

**ПЕТРОСТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОЛИВИНОВ В УЛЬТРАМАФИТАХ  
ПАРАМСКОГО И ШАМАНСКОГО МАССИВОВ (Байкало-Муйский офиолитовый пояс)**

**А.И. Чернышов**

*Томский государственный университет, 634050, Томск, просп. Ленина, 36, Россия*

Деформационные изменения оливинов в дунитах и гарцбургитах офиолитовых массивов Байкало-Муйского пояса отличаются разнообразием и закономерным изменением микроструктурных типов: протогранулярный, мезогранулярный, порфирукластовый, порфиroleйстовый, мозаичный, мозаично-лейстовый и паркетовидный. Петроструктуры оливина в прото- и мезогранулярном типах сформировались трансляционным скольжением и статической рекристаллизацией отжига при  $T = 1100\text{—}1300\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\sigma = 10\text{—}20\text{ МПа}$ ,  $\varepsilon < 10^{-8}\text{ с}^{-1}$  в условиях соосных деформаций на значительных глубинах (в верхней мантии и нижней коре). Петроструктуры других типов оливина образовались трансляционным скольжением и синтетектонической рекристаллизацией в условиях несоосных деформаций в широком интервале температур, возрастающей роли стресса и значительной скорости ( $T < 1000\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\sigma > 100\text{—}120\text{ МПа}$ ,  $\varepsilon > 10^{-5}\text{ с}^{-1}$ ). Они отражают перемещение и консолидацию ультрамафитов в верхней коре. Рентгенографическим исследованием выявлено, что отношение интенсивностей дифракционных линий  $020/hkl$  в оливинах возрастает с увеличением роли синтетектонической рекристаллизации от протогранулярного типа к мозаичному. В этом ряду отмечается резкое улучшение расщепления дублета  $K_{\alpha_{1,2}}$  для линий при больших углах отражения ( $119,5\text{—}122,5^\circ$ ). Расщепление дублета ухудшается с возрастанием роли трансляционного скольжения в порфиру- и мозаично-лейстовом типах оливина. Электронно-микроскопическим исследованием для протогранулярного оливина установлена глобулярная субмикроструктура, с зонами высокой плотности дислокаций ( $2 \cdot 10^9\text{ см}^{-2}$ ). Такие зоны соответствуют полосам пластического излома, образовавшимся при умеренных температурах. Интенсивно деформированный оливин в порфиру- и мозаично-лейстовом типах отличается однородной субмикроструктурой с высокой плотностью дислокаций ( $5 \cdot 10^9\text{ см}^{-2}$ ), обусловленных поперечным скольжением, климбом и процессами дислокационного возврата. Оливин паркетовидного типа характеризуется наличием областей с субблоковой микроструктурой и областей с высокой плотностью дислокаций. Такая субмикроструктура сформировалась в результате процессов дислокационного возврата, полигонизации, рекристаллизации и неоднородной пластической деформации.

Результаты комплексного исследования свидетельствуют, что в процессе перемещения в верхние этажи литосферы ультрамафиты Парамского и Шаманского массивов, являющиеся фрагментами Байкало-Муского офиолитового пояса, претерпели осевые пластические деформации в условиях верхней мантии—нижней коры и сдвиговые (сдвигонадвиговые) в верхней коре.

*Офиолиты, ультрамафиты, оливин, пластические деформации, петроструктурные узоры, термодинамические условия, дислокации, Байкало-Муйский пояс.*

**PETROSTRUCTURAL SIGNATURE OF OLIVINES IN ULTRAMAFIC ROCKS  
OF THE PARAMSKY AND SHAMANSKY MASSIFS (Baikal-Muya ophiolite belt)**

**A. I. Chernyshov**

The olivines in dunites and harzburgites of ophiolite massifs in the Baikal-Muya belt are characterized by a great diversity of deformations with a regular change of microstructural types: protogranular, mesogranular, porphyroclastic, porphyrolath, mosaic, mosaic-lath, and parquet-like. Petrofabrics of the petro- and mesogranular types have been formed by the translational slip and static annealing recrystallization at  $T = 1100\text{—}1300^\circ\text{C}$  and  $\sigma = 10\text{—}20\text{ МПа}$ , with  $\varepsilon < 10^{-8}\text{ s}^{-1}$ , under coaxial deformations at great depths (in the upper mantle and lower crust). The other types of olivine petrofabrics are due to translational slip and syntectonic recrystallization under the conditions of noncoaxial deformations in a wide range of temperatures, with increasing stress and considerable rate ( $T < 1000\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $\sigma > 100\text{—}120\text{ МПа}$ ,  $\varepsilon > 10^{-5}\text{ s}^{-1}$ ). They reflect the displacement and consolidation of ultramafic rocks in the upper crust. It was revealed by X-ray spectroscopy that the intensity ratio of diffraction lines  $020/hkl$  in olivines increases with the contribution of syntectonic recrystallization from protogranular to mosaic type. A drastic improvement in splitting of the  $K_{\alpha_{1,2}}$  doublet has been recorded in this succession for lines at large angles of reflection ( $119.5\text{—}122.5^\circ$ ). The doublet splitting deteriorates as the role of translational slip increases in porphyro- and mosaic-lath types of olivine. Transmission electron microscopy of protogranular olivine revealed

a globular submicrostructure, with high-density zones of dislocations ( $2 \cdot 10^9 \text{ cm}^{-2}$ ). These zones correspond to kink bands formed at moderate temperatures. The intensely deformed olivine of porphyro- and mosaic-lath types has a uniform submicrostructure with a high density of dislocations ( $5 \cdot 10^9 \text{ cm}^{-2}$ ) caused by cross slip, climb, and return processes. The parquet-type olivine contains zones of subblocky microstructure and zones with a high density of dislocations. This submicrostructure is the result of dislocation return, polygonization, recrystallization, and nonaffine plastic deformation. The complex study shows that in the process of transportation to the upper lithosphere the ultramafic rocks of the Paramsky and Shamansky massifs, fragments of the Baikal-Muya ophiolite belt, suffered axial plastic deformations under the conditions of the upper crust and lower mantle and shift (shift-thrust) deformations, in the upper crust.

*Ophiolites, ultramafic rocks, olivine, plastic deformation, petrofabric, thermodynamic conditions, dislocations, Baikal-Muya belt*

## ВВЕДЕНИЕ

Деформации ультрамафитов в составе офиолитовых комплексов представляют собой длительный эволюционный процесс, включающий в себя рубежи многократно наложенных пластических изменений в оливинах, предполагающих закономерное изменение как их вещественного состава, так и структурной организации [1—5]. В статье рассматриваются результаты комплексного (структурного, петроструктурного, рентгенографического и электронно-микроскопического) изучения оливинов из ультрамафитов Парамского и Шаманского массивов и сделан вывод о роли пластических деформаций в эволюции Байкало-Муйского офиолитового пояса (рис. 1,А) [6].

