть вероятно являются границами кручения. В целом, этот вывод согласуется с геометрическими построениями, приведенными на рис.4: в деформированных порфировкластах плоскость скольжения обычно ортогональна по отношению к субграницам наклона и образует малый угол с субграницами кручения.

В образовании пород мантийного разреза офиолитовых комплексов можно выделить два крупных этапа: 1) высокотемпературный (мантийный), на котором происходит становление первичных ассоциаций минералов и формируются их структурные взаимоотношения, и 2) коровый, связанный с выведением ультрамафитов в верхние горизонты земной коры, в это время происходит образование низкотемпературных вторичных минералов (серпентин, хлорит) и разрушение первичных мантийных соотношений. Поскольку нас интересовали события первого этапа, то для исследований были выбраны максимально свежие образцы, сохранившие информацию об условиях становления ультрамафитов на верхнемантийном уровне.

Для оценки условий образования мантийных минеральных ассоциаций использованы следующие методы. Температура минеральных равновесий в парах оливин-хромшпинелид и ортопироксен-клинопироксен определялась по различным версиям соответствующих геотермометров (Ballhaus et al., 1991 [17]; Brey, Kohler, 1990 [18]; Roeder et al., 1979 [43]; Schwartz J. et al. [49], Smelov V.R. [52], Till J.L. [54], Warren J.M. [55]; и др.), общее давление оценено по геобарометру, разработанному в (Putirka, 2008 [42]) (рис.8а). Полученные нами микроструктурные данные сравнивались с эмпирическими (рис.8б) и экспериментальными (рис.8в, 8г) диаграммами, что позволило ограничить диапазоны возможных  $P-T$ -условий образования лерцолитов.

