

падающих на запад и рудовмещающих зон, падающих на северо-запад под углом 35...40°.

В целом, размеры выявленных АСП и степень их дифференциации свидетельствуют о широком развитии на рудопроявлении зон рассеянной мине-

рализации с мелкими гнездообразными скоплениями промышленно-значимых концентраций золота, что является, по нашему мнению, следствием неблагоприятного тектонического режима в период рудоотложения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ворошилов В.Г. Минералогическое картирование березитов как метод оценки золотоносных жил // Минералогическое картирование рудоносных территорий. — Свердловск, 1985. — С. 42–47.
2. Ворошилов В.Г. Условия формирования Центрального золоторудного поля в гранитоидах (Кузнецкий Алатау) // Руды и металлы. — 1995. — № 3. — С. 68–80.
3. Гогиберидзе Д.Г. Основные закономерности рудной локализации на участках "Ольховское" и "Медвежье" (Восточный Саян) // Известия Томского политехнического института. — 1969. — Т. 196. — С. 5–10.
4. Девис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии. Кн. 2. — М.: Недра, 1990. — 427 с.
5. Коробейников А.Ф., Мацюшевский А.В., Чесноков В.Л., Черняев Е.В. Распределение золота в интрузивных и послемагматических породах Ольховско-Чибикского рудного поля Восточного Саяна // Геология и геофизика. — 1976. — № 9. — С. 62–74.
6. Омеляненко Б.И. Околорудные гидротермальные изменения пород. — М.: Недра, 1978. — 216 с.
7. Плюшев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М. Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. — Л.: Недра, 1981. — 262 с.
8. Хазагаров А.М. Некоторые особенности локализации золотого оруденения в Ольховском рудном поле (Восточный Саян) // Геол. рудн. месторождений. — 1963. — № 3. — С. 92–96.
9. Хазагаров А.М. Влияние вмещающих пород на локализацию оруденения в золоторудных месторождениях Восточного Саяна // Известия Томского политехнического института. — 1968. — Т. 134. — С. 119–126.

УДК 552.164

ВНУТРЕННЯЯ ДЕФОРМАЦИОННАЯ СТРУКТУРА УКТУССКОГО МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

А.И. Чернышов*, В.Р. Шмелев**

*Томский государственный университет, г. Томск. E-mail: petro@ggf.tsu.ru

**Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. E-mail: shmelev@online.ural.ru

Показана анизотропная внутренняя деформационная структура Уктусского расслоенного мафит-ультрамафитового массива, сформировавшаяся в процессе трех последовательно проявившихся этапов пластического течения. Проведена типизация и динамокинематическая интерпретация микроструктур оливина и клинопироксена в дунитах и клинопироксенитах.

Уктусский мафит-ультрамафитовый массив расположен на Среднем Урале восточнее Платиноносного пояса (рис. 1). Он постоянно привлекает внимание многих исследователей [1, 2], которые, в основном, занимались изучением внутреннего строения массива, вещественного состава пород, минералов и его потенциальной рудоносностью. Нами проведено изучение внутренней деформационной структуры массива на макро- и микроуровне, результаты которого дополняют существующие представления о формировании и эволюции комплексов данного типа.

Внутренняя деформационная структура Уктусского массива

Уктусский массив имеет концентрически-зональное строение и относится к дунит-клинопироксенит-габбровой формации [1]. По многим особенностям он сопоставим с массивами Платиноносного пояса, породы которого относятся к комплексам урало-алаянского типа. В его пределах выделяются три крупных блока (рис. 1), центральные части которых сложены дунитами, а внешние — верлитами и пироксенитами, которые разделены между собой габброидами. Породы верлит-клинопироксени-

товой ассоциации являются либо кумулатами, либо реакционными образованиями, возникшими в результате воздействия габброидного расплава на консолидированные ультрамафиты.

В результате проведенного структурно-петрологического картирования нами была установлена внутренняя деформационная структура Уктусского массива. Породы, слагающие массив, постоянно обнаруживают плоскостную и линейную ориентировку минералов, часто подчеркиваемую трещинами кливажа и системой разрывных нарушений. Наиболее достоверно структурная анизотропия пород устанавливается геометрическим анализом в ориентированных образцах [3, 4] и фиксируется минеральной уплощенностью (*foliation* – S) и линейностью (L).