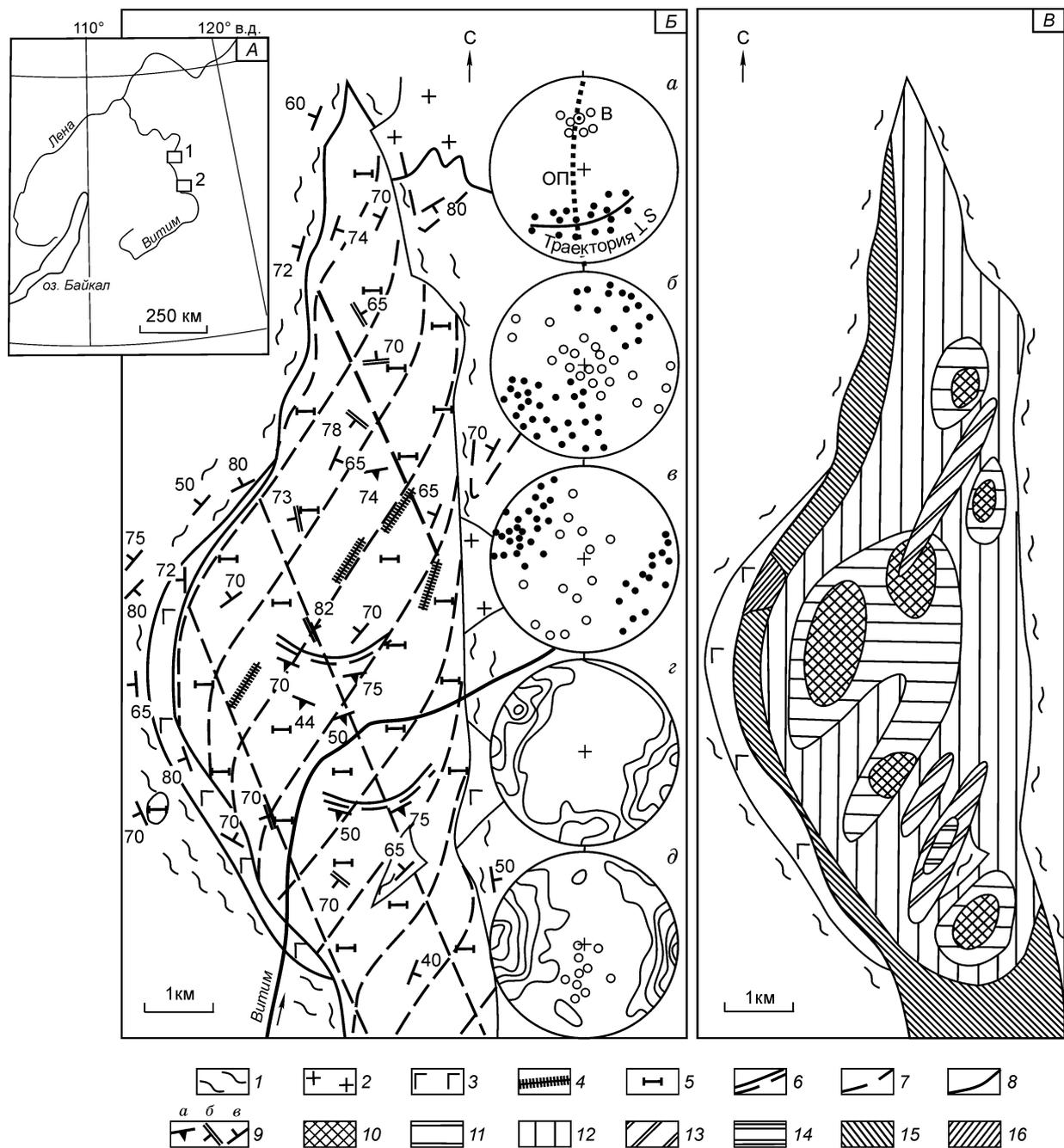
## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

**Структурное картирование.** В изученных ультрамафитовых массивах методом структурного картирования с применением геометрического анализа установлено их анизотропное внутреннее строение и выявлено иерархическое развитие деформаций с образованием складчатых и линейных структур пластического течения, показанных на примере Парамского массива (см. рис. 1,Б). Наиболее ранний этап в массивах фиксируется реликтовой складчатой структурой, картируемой полосчатостью, обусловленной неравномерным распределением ортопироксена в ультрамафитах. Эта структура обнаруживает дисконформное соотношение со структурой складчатого комплекса пород обрамления (см. рис. 1,Б, а). Складчатые деформации полосчатого гарцбургитового субстрата сопровождались образованием многочисленных жильных и штокообразных тел дунитов, секущих полосчатые гарцбургиты и приуроченных к наиболее напряженным участкам в зонах перегиба. Подобное строение установлено для ряда ультрамафитовых массивов Сибири и Полярного Урала, которые сформировались предположительно в нижней части земной коры в условиях высокотемпературного пластического течения в начальные стадии вывода офиолитов к поверхности вдоль глубинных надвигов, возможно в подошве островных дуг [1—10].

Коллизионные процессы способствовали перемещению ультрамафитов в верхние части земной коры вдоль зон глубинных надвигов и их интенсивной деструкции. Ультрамафиты на этом этапе подвергались деформациям сдвигового и взбрососдвигового характера в условиях как водного, так и безводного метаморфизма. При возрастающей роли стресса и дифференциальных напряжений в ультрамафитах образовались линейные либо изоклиально- и коническо-складчатые структуры пластического течения [11], дисконформные к структуре пород обрамления (см. рис. 1,Б, б). В зонах интенсивных деформаций происходило выделение тепла трения, которое способствовало значительному возрастанию температуры и сопровождалось десерпентинизацией ультрамафитов с образованием серпентин-оливиновых ультраметаморфитов [5, 6, 12].

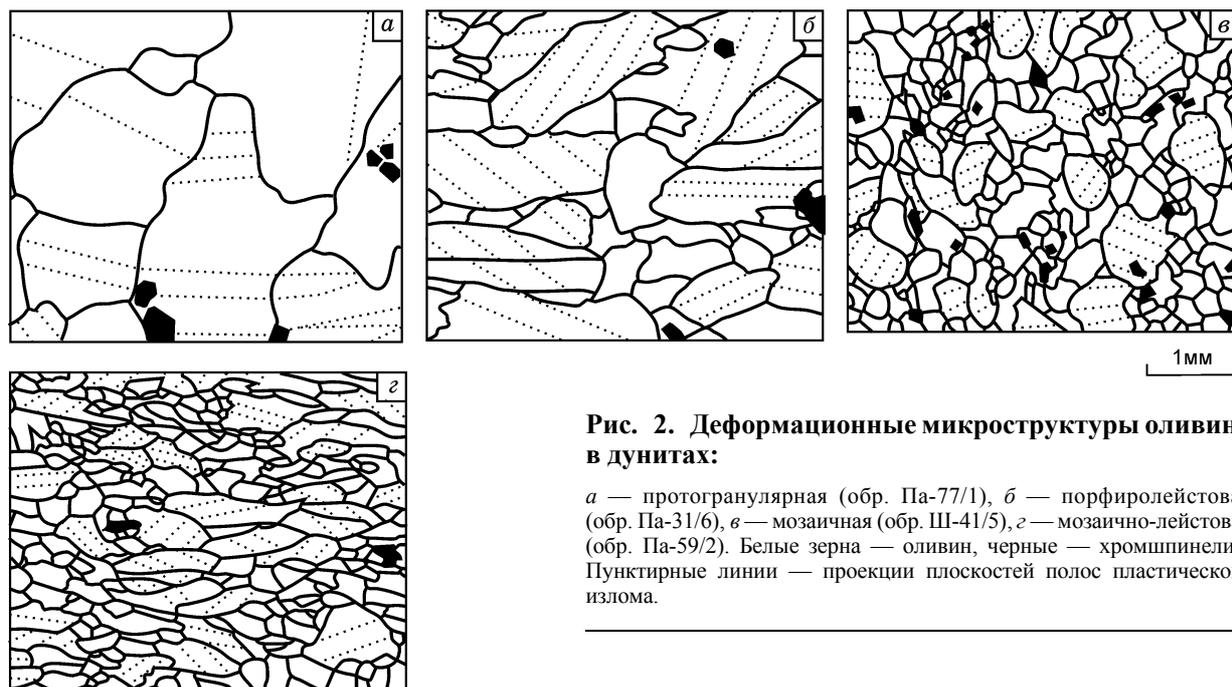
На этапе консолидации ультрамафиты совместно с породами обрамления, главным образом в условиях водного метаморфизма, претерпели синметаморфическое пластическое течение с образованием конформных изоклиально-складчатых и линейных структур (см. рис. 1,Б, в—д). Пластическое течение на этом этапе имело преимущественно субгоризонтальную ориентировку, согласно субмеридионально простирающимся структурам, контролирующим размещение массивов, и осуществлялось в режиме сочетания осевых и сдвиговых деформаций. На постконсолидационном этапе ультрамафиты локально, под термическим воздействием поздних интрузий подвергались вторичной рекристаллизации отжига.