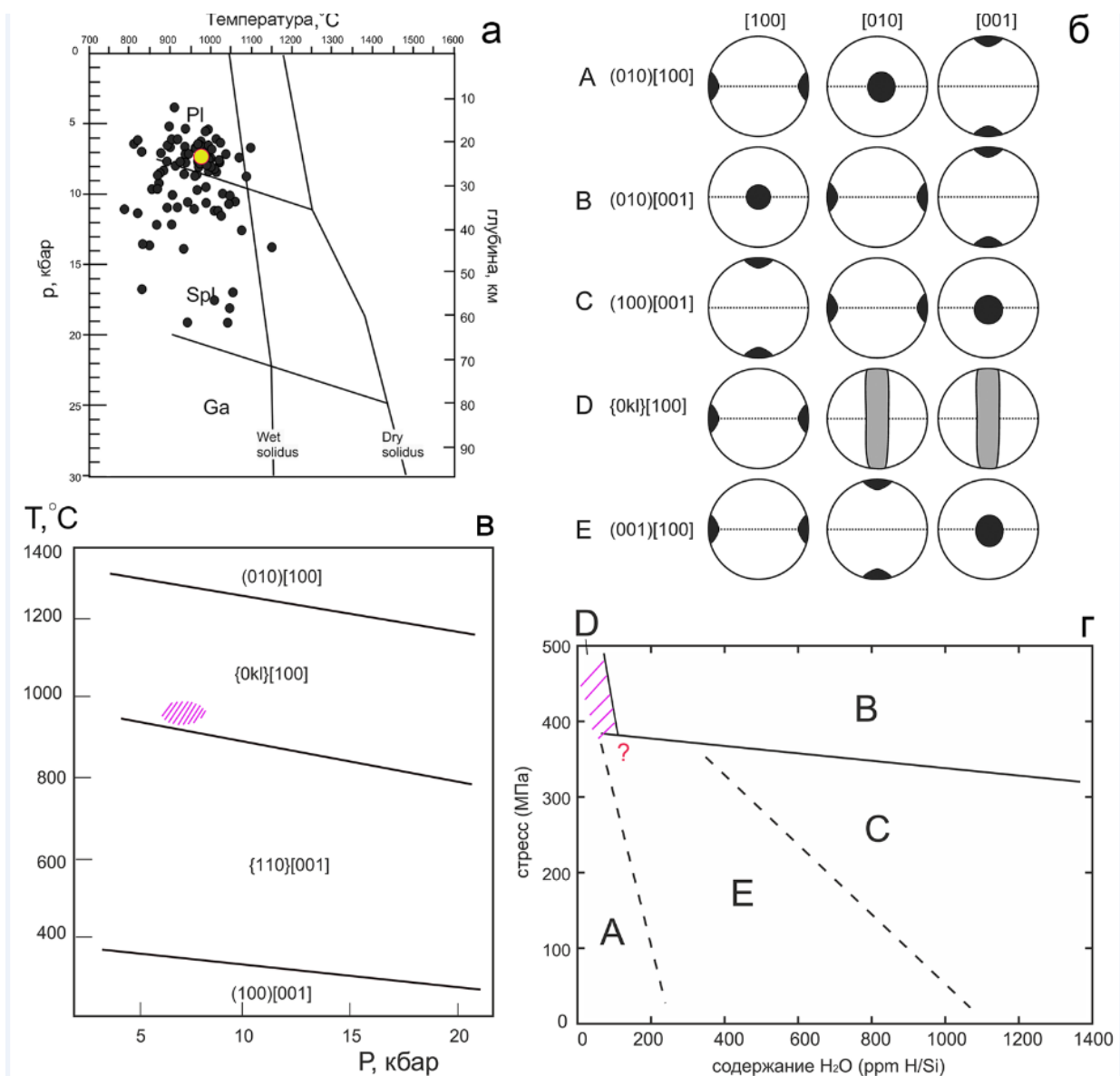


Рисунок 8 – Результаты определения PТσ-условий образования большой выборки лерцолитов Северного Крака

На рис. 8а приведены результаты определения PТσ-условий образования большой выборки лерцолитов Северного Крака (Савельев, Гатауллин, 2021 [10]), среди них выделено расположение исследованного нами образца СЕК-2150-01. По данным геотермобарометрии он попадает в поле плагиоклазовой фации, что также соответствует модальному минеральному составу лерцолита — он представлен шпинель-плагиоклазовой разновидностью. Сегрегации тонкозернистых агрегатов «плагиоклаз + хромшпинелид + клинопироксен» образуют струйчатые выделения параллельно генеральной полосчатости и минеральной уплотненности (рис.1б).

Сравнение результатов микроструктурного изучения с экспериментальными данными по деформации оливина в условиях высоких



температур и давлений показывает, что активными системами скольжения в оливине были системы семейства  $\{0kl\}[100]$ , которые на интегральных текстурных диаграммах (или «синоптических» по (Добржинецкая, 1989 [4])) формируют тип D предпочтительной кристаллографической ориентировки (Karato et al., 2008 [30]; Jung, 2017 [31]) (рис.8б).

Активизация подобных систем скольжения в экспериментально изученных образцах наблюдалась при умеренных температурах (900-1300°C) в диапазоне давлений 5-15 кбар. Состав сосуществующих пироксенов в изученном лерцолите позволяет локализовать оценку общего давления по расчетным геобарометрам из работы (Putirka, 2008 [42]) на уровне 7-9 кбар, а температуры в диапазоне 900-1000°C. Таким образом, мы можем ограничить область образования пород, которая на диаграмме (рис.8в) попадает в поле активности системы  $\{0kl\}[100]$  вблизи нижнего предела. Положение данного типа текстуры оливина на другой диаграмме, демонстрирующей зависимость кристаллографической ориентировки оливина от величины стресса и содержания в системе  $H_2O$  (рис.8г), позволяет предполагать, что изученные ультрамафиты образовались при достаточно высоком стрессе при относительно «сухих» условиях.

Вместе с тем, анализ порфирокластов показал преобладание систем скольжения  $(001)[100]$ , которые характеризуют тип E текстуры, тогда как второй важный компонент типа D – система  $(010)[100]$  – выражен не явно, и его наличие связывается главным образом с границами кручения. Это может быть связано с тем, что лерцолиты первоначально формировались в условиях мантийного течения, близкого к типу E (рис.8г), а после быстрого его прекращения и остывания неравновесная деформационная структура трансформировалась в более устойчивую конфигурацию.