Геометрический анализ распределения минеральной уплощенности и линейности в породах массива позволил установить последовательно проявившиеся три этапа пластического деформирования пород (рис. 1) [5]. В первый этап (протометаморфический) сформировались плоскостные и ли-

нейные структуры субширотного простирания, фиксируемые наиболее ранней минеральной уплощенностью S_1 и линейностью L_1 (рис. 1). Структурные элементы S_1 являются контролируемыми для мелких тел хромитов, локализованных в дунитах. При этом полосчатые и линейные текстуры, наблюдаемые в хромитах, также ориентированы согласно с S_1 . Подобные взаимоотношения хромитов с наиболее ранними структурными элементами вмещающих дунитов установлены в ультрамафитовых массивах других регионов [6]. В верлитах и габброидах структурные элементы S_1 нередко представлены полосчатостью. Возможно, что структурные элементы первого этапа отражают протоматматический этап эволюции массива.

Второй этап деформации проявился в образовании плоскостных и линейных структур пластического течения северо-восточного простирания (S_2) (рис. 1), которые фиксируются в породах переориентированной минеральной уплощенностью, кливажом и сланцеватостью. Наиболее отчетливо эти структурные элементы устанавливаются в пироксе-

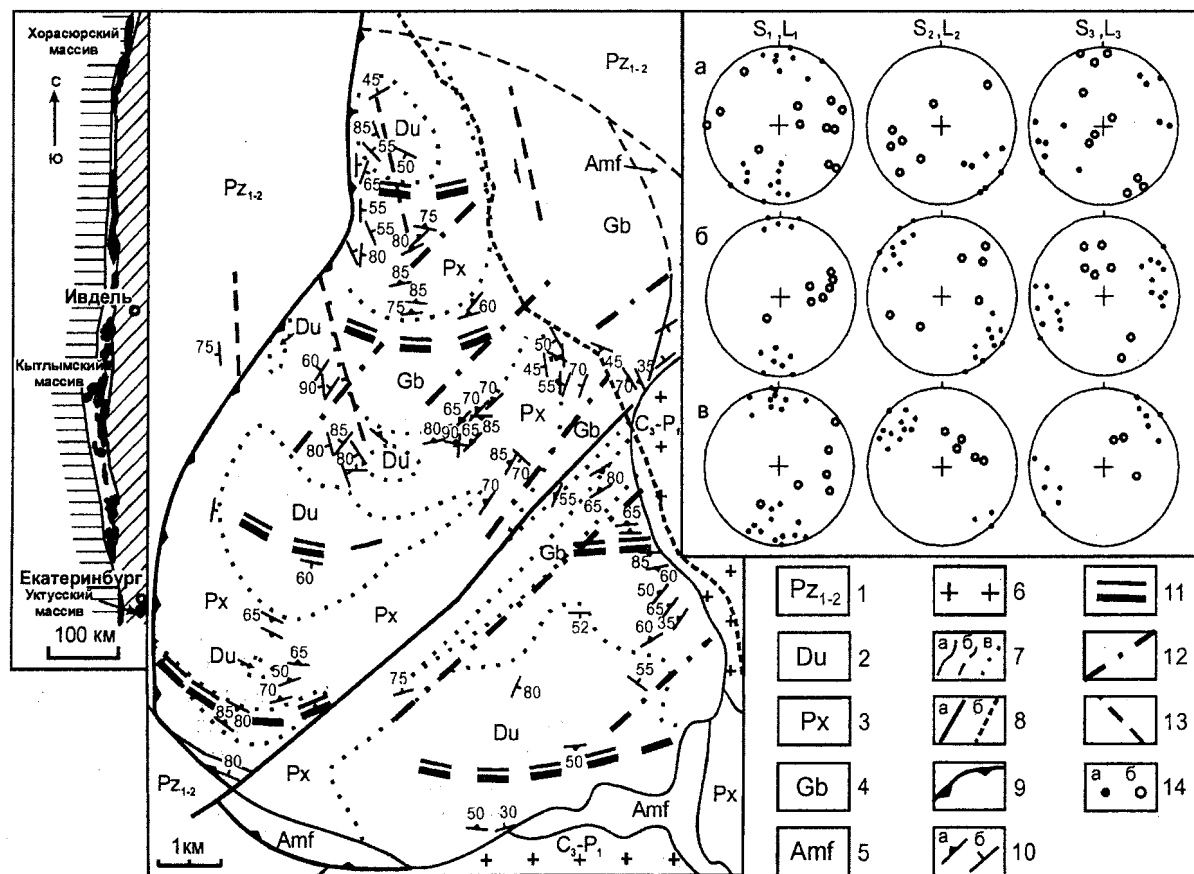


Рис. 1. Геолого-структурная схема Уктусского массива.