**Петроструктурный анализ.** Установленное поэтапное развитие пластических деформаций в ультрамафитах Парамского и Шаманского массивов находит отражение в разнообразных микроструктурах (рис. 2) [6], типизация которых проводилась по морфологическим признакам оливина на основе классификации, предложенной французскими петрологами [13]. Они объединяются в семь основных последовательно образовавшихся типов: протогранулярный, мезогранулярный, порфирокластовый, порфиroleйстовый, мозаичный, мозаично-лейстовый и паркетовидный. Пространственное распределение выделенных микроструктур оливина в массивах от центра к периферии характеризуется общей тенденцией уменьшения размера зерен в породах, выявляя динамометаморфическую зональность (см. рис. 1,В).



**Рис. 1. Географическое расположение Парамского (1) и Шаманского (2) ультрамафитовых массивов (А). Геолого-структурная схема (Б) и динамометаморфическая зональность (В) Парамского массива.**

1 — кристаллические сланцы; 2 — гранитоиды; 3 — габброиды; 4 — дайки диабазов, диоритовых порфиритов; 5 — ультрамафиты; 6—9 — структурные линии: 6 —  $S_1$ , 7 —  $S_2$ , 8 —  $S_3$ , 9 — элементы залегания: полосчатости в гарцбургитах (а), минеральной уплощенности —  $S_2$  (б) и  $S_3$  (в); 10—16 — деформационные типы микроструктур оливина в дунитах и гарцбургитах: 10 — протогранулярный, 11 — мезогранулярный, 12 — порфинокластовый, 13 — порфиролейстовый, 14 — мозаично-лейстовый, 15 — мозаичный, 16 — мозаично-паркетовидный. На структурных диаграммах проекции полюсов: а — полосчатости ( $S_1$ ) и выходов линейности ( $L_1$ ), б — минеральной уплощенности  $S_2$  и выходов линейности  $L_2$ , в —  $S_3$  и  $L_3$ , г — кливажа ( $n = 87$ ) в ультрамафитах, д — сланцеватости во вмещающих породах ( $n = 127$ ). Залитые кружки — полюсы полосчатости, минеральной уплощенности, кливажа и сланцеватости, незалитые — минеральная линейность; ОП — осевая плоскость; В — шарнир. Изолинии 1-2-4-6-8-10 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу.



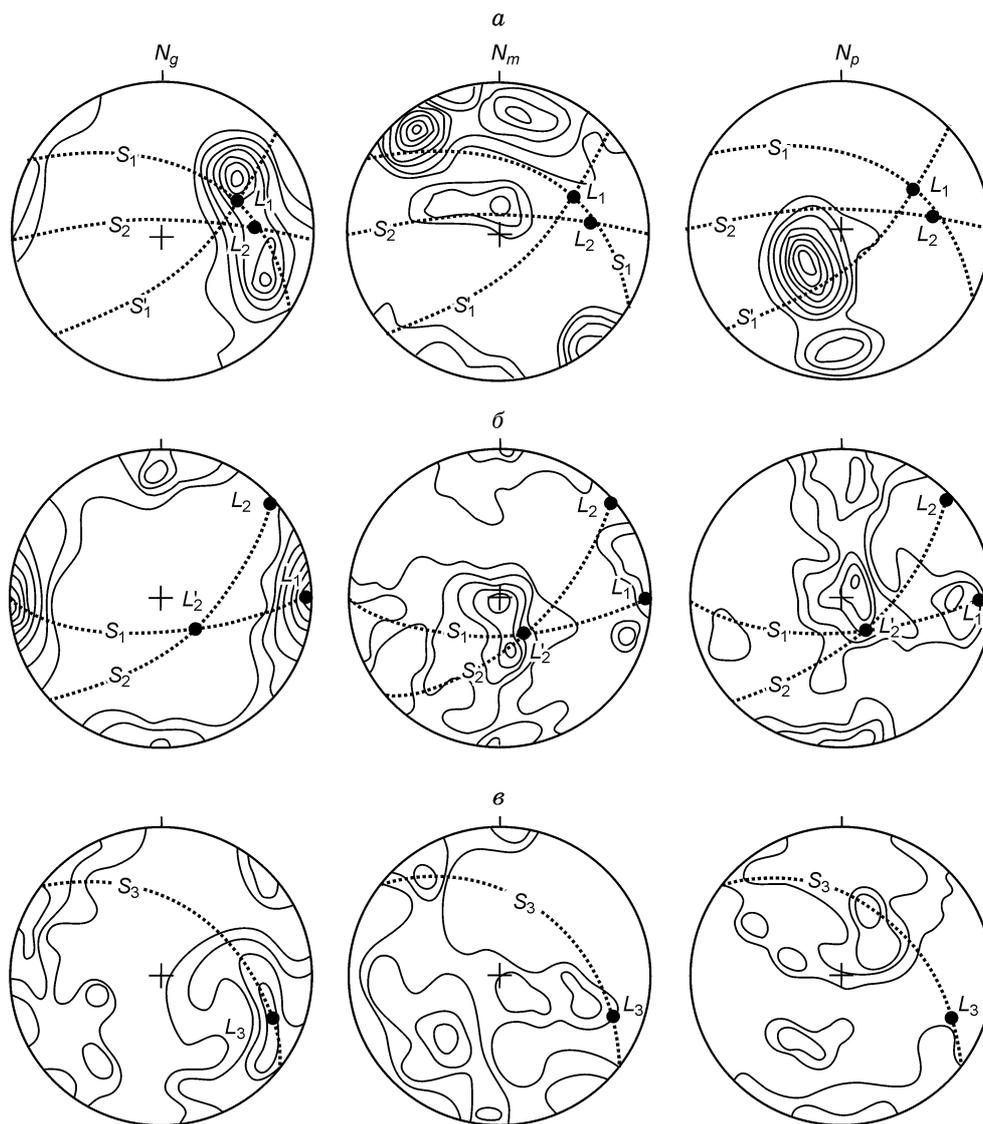
**Рис. 2. Деформационные микроструктуры оливина в дунитах:**

*а* — протогранулярная (обр. Па-77/1), *б* — порфиroleйстовая (обр. Па-31/6), *в* — мозаичная (обр. Ш-41/5), *г* — мозаично-лейстовая (обр. Па-59/2). Белые зерна — оливин, черные — хромшпинелид. Пунктирные линии — проекции плоскостей полос пластического излома.

Детальное петроструктурное изучение оливина с протогранулярной, порфиroleйстовой, мозаично-лейстовой и мозаичной микроструктурами (см. рис. 2) позволило установить *PT*-условия их формирования.

*Протогранулярный оливин* имеет довольно сложный петроструктурный узор (рис. 3, *а*), анализ которого позволяет выявить исходную и новообразованные оптические ориентировки, отражающие два этапа пластической деформации ультрамафитов. Оптическая ориентировка оливина первого этапа характеризуется наличием трех ортогональных максимумов осей  $N_g$ ,  $N_m$  и  $N_p$ , обладающих высокой плотностью (14—18 %). Максимумы  $N_g$  и  $N_m$  лежат в плоскости  $S_1$ , при этом максимум  $N_g$  пространственно совмещен с минеральной линейностью. Максимум  $N_p$  располагается нормально к  $S_1$ . Этот узор отражает пластическую деформацию оливина механизмом внутрикристаллического скольжения по наиболее высокотемпературной системе (010) [100] с последующей рекристаллизацией отжига. Трансляционное скольжение реализовалось в условиях осевой деформации в режиме низкой скорости и высокой температуры. При этом оси  $N_p$  стремятся ориентироваться вдоль направления сжатия ( $\sigma_3$ ), а оси  $N_g$  — параллельно  $L_1$  и согласно оси растяжения  $\sigma_1$  [14]. Экспериментально установлено, что наиболее высокотемпературное трансляционное скольжение осуществляется при температурах 1100—1300 °С, низком стрессе (10—20 МПа) и медленной скорости ( $\epsilon < 10^{-8} \text{ c}^{-1}$ ) [15]. При повышенных температурах пластическая деформация сменяется первичной статической рекристаллизацией отжига, осуществлявшейся за счет упругодеформированных зерен [16, 17]. В процессе отжига энергия деформации становится минимальной при сохранении высокой межгранной свободной энергии, способствующей возникновению большеугловых границ, разрастанию свободных от напряжений зерен оливина, осуществлявшихся посредством миграции границ, которые захватывали дислокации, локализованные в деформированных индивидах. В результате сформировалась крупнозернистая протогранулярная микроструктура ненапряженных оливиновых индивидов с неправильными плавными границами, сходящимися под углом 120°. Первый этап завершился формированием кливажа течения  $S'_1$ , нормального максимуму  $N_m$ , предполагающего трансляционное скольжение по менее высокотемпературной системе (001) [100] (см. рис. 3, *а*), что фиксирует смену термического режима деформации с прогрессивного на регрессивный.