**Заключение.** В результате изучения свежих образцов лерцолитов массива Северный Крака комбинированными методами РЭМ и EBSD получены количественные данные о составе и микроструктурных особенностях пороодообразующих минералов. Анализ строения порфирокластов оливина показал, что наиболее развитыми системами скольжения в оливине являлись  $(001)[100]$  – для границ наклона, и  $(010)[100]$  – для границ кручения с подчиненным значением других систем семейства  $\{0kl\}[100]$ . Интегральные данные так называемых «синоптических» диаграмм указывают также на развитие в лерцолитах D-типа предпочтительной кристаллографической ориентировки. Оценки  $P\text{-}T\text{-}\sigma$ -условий двумя независимыми способами (микроструктурным и геохимическим) сопоставимы и указывают на образование пород в режиме дислокационной ползучести при температурах 850-1000°C при общем давлении 7-9 кбар и стрессе 400-500 МПа, что сопоставимо с нижней границей плагиоклазовой фации глубинности в верхней мантии.

**Финансирование.** Исследования выполнены за счет гранта РФФ (Соглашение № 22–17–00019). Аналитические исследования проведены на базе ЦКП ИПСМ РАН «Структурные и физико-механические исследования материалов».

Автор очень признателен И.И. Мусабинову за проведение аналитических работ по EBSD.

#### ЛИТЕРАТУРА:

1. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.
2. Даниленко В.Н., Миронов С.Ю., Беляков А.Н., Жилиев А.П. Применение EBSD анализа в физическом материаловедении (обзор) // Заводская лаборатория. Диагностика материалов, 2012. Т. 78. №2. С. 28–46.
3. Денисова Е.А. Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза. Геотектоника, 1990, №2, с. 14–27.
4. Добржинецкая Л.Ф. Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза. М.: Наука, 1989. 288 с.
5. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.
6. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
7. Метод дифракции отраженных электронов в материаловедении /под ред. А.Шварца, М.Кумара, Б.Адамса, Д.Филда (перевод с англ.) – М.: Техносфера, 2014. 544 с.
8. Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир -Эльф Акитен, 1992. 166 с.
9. Савельев Д.Е. Состав и микроструктура лерцолитов Крака как отражение процессов в верхней мантии Уральского подвижного пояса // Геология. Известия Академии наук Республики Башкортостан, 2022. № 29. С. 38–45.
10. Савельев Д.Е., Гатауллин Р.А. Лерцолиты Азнагуловской площади: состав и P-T-fO<sub>2</sub> условия образования // Вестник АНРБ, 2021, Т. 40, № 3(103). С. 15–25. DOI: 10.24412/1728-5283-2021-3-15-25
11. Саранчина Г.М., Кожевников В.Н. Фёдоровский метод (определение минералов, микроструктурный анализ). Л., Недра, 1985. 208 с.
12. Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа: БашГУ, 2001. 212 с.
13. Чашухин И.С., Вотяков С.Л., Щапова Ю.В. Кристаллохимия хромшпинели и окситермобарометрия ультрамафитов складчатых областей. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2007. 310 с.

14. Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 215 с.
15. Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сыум-Кеу (Полярный Урал): структура, петрология, динамометаморфизм. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1991. 78 с.
16. Щербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с.
17. Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, V. 107. Pp. 27–40. <https://doi.org/10.1007/BF00311183>.
18. Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in 4-phase lherzolites: 2. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, 1990, 31, 1353–1378. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1353>.
19. Bunge H. *Texture Analysis in Materials Science: Mathematical Models*. London: Butterworths, 1982. 593 p.
20. Carter N.L. Steady state flow of rocks. *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1976, V.14, Pp. 301–360.
21. Carter N.L., Ave'Lallement H.G. High-T flow dunite and peridotite. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1970, V.81. Pp. 2181-2202.
22. Chaschukhin I.S., Votyakov S.L., Schapova Yu.V. Crystal chemistry of Cr-spinel and oxythermobarometry of ultramafic rocks of folded areas. Ekaterinburg: IGG UrB RAS, 2007. 310 p.
23. Chernyshov A.I. Ultramafites (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity). Tomsk: Charodey, 2001. 215 p.
24. Coleman R.G. *Ophiolites*. Springer-Verlag, 1977. 229 p.
25. Danilenko V.N., Mironov S.Yu., Belyakov A.N., Zhilyaev A.P. Application of EBSD analysis in physical materials science (review). *Zavodskaya laboratoriya. Diagnostirovanie materialov.* [Factory laboratory. Diagnostics of materials], 2012. V. 78 (2). P. 28–46.
26. Denisova E.A. Building and deformation structures of the lherzolite-type ophiolite massifs. *Geotektonika*, 1990, No 2. Pp. 14–27.
27. Dobrzhinetskaya L.F. Deformations of igneous rocks at the condition of deep tectogenesis. Moscow: Nauka, 1989. 288 p.
28. Goncharenko A.I. Deformation and petro structural evolution of alpinotype ultrabasites. Tomsk: Tomsk University Publishing, 1989. 404 p.
29. Jung H. Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction

- zones: a review. *Geosciences Journal*, 2017, V. 21. Pp. 985–1011.  
<http://dx.doi.org/10.1007/s12303-017-0045-1>
30. Karato S. *Deformation of Earth Materials. An Introduction to the Rheology of Solid Earth*. Cambridge University Press. 2008. 463 p.  
<https://doi.org/10.1017/CBO9780511804892>
31. Karato S., Jung H., Katayama I., Skemer P. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2008, V. 36. Pp. 59–95.
32. Kazakov A.N. *Dynamical analysis of microstructural orientation of minerals*. Leningrad: Nauka, 1987. 272 p.
33. Mercier J-C.C., Nicolas A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 1975, V.16. Pp.454–487.
34. MTEX: <https://mtex-toolbox.github.io/TiltAndTwistBoundaries.html>
35. Nicolas A. *Basics of rock deformation*. Paris: Masson, 1984. 166 p.
36. 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. pp. 55–86.
37. Nicolas A., Poirier J.P. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Wiley – Interscience, London, 1976. 444 p.
38. Passchier C.W., Trouw R.A.J. *Microtectonics*. 2nd, Revised and Enlarged Edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2005, 372 p.
39. Poirier J.-P. *Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*. London, Cambridge University Press, 1985. 287 p.
40. Prior D.J., Boyle A.P., Brenker F., Cheadle M.J., Day A., Lopez G., Peruzzo L., Potts G.J., Reddy S.M., Spiess R., Timms N.O., Trimby P.W., Wheeler J., Zetterstrom L. The application of electron backscattered and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, 1999, V.84. Pp. 1741-1749.
41. Prior D.J., Mariani E., Wheeler J. EBSD in the Earth Sciences: applications, common practice and challenges. In: *Electron Backscatter Diffraction in Materials Science: 2nd Edition*. Editors Schwartz, A.J., Kumar, M., Adams B.L. & Field, D.P. Springer. 2009. ISBN-13: 978-0387881355.432p. Chapter 29. Pp. 345-357.
42. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, 2008, V. 69. P. 61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
43. Roeder P.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, V.68. P. 325. <https://doi.org/10.1007/BF00371554>.



44. Saranchina G.M., Kozhevnikov V.N. Fedorov's method (mineral definition, microstructural analysis). Leningrad: Nedra, 1985. 208 p.
45. Saveliev D.E. Composition and microstructure of Kraka lherzolites as reflection some processes in upper mantle beneath Urals mobile belt. *Geology. Izvestiya of Academy of Sciences of Bashkortostan Republic*, 2022, V.29. Pp. 38-45. (in Russian)
46. Saveliev D.E., Gataullin R.A. Lherzolites of Aznagulovo area: composition and  $PTfO_2$  condition of formation. *Herald of Academy of Sciences of Bashkortostan Republic*, 2021, V.40 (3). P. 15-25. DOI: 10.24412/1728-5283-2021-3-15-25.
47. Saveliev D.E., Makatov D.K., Rakhimov I.R., Gataullin R.A., Shilovskikh V.V. Silicates from lherzolites in the south-eastern part of the Kempirsay massif as the matter source for giant chromitite deposits (the Southern Urals, Kazakhstan). *Minerals*, 2022, 12, 1061; <https://doi.org/10.3390/min12081061>.
48. Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Sergeev S.N., Kutyrev A.V. Chromian spinel neomineralisations and the microstructure of plastically deformed ophiolitic peridotites (Kraka massifs, Southern Urals, Russia). *Mineralogy and Petrology*, 2021, V. 115(4), P. 411-430. [doi.org/10.1007/s00710-021-00748-w](https://doi.org/10.1007/s00710-021-00748-w).
49. Schwartz J., Kumar M., Adams B.L., Field D.P. *Electron backscattered diffraction in Material Science*. Springer Science+Business Media. 2009. 528 p.
50. Shcherbakov S.A. Plastic deformations of ultrabasic rock of the Urals ophiolite association. Moscow. Nauka, 1990, 120 p.
51. Skemer Ph., Katayama I., Jiang Z., Karato S.-I. (2005) The misorientation index: Development of a new method for calculating the strength of lattice-preferred orientation. *Tectonophysics*, 2005, V. 411. Pp. 157–167.
52. Smelyov V.R. Gyperbasites of Syum-Keu massif (Polar Urals): structure, petrology, dynamomethamorphism. Ekaterinburg: IGG UrB RAS, 1991. 78 p.
53. Snachev V.I., Saveliev D.E., Rykus M.V. Petrochemical features of rocks and ores of Kraka gabbro-gyperbasite massifs. Ufa: BashGU, 2001. 212 p.
54. Till J.L., Moskowitz B.M. Deformation microstructures and magnetite texture development in synthetic shear zones. *Tectonophysics*, 2014, V. 629. Pp. 211–223.
55. Warren J.M., Hirth G., Kelemen P.B. Evolution of olivine lattice preferred orientation during simple shear in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 272 (2008) 501–512. [doi:10.1016/j.epsl.2008.03.063](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.063)