Второй этап пластических деформаций проявился в смене осевых деформаций на сдвиговые в процессе перемещения ультрамафитов в верхние части земной коры в условиях понижения температуры (ниже 1000 °С), возрастания напряжений (до 120 МПа) и увеличения скорости ( $\epsilon > 10^{-5} \text{ c}^{-1}$ ) [15]. В результате данной инверсии сформировалась новая система уплощенности зерен оливина  $S_2$  с линейностью  $L_2$ , которая находит отражение в усложнении петроструктурного узора этого минерала (см. рис. 3, *а*). На начальной стадии сдвига активизация системы скольжения в зернах оливина, наследуемой от предыдущего этапа, сопровождалась усилением плотности концентрации реликтового  $N_g$ -максимума. Последующее развитие процесса выразилось в активизации новой дополнительной системы скольжения, что



**Рис. 3. Петроструктурные узоры оливина в дунитах.**

Деформационные микроструктуры оливина: *a* — протогранулярная (обр. Па-55/4), *б* — порфиroleйстовая (обр. Па-31/6), *в* — мозаичная (обр. Ш-41/5). Диаграммы построены по 100 замерам осей оптической индикатрисы. Изолинии 1-2-4-6-8-10-12-14 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечные линии — плоскости минеральной уплощенности (*S*) с линейностью (*L*).

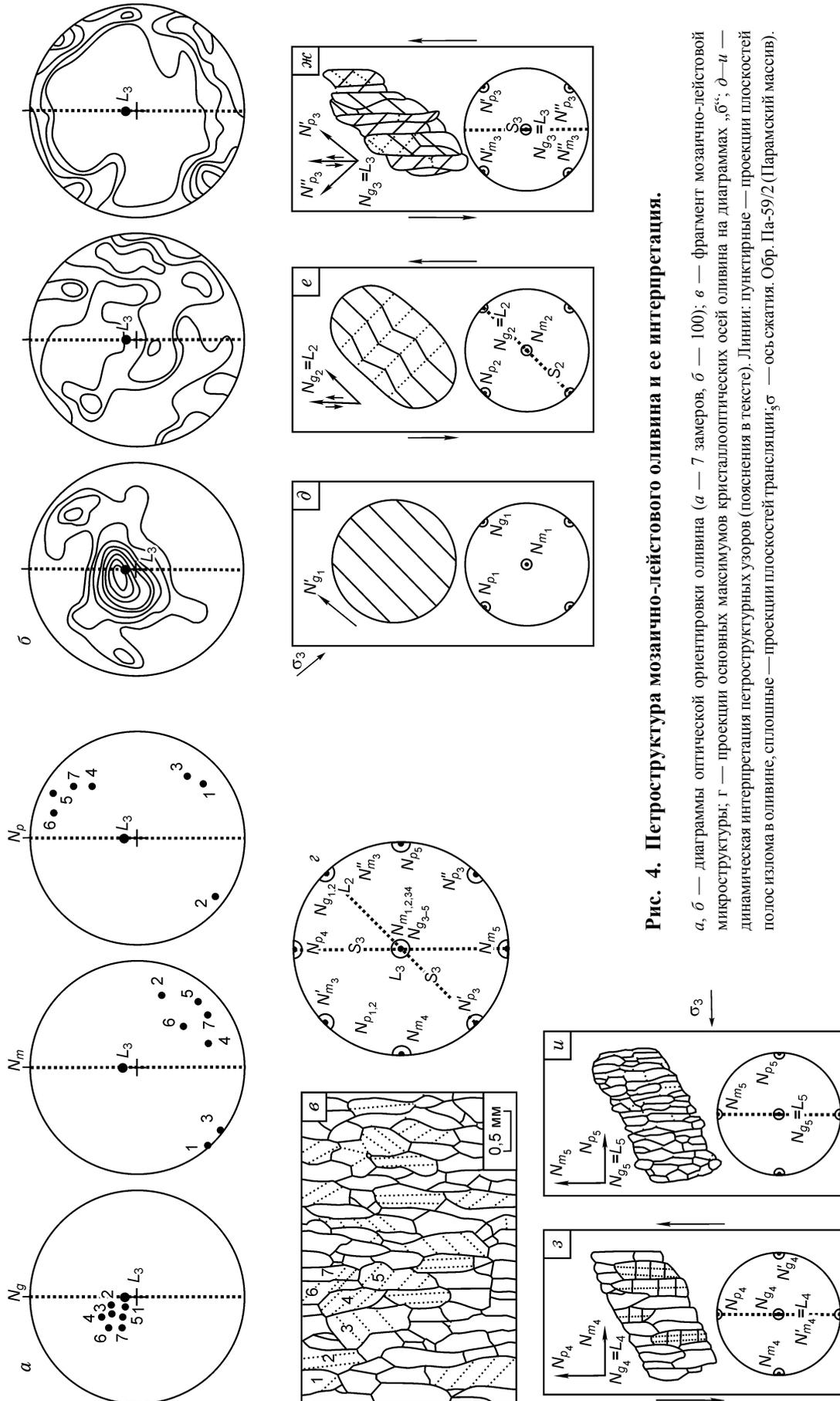
привело к образованию узора с двумя максимумами  $N_g$ , симметричными к  $S_2$  и  $L_2$ . В целом пластическая деформация оливина на этом этапе контролировалась трансляционным скольжением по (001) [100] с незначительным проявлением синтектонической рекристаллизации, которая фиксируется формированием локального максимума  $N_p$ , нормального к  $S_2$ .

Таким образом, петроструктура протогранулярного оливина свидетельствует как о глубинных мантийно-коровых, так и малоглубинных коровых пластических деформациях ультрамафитов, связанных с формированием и последующими перемещениями ультрамафитов в верхние этажи литосферы.

*Порфиroleйстовый оливин* также обнаруживает сложную оптическую ориентировку (см. рис. 3,б), петроструктурная интерпретация которой представляется в следующем виде. На раннем этапе деформации сформировался узор с  $N_g$ -максимумом в плоскости минеральной уплощенности  $S_1$ , который совмещен с  $L_1$ . Перпендикулярно к  $L_1$  располагаются совмещенные пояса осей  $N_m$  и  $N_p$ . Такой петроструктурный узор оливина обусловлен пластической деформацией, осуществлявшейся механизмом трансляционного скольжения по системе  $\{0kl\}[100]$ . Стремление осей  $N_p$  обособляться в локальный максимум, нормальный к  $S_1$ , свидетельствует о проявлении наиболее высокотемпературного трансляци-

онного скольжения по (010) [100] в условиях осевого сжатия. Этот этап соответствует формированию протогранулярного оливина. Последующий этап пластического течения связан со сдвиговой деформацией в плоскости  $S_1$ , что нашло отражение в появлении минеральной уплощенности  $S_2$ ,  $L_2$ , а также в преобразовании  $N_g$ -максимума в пояс с двумя сопряженными максимумами, симметричными по отношению к  $S_2$  и  $L_2$  (см. рис. 3,а). С возрастанием деформации линейность  $L_2$  из субгоризонтального положения дискретно переориентируется в субвертикальное ( $L'_2$ ) согласно с  $N_m$ -максимумом, совмещенным с осью внешнего вращения ( $\sigma_2$ ). Петроструктурный узор с двумя сопряженными максимумами  $N_g$  обусловлен возникновением двух множеств зерен оливина с плоскостями трансляционного скольжения  $\{0kl\}$  [100], при этом наиболее благоприятно ориентированными являются зерна с плоскостью скольжения, близкой к плоскости сдвига. Индивиды с плоскостью скольжения, субнормальной к плоскости сдвига, оказываются неблагоприятно ориентированными, и их доля с возрастанием деформации уменьшается. Подобные петроструктурные узоры получены экспериментально в процессе деформации кристаллического льда при углах сдвига  $35^\circ$  [17]. С возрастанием деформации увеличивается роль синтетектонической рекристаллизации. Ориентировка мелких зерен оливина в рекристаллизованном мозаичном агрегате полностью соответствует ориентировке в порфиroleйстах [6], что свидетельствует о сингенетичности их петроструктурных узоров. Наличие многочисленных полос излома в оливине говорит о неоднородной пластической деформации кристаллического агрегата, осуществлявшейся при снижении температуры ( $T \sim 1000\text{—}750^\circ\text{C}$ ), значительных напряжениях (100—120 МПа) и высокой скорости ( $\dot{\epsilon} > 10^{-5}\text{ c}^{-1}$ ) [15] в верхних частях земной коры в процессе перемещения ультрамафитов по глубинным надвигам.

*Мозаично-лейстовый оливин* имеет строгую предпочтительную ориентировку как по форме зерен, так и по их внутреннему строению (рис. 4,а—г). Оси  $N_g$  образуют очень сильный максимум (14 %), пространственно совмещенный с линейностью ( $L_3$ ) индивидов оливина (см. рис. 4,а, б). Оси  $N_m$  имеют сложный узор ориентировки, состоящий из двух поясов концентраций, в которых отмечаются четыре максимума. Один из них пространственно совмещается с максимумами  $N_g$  и  $L_3$ , второй — перпендикулярен к плоскости уплощенности  $S_3$ , два других располагаются субгоризонтально к  $L_3$  и симметрично к  $S_3$ . Оси  $N_p$  концентрируются в горизонтальный пояс, нормальный к  $L_3$ , с двумя ярко выраженными и симметричными к  $S_3$  максимумами, перпендикулярно которым намечается тенденция к поясовому расположению осей  $N_g$  и  $N_m$ . Детальный анализ петроструктурного узора позволяет предложить двухэтапную модель его формирования. Первый этап соответствует осевым высокотемпературным деформациям, протекающим в глубинных мантийно-коровых условиях. На этом этапе образовался ортогональный узор с максимумами  $N_g$  и  $N_m$  в плоскости пластического течения и нормального к ней максимума  $N_p$  (см. рис. 4,д), обусловленный трансляционным скольжением в оливине по наиболее высокотемпературной системе (010)[100]. Второй коровый этап пластических деформаций осуществлялся в такой последовательности. На начальной стадии в результате смены осевой деформации на сдвиговую сформировалась минеральная уплощенность  $S_2$  и  $L_2$  (см. рис. 4,е). При этом пластические деформации осуществлялись трансляционным скольжением в оливине по высокотемпературной системе (010)[100] с образованием многочисленных полос излома. На этой стадии максимум  $N_g$  совмещается с  $L_2$ , а нормально к  $S_2$  располагается максимум осей  $N_p$ . В последующую стадию при существенном увеличении скорости пластического течения в режиме сдвига происходит интенсивное расчленение индивидов оливина на параллельные лейсты ( $S_3$ ) вдоль плоскости сдвига (см. рис. 4,ж). В результате интенсивной деформации происходит активное вращение кристаллической решетки оливина вокруг оси внешнего вращения ( $\sigma_2$ ), которая располагается на пересечении  $S_2$  и плоскости сдвига и определяет направление пластического течения  $L_3$ . Оптическая ориентировка на этой стадии продолжает контролироваться высокотемпературным скольжением по (010)[100], при этом оси  $N_g$  стремятся ориентироваться вдоль направления пластического течения и образуют сильный максимум, совпадающий с  $L_3$ , а оси  $N_m$  и  $N_p$  локализуются в два совмещенных максимума, расположенных симметрично  $S_3$  (см. рис. 4,ж). В третью регрессивную стадию происходила смена высокотемпературных систем трансляционного скольжения низкотемпературными  $\{0kl\}$  [100]  $\rightarrow$  (001)[100]  $\rightarrow$  (100)[001], что способствовало усилению  $N_g$ -максимума и появлению  $N_m$ -максимума, совмещенных с  $L_3$  (см. рис. 4,з). На заключительной стадии возрастает роль синтетектонической рекристаллизации, что фиксируется появлением локального максимума  $N_p$ , перпендикулярного  $S_3$  (см. рис. 4,и). Такая последовательность развития петроструктурного узора мозаично-лейстового оливина хорошо согласуется с кинематической моделью „Е“ происхождения предпочтительных ориентировок оливина, полученных экспериментально [18]. Мозаично-лейстовая микроструктура оливина в дунитах и гарцбургитах сформировалась в зонах пластических течений в результате очень интенсивных деформаций, которые реализовались в режиме снижения температур в значительном интервале ( $T \sim 1200\text{—}600^\circ\text{C}$ ), высокого стресса (150—200 МПа), возрастающей скорости деформации ( $\dot{\epsilon} > 10^{-5}\text{ c}^{-1}$ ) и увеличения роли синтетектонической рекристаллизации [15].



**Рис. 4. Петроструктура мозаично-лейстового оливина и ее интерпретация.**

*а, б* — диаграммы оптической ориентировки оливина (*а* — 7 замеров, *б* — 100); *е* — фрагмент мозаично-лейстовой микроструктуры; *г* — проекция основных максимумов кристаллооптических осей оливина на диаграммах „*б*“; *д-и* — динамическая интерпретация петроструктурных узоров (пояснения в тексте). Линии: пунктирные — проекции плоскостей полос излома в оливине, сплошные — проекции плоскостей трансляции;  $\sigma_3$  — ось сжатия. Обр. Па-59/2 (Парамский массив).