## REFERENCES

1. Goncharenko A.I. Deformation and petrostructural evolution of alpine-type hyperbasites. Tomsk: Tomsk University Publishing House, 1989. 404 p.
2. Danilenko V.N., Mironov S.Yu., Belyakov A.N., Zhilyaev A.P. Application of EBSD analysis in physical materials science (review) // Factory Laboratory. Diagnostics of materials, 2012. T. 78. No. 2. pp. 28–46.
3. Denisova E.A. Structure and deformation structures of ophiolite massifs with lherzolite type of section. Geotectonics, 1990, No. 2, p. 14–27.
4. Dobrzhinetskaya L.F. Deformations of igneous rocks under conditions of deep tectogenesis. M.: Nauka, 1989. 288 p.
5. Kazakov A.N. Dynamic analysis of microstructural orientations of minerals. L.: Nauka, 1987. 272 p.
6. Colman R.G. Ophiolites. M.: Mir, 1979. 262 p.
7. Method of reflected electron diffraction in materials science / ed. A. Schwartz, M. Kumar, B. Adams, D. Field (translation from English) - M.: Tekhnosphere, 2014. 544 p.
8. Nicolas A. Fundamentals of rock deformation. M.: Mir-Elf Akiten, 1992. 166 p.
9. Savelyev D.E. Composition and microstructure of Kraka lherzolites as a reflection of processes in the upper mantle of the Ural mobile belt // Geology. News of the Academy of Sciences of the Republic of Bashkortostan, 2022, No. 29, pp. 38–45.
10. Savelyev D.E., Gataullin R.A. Lherzolites of the Aznagulovskaya area: composition and P-T-fO<sub>2</sub> conditions of formation // Bulletin of ANRB, 2021, T. 40, No. 3(103). pp. 15–25. DOI: 10.24412/1728-5283-2021-3-15-25
11. Saranchina G.M., Kozhevnikov V.N. Fedorov method (determination of minerals, microstructural analysis). L., Nedra, 1985. 208 p.
12. Snachev V.I., Savelyev D.E., Rykus M.V. Petrochemical features of rocks and ores of the gabbro-ultrabasic massifs of Kraka. Ufa: Bashkir State University, 2001. 212 p.
13. Chashchukhin I.S., Votyakov S.L., Shchapova Yu.V. Crystal chemistry of Cr-spinel and oxythermobarometry of ultramafic rocks of folded areas. Ekaterinburg: IGiG Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 2007. 310 p.
14. Chernyshov A.I. Ultramafic rocks (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity). Tomsk: Charodey, 2001. 215 p.
15. Shmelev V.R. Hyperbasites of the Syum-Keu massif (Polar Urals): structure, petrology, dynamometamorphism. Ekaterinburg: Institute of Geology and Geology, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, 1991. 78 p.
16. Shcherbakov S.A. Plastic deformations of ultramafic rocks of the ophiolite association of the Urals. M.: Nauka, 1990. 120 p.