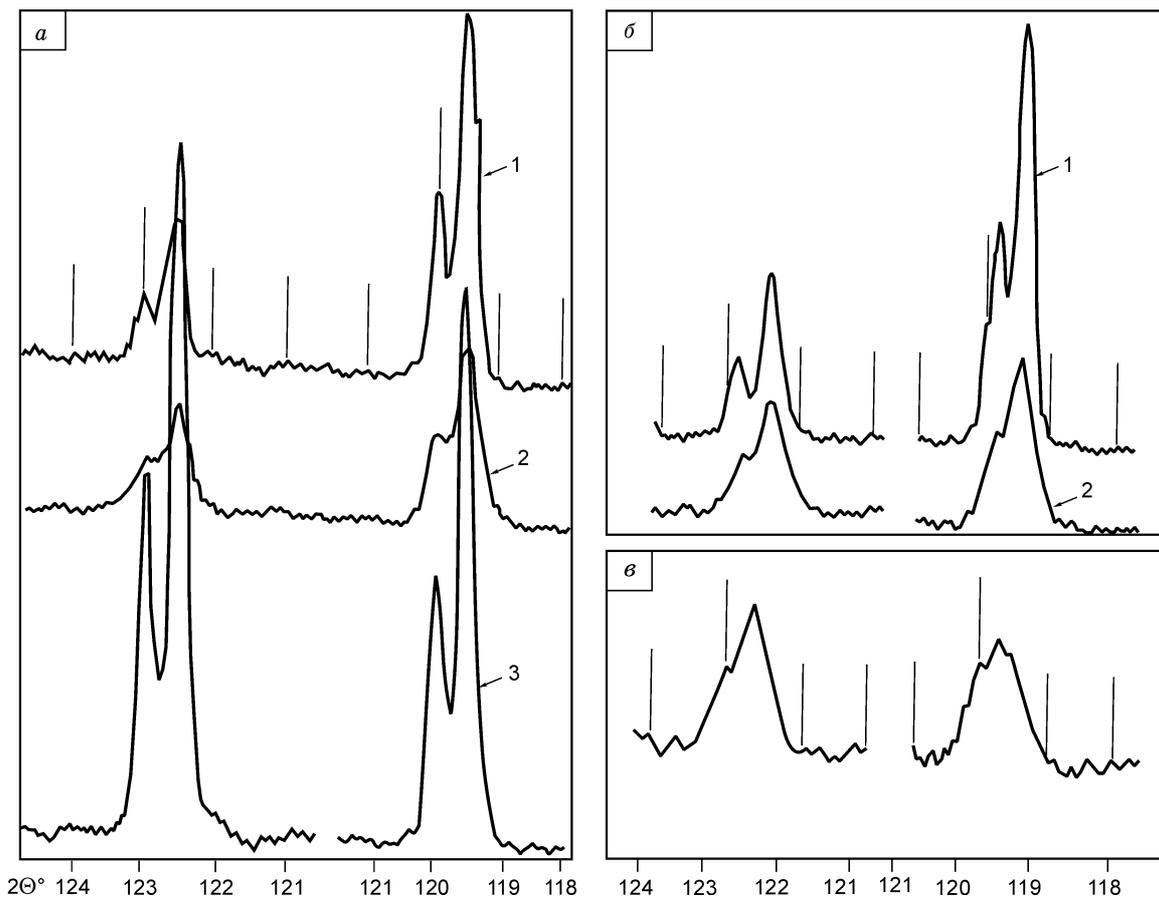
*Мозаичный оливин* предпочтительно оптической ориентировки (см. рис. 3,б). Оси  $N_g$ ,  $N_m$  и  $N_p$  образуют ортогональные максимумы, при этом  $N_g$  располагается вблизи  $L_3$ , а  $N_m$  субнормален к  $S_3$ . Максимумы  $N_g$  и  $N_m$  имеют тенденцию к растягиванию в пояса нормально максимуму  $N_p$ . Отмечается также слабая концентрация осей  $N_p$  перпендикулярно к  $S_3$ . Установленная петроструктура мозаичного оливина обусловлена главным образом трансляционным скольжением по системе (001)[100], под структурным контролем которого протекала синтетектоническая рекристаллизация, способствующая тенденции осей  $N_p$  локализоваться в максимум, нормальный к  $S_3$ . Подобные петроструктурные узоры оливина распространены в синтетектонически рекристаллизованных дунитах и установлены экспериментально [1, 14, 15]. Синтетектоническая рекристаллизация, очевидно, осуществлялась миграцией границ зерен в условиях осевой деформации при большой скорости и высоких температурах, когда она наиболее эффективна [17].

**Рентгенографическое исследование.** В ранее проведенных рентгенографических исследованиях оливина отмечалось, что изменение интенсивности дифракционных линий зависит от сдвига ионной составляющей силы связи Mg—O в сторону более ковалентной, а отношения интенсивностей линий 020/ $hkl$  могут отражать условия их образования [1, 19, 20]. Полученные нами результаты показывают, что отношения интенсивностей дифракционных линий 020/ $hkl$  (при малых  $2\theta = 20\text{--}42^\circ$ , где  $hkl$  — линии: (130), (131), (112)) и характер расщепления дублета  $K_{\alpha_{1,2}}$  для профилей двух линий (192) и (0.10.0) (при больших  $2\theta = 119,5\text{--}122,5^\circ$ ) являются чувствительными к микроскажениям решетки оливина и зависят от механизмов и интенсивности проявления пластической деформации [21]. Установлено, что отношения интенсивностей дифракционных линий в оливинах уменьшаются (от 0,6 до 0,3) от протогранулярного типа к мезогранулярному (см. таблицу). При этом дублет  $K_{\alpha_{1,2}}$  для протогранулярного оливина расщеплен (рис. 5,а), а переход к мезогранулярному типу сопровождается ухудшением расщепления дублета и уширением линий, что обусловлено пластическими деформациями и механизмом трансляционного скольжения. Отношения интенсивностей 020/ $hkl$  увеличиваются в оливинах при возрастании роли синтетектонической рекристаллизации и ее преобладании над трансляционным скольжением в ряду микроструктур: мезогранулярная → порфиroleйстовая, мозаично-лейстовая → порфирокластовая → мозаичная (0,3 → 0,8 → 0,9 → 1,3 соответственно). В порфиroleйстовом и мозаично-лейстовом типах оливина, образовавшихся в результате наиболее интенсивного трансляционного скольжения и синтетектонической рекристаллизации, способствующих возрастанию плотности дислокаций, отмечается уменьшение разрешения дублета (см. рис. 5,б). Для порфирокластового и мозаичного типов, являющихся результатом доминирующей синтетектонической рекристаллизации с уменьшением плотности дислокаций, характерно резкое улучшение расщепления дублета и уменьшение ширины линий (см. рис. 5,а). При вторичной рекристаллизации отжига пластически деформированных ультрамафитов отношения интенсивностей 020/ $hkl$  резко уменьшаются и приобретают минимальные значения в мозаично-паркетовидных оливинах (0,2). Переход от мезогранулярного типа к мозаично-паркетовидному проявляется в полном отсутствии

Соотношение интенсивностей дифракционных линий 020/ $hkl$  в оливинах

Номер образца	$\frac{020}{130}$	$\frac{020}{131}$	$\frac{020}{112}$	Номер образца	$\frac{020}{130}$	$\frac{020}{131}$	$\frac{020}{112}$
<i>Протогранулярный</i>				<i>Мозаичный</i>			
Па-55/5	0,53	0,52	0,47	Ш-41/5	1,32	1,03	0,82
Ш-33/6	0,58	0,74	0,76	<i>Порфиroleйстовый</i>			
$\bar{x}$	0,55	0,63	0,62	Па-31/6	0,57	0,41	0,50
<i>Мезогранулярный</i>				Ш-2/2	0,95	0,99	0,96
Па-59/1	0,41	0,43	0,37	$\bar{x}$	0,76	0,70	0,73
Ш-25/2	0,42	0,33	0,30	<i>Мозаично-лейстовый</i>			
Ш-27/6	0,61	0,26	0,47	Па-59/2	0,63	0,52	0,34
$\bar{x}$	0,48	0,34	0,38	Ш-1/3	0,98	0,91	0,96
<i>Порфирокластовый</i>				$\bar{x}$	0,80	0,72	0,65
Па-26/9	0,63	0,47	0,45	<i>Мозаично-паркетовидный</i>			
Ш-64/1	1,26	1,30	1,12	Па-22/3	0,26	0,23	0,21
$\bar{x}$	0,95	0,88	0,79				

Примечание. Массивы: Па — Парамский, Ш — Шаманский,  $\bar{x}$  — среднее значение. Съемка рентгенограмм проводилась на дифрактометре ДРОН-1 (Co- $K_{\alpha}$ -излучение) на кафедре физики металлов Томского госуниверситета, оператор А.А. Тухфатуллин.



**Рис. 5.** Профили дифракционных линий (192) и (0.10.0) для пластически деформированных оливинов.

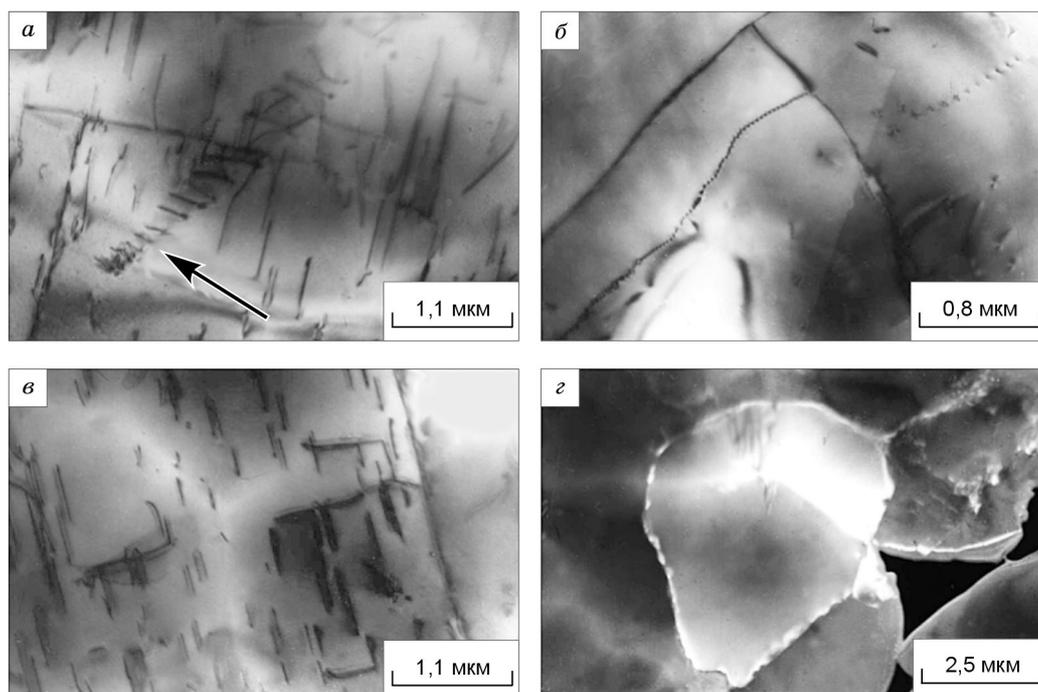
Дифракционные линии (192) —  $2\theta = 119,5^\circ$ , (0.10.0) —  $2\theta = 122,5^\circ$ . Деформационные микроструктуры оливина: *a* — протогранулярная (1), мезогранулярная (2) и порфирокластовая (3); *б* — порфиroleйстовая (1), мозаично-лейстовая (2); *в* — мозаично-паркетовидная.

расщепленности дублета в последнем (см. рис. 5,в). Очевидно, отжиг способствовал дезинтеграции на субблоки интенсивно деформированных трансляционным скольжением оливинов с очень искаженной решеткой.

Следует отметить, что в процессе пластических деформаций изученных ультрамафитов параметры кристаллической решетки оливина остаются практически неизменными ( $a \approx 4,755$ ;  $b \approx 10,215$ ;  $c \approx 5,990$  Å).

**Электронно-микроскопическое исследование.** Электронно-микроскопическое исследование оливинов из ультрамафитов подтверждает неоднородность их пластического деформирования [21]. Наименее деформированный протогранулярный оливин имеет неоднородную дислокационную субмикроструктуру, для которой характерно наличие свободных от дислокаций областей с глобулярной субмикроструктурой, разделенных зонами с высокой плотностью ( $1\text{--}3 \cdot 10^9 \text{ см}^{-2}$ ) дислокаций (рис. 6,а), которыми, очевидно, являются полосы пластического излома. Участки с повышенной плотностью дислокаций формируют полигональную структуру с размером полигонов 1—3 мкм, которые характеризуются наличием плоских дислокационных скоплений (см. рис. 6,а, отмечено стрелкой), а также прямолинейными дислокациями высокой протяженности. Наличие плоских дислокационных скоплений и отсутствие поперечного скольжения дислокаций и их климба свидетельствуют о пластических деформациях при умеренных температурах, которым подвергался протогранулярный оливин.

Характерной особенностью дислокационной субмикроструктуры порфиroleйстового оливина, насыщенного многочисленными полосами пластического излома, является наличие построенных из стенок краевых дислокаций малоугловых границ (см. рис. 6,б) со случайными дислокациями сложной формы. Устанавливается более однородная дислокационная субмикроструктура. Отмечается достаточно высокая плотность ( $5 \cdot 10^9 \text{ см}^{-2}$ ) равномерно распределенных дислокаций сложной формы и диполей (см. рис. 6,в),



**Рис. 6. Электронно-микроскопическое изучение оливинов.**

Деформационные микроструктуры оливина: *а* — протогранулярная, *б, в* — порфиroleйстовая, *г* — мозаично-паркетовидная. Пояснения в тексте.

свидетельствующих о развитии поперечного скольжения и климба дислокаций. Такая дислокационная субмикроструктура свидетельствует о пластических деформациях при высоких температурах, сопровождаемых процессами дислокационного возврата.

Мозаично-лейстовый оливин характеризуется наличием глобул с различным строением. В некоторых из них отмечается атомное упорядочение. Полосовые дислокационные субмикроструктуры с углом разориентации  $2\text{--}3^\circ$  представлены случайными дислокациями сложной формы и кликоидами, свидетельствующими о развитии интенсивного поперечного скольжения и климба дислокаций. Наряду с дислокационной субмикроструктурой отмечается субзерновая с размером субзерен  $5\text{--}8$  мкм. Установленная субмикроструктура мозаично-лейстового оливина отражает развитие пластических деформаций, которые осуществлялись при высоких температурах, благоприятных для протекания синтетонической рекристаллизации. Отмеченное выше снижение разрешения дублета  $K_{\alpha_{1,2}}$  рентгеновских отражений в порфиroleйстовом и мозаично-лейстовом типах оливина (см. рис. 5,б) действительно связано с интенсивной трансляцией и формированием субструктуры с высокой плотностью дислокаций.

Значительная неоднородность субмикроструктуры устанавливается для паркетовидного оливина, образовавшегося на месте пластически деформированных оливинов в результате термического воздействия на них более поздних интрузий габбро, с ними контактирующих. Эта неоднородность выражается в наличии двух областей: с субблоковой микроструктурой при отсутствии избыточных дислокаций (см. рис. 6,г) с размером блоков  $d = 2\text{--}6$  мкм и с высокой плотностью дислокаций сложной формы и дислокационных петель, что подтверждается отсутствием расщепления дублета  $K_{\alpha_{1,2}}$  рентгеновских отражений (см. рис. 5,в). Такая структура свидетельствует об интенсивных процессах дислокационного возврата, полигонизации, развитии зародышей рекристаллизации и сопутствующей неоднородной пластической деформации.

Из результатов электронно-микроскопического исследования оливинов следует, что температуры синметаморфического пластического деформирования последовательно повышаются в ряду микроструктур: протогранулярная—порфиroleйстовая—мозаично-паркетовидная—мозаично-лейстовая.

#### ВЫВОДЫ

Комплексное петрологическое исследование с использованием методов структурного картирования и петроструктурного анализа позволили установить анизотропию в изученных ультрамафитах офиолитовых массивов на мега-, мезо- и микроуровнях.

В результате среднемасштабного геологического картирования с применением геометрического анализа установлена иерархическая последовательность формирования складчатых и линейных структур пластического течения, отражающих мега- и мезоанизотропное внутреннее строение ультрамафитовых массивов.

На микроуровне в дунитах и гарцбургитах идентифицированы следующие основные микроструктурные типы оливина: протогранулярный, мезогранулярный, порфинокластовый, порфиroleйстовый, мозаичный, мозаично-лейстовый и паркетовидный. Анализ распределения выделенных микроструктур в массивах позволяет обнаружить динамометаморфическую зональность и установить последовательность наложенных пластических деформаций. Микроструктурная анизотропность дунитов и гарцбургитов подтверждается петроструктурным анализом, позволяющим установить в них предпочтительные ориентировки оливина как по форме, так и внутреннему строению, которые также закономерно связаны с элементами внутренней структуры массивов. Анализ петроструктурных узоров оливина позволил установить механизмы, термодинамические условия и последовательность реализации пластических деформаций в ультрамафитах. В глубинных мантийно-коровых условиях в ультрамафитах сформировалась прото- и мезогранулярная микроструктуры оливина. На этом этапе оливин в ультрамафитах претерпел соосные пластические деформации в условиях значительных температур ( $T \approx 1100\text{—}1300\text{ }^\circ\text{C}$ ), медленной скорости ( $\dot{\epsilon} < 10^{-8}\text{ с}^{-1}$ ) и низком стрессе ( $\sigma = 10\text{—}20\text{ МПа}$ ), которые реализовались главным образом высокотемпературным трансляционным скольжением и статической рекристаллизацией отжига. На последующем этапе перемещения и консолидации в земной коре оливин в ультрамафитах испытал пластическое течение в условиях сочетания сдвиговых и несоосных деформаций в режиме возрастания скорости, увеличения стресса и широкого интервала температур. Деформации в оливине реализовались как высокотемпературным, так и низкотемпературным трансляционным скольжением при возрастающей роли синтетектонической рекристаллизации, что находит отражение в эволюции микроструктур оливина: порфинокластовая, порфиroleйстовая, мозаичная и мозаично-лейстовая.