17. Ballhaus C., Berry R.F., Green D.H. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: Implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contr. Miner. Petrol.*, 1991, V. 107. P. 27–40. <https://doi.org/10.1007/BF00311183>.
18. Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in 4-phase lherzolites: 2. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *J. Petrol.*, 1990, 31, 1353–1378. <https://doi.org/10.1093/petrology/31.6.1353>.
19. Bunge H. *Texture Analysis in Materials Science: Mathematical Models*. London: Butterworths, 1982. 593 p.
20. Carter N.L. Steady state flow of rocks. *Rev. Geophys. and Space Phys.* 1976, V.14, P. 301–360.
21. Carter N.L., Ave'Lallement H.G. High-T flow dunite and peridotite. *Bull.Geol.Soc.Amer.*, 1970, V.81. P. 2181-2202.
22. Chaschukhin I.S., Votyakov S.L., Schapova Yu.V. Crystal chemistry of Cr-spinel and oxythermobarometry of ultramafic rocks of folded areas. Ekaterinburg: IGG UrB RAS, 2007. 310 p. (in Russian)
23. Chernyshov A.I. *Ultramafites (plastic flow, structural and petrostructural heterogeneity)*. Tomsk: Charodey, 2001. 215 p. (in Russian)
24. Coleman R.G. *Ophiolites*. Springer-Verlag, 1977. 229 p.
25. Danilenko V.N., Mironov S.Yu., Belyakov A.N., Zhilyaev A.P. Application of EBSD analysis in physical materials science (review). *Zavodskaya laboratoriya. Diagnostirovanie materialov.*[Factory laboratory. Diagnostics of materials], 2012. V. 78 (2). P. 28–46. (In Russian)
26. Denisova E.A. Building and deformation structures of the lherzolite-type ophiolite massifs. *Geotektonika*, 1990, No 2. P. 14–27 (in Russian)
27. Dobrzhinetskaya L.F. *Deformations of igneous rocks at the condition of deep tectogenesis*. Moscow: Nauka, 1989. 288 p. (in Russian)
28. Goncharenko A.I. *Deformation and petro structural evolution of alpinotype ultrabasites*. Tomsk: Tomsk University Publishing, 1989. 404 p. (in Russian)
29. Jung H. Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: a review. *Geosciences Journal*, 2017, V. 21, P. 985–1011. <http://dx.doi.org/10.1007/s12303-017-0045-1>
30. Karato S. *Deformation of Earth Materials. An Introduction to the Rheology of Solid Earth*. Cambridge University Press. 2008. 463 p. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511804892>

31. Karato S., Jung H., Katayama I., Skemer P. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2008, V. 36. P. 59–95.
32. Kazakov A.N. Dynamical analysis of microstructural orientation of minerals. Leningrad: Nauka, 1987. 272 p. (in Russian).
33. Mercier J-C.C., Nicolas A. Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, 1975, V.16. P.454–487.
34. MTEX: <https://mtex-toolbox.github.io/TiltAndTwistBoundaries.html>
35. Nicolas A. Basics of rock deformation. Paris: Masson, 1984. 166 p.
36. 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, pp. 55–86.
37. Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley – Interscience, London, 1976. 444 p.
38. Passchier C.W., Trouw R.A.J. *Microtectonics*. 2nd, Revised and Enlarged Edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2005, 372 p.
39. Poirier J.-P. Creep of crystals. High-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals. London, Cambridge University Press, 1985. 287 p.
40. Prior D.J., Boyle A.P., Brenker F., Cheadle M.J., Day A., Lopez G., Peruzzo L., Potts G.J., Reddy S.M., Spiess R., Timms N.O., Trimby P.W., Wheeler J., Zetterstrom L. The application of electron backscattered and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, 1999, V.84. P. 1741-1749.
41. Prior D.J., Mariani E., Wheeler J. EBSD in the Earth Sciences: applications, common practice and challenges. In: *Electron Backscatter Diffraction in Materials Science: 2nd Edition*. Editors Schwartz, A.J., Kumar, M., Adams B.L. & Field, D.P. Springer. 2009. ISBN-13: 978-0387881355.432p. Chapter 29. P. 345-357.
42. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Rev. Mineral. Geochem.*, 2008, V. 69. P. 61–120. <https://doi.org/10.2138/rmg.2008.69.3>.
43. Roeder P.L., Campbell I.H., Jamieson H.E. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1979, V.68. P.325. <https://doi.org/10.1007/BF00371554>.
44. Saranchina G.M., Kozhevnikov V.N. Fedorov’s method (mineral definition, microstructural analysis). Leningrad: Nedra, 1985. 208 p. (in Russian)
45. Saveliev D.E. Composition and microstructure of Kraka lherzolites as reflection some processes in upper mantle beneath Urals mobile belt. *Geology. Izvestiya of Academy of Sciences of Bashkortostan Republic*, 2022, V.29. P. 38-45. (in Russian)