Петроструктурная неоднородность ультрамафитов подтверждается результатами рентгеноструктурного изучения внутренних напряжений в кристаллической структуре оливина. Впервые установлено, что отношения интенсивностей дифракционных линий  $020/hkl$  ( $2\theta = 20\text{—}42^\circ$ , где  $hkl$  — линии (130), (131), (112)) и характер расщепления дублета  $K_{\alpha_{1,2}}$  для профилей двух линий (192) и (0.10.0) ( $2\theta = 119,5\text{—}122,5^\circ$ ) являются чувствительными к пластической деформации оливина и зависят от механизмов и интенсивности ее проявления. Отмечено, что отношения интенсивностей дифракционных линий в оливинах от прото- к мезогранулярному типу уменьшаются (от 0,7 до 0,3). При этом наблюдается ухудшение расщепления дублета  $K_{\alpha_{1,2}}$  и уширение линий, что, очевидно, связано с увеличением степени пластических деформаций, осуществляемых механизмом трансляционного скольжения. С возрастанием роли синтетектонической рекристаллизации в ряду микроструктурных типов: мезогранулярный  $\rightarrow$  порфиroleйстовый, мозаично-лейстовый  $\rightarrow$  порфинокластовый  $\rightarrow$  мозаичный отмечается увеличение отношения интенсивностей  $020/hkl$  до 1,3. При этом в порфиroleйстовом и мозаично-лейстовом типах оливина расщепление дублета  $K_{\alpha_{1,2}}$  уменьшается, что свидетельствует о значительной плотности дислокаций, накопленных в результате интенсивного трансляционного скольжения. Для порфинокластового и мозаичного типов отмечается значительное улучшение расщепления дублета, что обусловлено уменьшением плотности дислокаций в результате доминирующей синтетектонической рекристаллизации. Для мозаично-паркетовидного оливина характерны минимальные значения  $020/hkl$  (0,2) и полное отсутствие расщепленности дублета. Вторичная рекристаллизация отжига, очевидно, является незавершенным процессом, при котором образовались субблоки рекристаллизованного оливина и сохранились индивиды, интенсивно деформированные трансляционным скольжением.

Электронно-микроскопическим исследованием установлена внутренняя структура оливинов, в различной степени деформированных. Протогранулярный оливин характеризуется главным образом глобулярной субмикроструктурой, в которой отмечаются зоны с высокой ( $2 \cdot 10^9\text{ см}^{-2}$ ) плотностью дислокаций, очевидно, соответствующие полосам пластического излома. Отмечаемые плоские дислокационные скопления свидетельствуют о развитии наложенных деформаций при умеренных температурах.

В порфиroleйстовом и мозаично-лейстовом типах оливина наблюдается достаточно однородная дислокационная субмикроструктура с высокой плотностью дислокаций ( $5 \cdot 10^9\text{ см}^{-2}$ ), отражающая развитие поперечного скольжения и климба и обусловленная интенсивным трансляционным скольжением, сопровождаемым процессами возврата. В мозаично-лейстовом оливине возрастает роль субзерновой субмикроструктуры, возникающей в результате высокотемпературной синтетектонической рекристаллизации.

Для оливина паркетовидного типа характерна субблоковая микроструктура и незначительная плотность дислокаций. Такая субмикроструктура отражает интенсивное развитие процессов дислокационного

возврата и полигонизации, протекающих, очевидно, при термическом воздействии на ультрамафиты более поздних интрузий габбро.

Таким образом, результаты комплексного исследования свидетельствуют, что ультрамафиты из Парамского и Шаманского офиолитовых массивов в процессе перемещения к поверхности вдоль глубинных надвигов претерпели в нижней коре осевые пластические деформации ( $T \approx 1100\text{—}1300\text{ }^\circ\text{C}$ ;  $\varepsilon < 10^{-8}\text{ c}^{-1}$ ;  $\sigma = 10\text{—}20\text{ МПа}$ ), а затем в верхней коре испытали сдвиговые и взбрососдвиговые деформации ( $T \sim 1200\text{—}600\text{ }^\circ\text{C}$ ;  $\sigma = 150\text{—}200\text{ МПа}$ ;  $\varepsilon > 10^{-5}\text{ c}^{-1}$ ). Следует предположить, что в тектонической эволюции Муйского офиолитового пояса, вероятно, вначале были проявлены надвиговые структуры, которые позднее сменились субмеридиональными сдвигами, либо сдвигонадвигами.

Автор признателен А.Д. Коротаеву, А.А. Тухфатуллину и Ю.И. Почивалову за выполнение и обсуждение результатов рентгенографического и электронно-микроскопического изучения оливинов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Гончаренко А.И.** Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1989, 398 с.
2. **Добржинская Л.Ф.** Деформация магматических пород в условиях глубинного тектоногенеза. М., Наука, 1989, 288 с.
3. **Пучков В.Н.** Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале // Геодинамика, 1996, № 2, с. 16—33.
4. **Савельева Г.Н.** Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М., Наука, 1987, 246 с.
5. **Гончаренко А.И., Чернышов А.И.** Деформационная структура и петрология нефритоносных гипербазитов. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1990, 200 с.
6. **Чернышов А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Бетхер О.В.** Петроструктурная эволюция ультрамафитов. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1997, 160 с.
7. **Гончаренко А.И., Чернышов А.И.** Деформация и петроструктура гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геология и геофизика, 1980, № 10, с. 61—71.
8. **Nicolas A.** Structural mapping in the Oman ophiolites: mantle diapirism along an oceanic ridge // Tectonophysics, 1988, v. 151, № 1/4, p. 27—56.
9. **Гончаренко А.И., Чернышов А.И.** О генезисе дунитов в офиолитах Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Эволюция офиолитовых комплексов (Тез. докл. Всесоюз. симпозиума). Свердловск, 1981, с. 29.
10. **Boudier F., Nicolas A.** Structural control on partial melting in Lanzo peridotites // Magma genesis. Bull. 96 / H. Dicked. Oregon, Dpt. Geology, 1977, p. 63—78.
11. **Чиков Б.М.** Сдвиговые течения минеральных масс в линейных зонах (природа и формы проявления) // Геология и геофизика, 1989, № 12, с. 19—28.
12. **Велинский В.В., Ковязин С.В., Банников О.Л.** Дегидратация серпентина и роль вторичного минералообразования в гипербазитах // Геология и геофизика, 1983, № 6, с. 78—85.
13. **Mercier J.C., Nicolas A.** Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts // J. Petrol., 1975, v. 6, p. 454—487.
14. **Ave Lallemand H.G.** Mechanisms of preferred orientations of olivine in tectonite peridotite // Geology, 1975, v. 3, № 11, p. 653—656.
15. **Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M.** Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // Amer. J. Sci., 1973, № 10, p. 853—876.
16. **Вернон Р.Х.** Метаморфические процессы. М., Недра, 1980, 226 с.
17. **Николя А.** Основы деформации горных пород. М., Мир, 1992, 168 с.
18. **Kunze F.R., Ave Lallemand N.G.** Non-coaxial experimental deformation of olivine // Tectonophysics, 1981, v. 74, p. 1—13.
19. **Велинский В.В., Пинус Г.В.** Оливины со спайностью и их петрогенетическое значение // Геология и геофизика, 1969, № 5, с. 46—54.
20. **Курода Е., Мацухиса И.** О кристаллической структуре оливина // Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. II. М., 1970, с. 169—180.
21. **Чернышов А.И., Коротаев А.Д., Тухфатуллин А.А. и др.** Микроструктуры пластически деформированных оливинов из ультрамафитов офиолитовых комплексов // Проблемы петрологии и минералогии мафит-ультрамафитовых комплексов Сибири. Вып. 1. Томск, 1998, с. 24—29.