46. Saveliev D.E., Gataullin R.A. Lherzolites of Aznagulovo area: composition and PTfO<sub>2</sub> condition of formation. Herald of Academy of Sciences of Bashkortostan Republic, 2021, V.40 (3). P. 15-25. DOI: 10.24412/1728-5283-2021-3-15-25 (in Russian)
47. Saveliev D.E., Makatov D.K., Rakhimov I.R., Gataullin R.A., Shilovskikh V.V. Silicates from lherzolites in the south-eastern part of the Kempirsay massif as the matter source for giant chromitite deposits (the Southern Urals, Kazakhstan). Minerals, 2022, 12, 1061; <https://doi.org/10.3390/min12081061>
48. Saveliev D.E., Shilovskikh V.V., Sergeev S.N., Kutyrev A.V. Chromian spinel neomineralisations and the microstructure of plastically deformed ophiolitic peridotites (Kraka massifs, Southern Urals, Russia). Mineralogy and Petrology, 2021, V. 115(4), P. 411-430. doi.org/10.1007/s00710-021-00748-w
49. Schwartz J., Kumar M., Adams B.L., Field D.P. Electron backscattered diffraction in Material Science. Springer Science+Business Media. 2009. 528 p.
50. Shcherbakov S.A. Plastic deformations of ultrabasic rock of the Urals ophiolite association. Moscow. Nauka, 1990, 120 p. (in Russian)
51. Skemer Ph., Katayama I., Jiang Z., Karato S.-I. (2005) The misorientation index: Development of a new method for calculating the strength of lattice-preferred orientation. Tectonophysics, 2005, V. 411. P. 157–167
52. Smelyov V.R. Gyperbasites of Syum-Keu massif (Polar Urals): structure, petrology, dynamomethamorphism. Ekaterinburg: IGG UrB RAS, 1991. 78 p. (in Russian)
53. Snachev V.I., Saveliev D.E., Rykus M.V. Petrochemical features of rocks and ores of Kraka gabbro-gyperbasite massifs. Ufa: BashGU, 2001. 212 p. (in Russian)
54. Till J.L., Moskowitz B.M. Deformation microstructures and magnetite texture development in synthetic shear zones. Tectonophysics, 2014, V. 629. P. 211–223.
55. Warren J.M., Hirth G., Kelemen P.B. Evolution of olivine lattice preferred orientation during simple shear in the mantle. Earth and Planetary Science Letters 272 (2008) 501–512. doi:10.1016/j.epsl.2008.03.063

***Сведения об авторе:***

***Савельев Дмитрий Евгеньевич***, доктор геолого-минералогических наук, главный научный сотрудник, Институт геологии — обособленное структурное подразделение Федерального государственного бюджетного научного учреждения Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук (ИГ УФИЦ РАН). 450006, г. Уфа, Российская Федерация ул. Карла Маркса, д. 16/2. E-mail: savl71@mail.ru. ORCID ID: 0000-0001-8910-6992.

***Author's personal details***

***Savelyev Dmitry Evgenievich***, Doctor of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Researcher, Institute of Geology - a separate structural unit of the Federal State Budgetary Scientific Institution of the Ufa Federal Research Center of the Russian Academy of Sciences (IG UFIC RAS). 450006, Ufa, Russian Federation st. Karla Marksa, 16/2. E-mail: savl71@mail.ru. ORCID ID: 0000-0001-8910-6992.

© Савельев Д.Е.