1) вмещающие вулканогенно-осадочные породы; 2) дуниты; 3) верлиты, клинопироксениты; 4) габброиды; 5) амфиболиты; 6) гранитоиды; 7) геологические границы достоверные (а), предполагаемые (б), петрографические границы (в); 8) тектонические нарушения прослеженные (а), предполагаемые (б); 9) плоскость надвига; 10) элементы залегания: а) минеральной уплощенности, б) кливажа и сланцеватости. Структурные линии, отражающие этапы деформации: 11) S_1 , 12) S_2 , 13) S_3 . На диаграммах: плоскостные (S) и линейные (L) структурные элементы, отражающие основные этапы деформации в породах: а) дунитах; б) верлитах, клинопироксенитах и в) габброидах. 14) полюса минеральной уплощенности (а), линейности (б). Проекция на верхнюю полусферу

Таблица. Удельная протяженность и степень ориентации граничных поверхностей зерен оливина и клинопироксена в дунитах и клинопироксенитах Уктусского массива

№ обр.	Порода	Тип структуры	P	P _{из}	P _{ор}	α
Ук-2/1	дунит	протогранулярный	8,5	8,3	0,2	2,3
Ук-1/1	клинопироксенит	протогранулярный	8,0	7,5	0,5	6,2
Ук-10/2	дунит	порфироокластовый	19,6	16,6	3,0	15,3
Ук-31/1	клинопироксенит	порфироокластовый	23,0	20,5	2,5	10,8
Ук-13/1	дунит	мозаичный	50,2	44,8	5,4	10,8
Ук-35/1	клинопироксенит	мозаичный	35,4	33,0	2,4	6,8

Примечание. Удельная протяженность граничных поверхностей зерен оливина, см/см²: P – общая, P_{из} – изометричных зерен, P_{ор} – ориентированных зерен, α – степень ориентации граничных поверхностей, %

нитах и габброидах. Временное соотношение S_1 и S_2 достоверно выявлены в габброидах. Минеральная линейность (L_2) стремится к субвертикальному положению.

Структурные элементы S_2 часто трассируются многочисленными дизъюнктивными нарушениями, наиболее крупные из которых расчленяют массив на блоки (рис. 1). Эта система плоскостных и линейных структур течения, очевидно, сформировалась при перемещении пород в верхние этажи земной коры, которое сопровождалось левосторонними сдвиговыми деформациями в зоне меридионального глубинного надвига, контролирующего локализацию массива. С третьим этапом пластических деформаций (синметаморфическим) связано образование субмеридиональных и северо-северо-западных плоскостных и линейных структур S_3 (рис. 1), субконформных к региональным структурам обрамления, и наблюдаемых, чаще всего, в западном эндоконтакте массива. Линейность L_3 не имеет строгой ориентировки и концентрируется в поясе меридионального простирания. Структуры S_3 , очевидно, образовались в результате консолидации массива в земной коре в условиях сочетания и осевых, и правосторонних сдвиговых деформаций.

Петроструктурный анализ ультрамафитов

Установленное поэтапное развитие пластических деформаций в породах Уктусского массива находит отражение в их разнообразных микроструктурных типах, типизация которых проводилась по морфологическим признакам оливина и клинопироксена [7–9]. Выделяются последовательно образовавшиеся три типа микроструктур: протогранулярный, порфироокластовый, мозаичный [10]. Отмечается закономерное пространственное распределение выделенных микроструктур оливина и клинопироксена: в северном блоке массива преобладают ультрамафиты с протогранулярной микроструктурой; в центральном – с порфироокластовой; а в южном – с мозаичной. Детальное петроструктурное изучение оливина и клинопироксена в породах с различными микроструктурами позволили установить термодинамические условия их формирования.

Протогранулярный тип микроструктуры оливина и клинопироксена устанавливается в наименее де-

формированных породах. Она характеризуется присутствием крупных зёрен оливина либо клинопироксена, которые имеют субизометричную, эллипсоидальную, реже неправильную форму зёрен, их размер варьирует от 0,5 до 6 мм, с преобладанием 1...3 мм. Зерна оливина и клинопироксена обладают минимальной протяженностью границ зёрен и низкой степенью их ориентации (таблица). Границы зерен оливина плавно изогнуты, либо прямолинейны, в тройных точках сочленения они образуют углы, преимущественно, 110...130°. Погасание минералов обычно однородное. Признаки их пластических деформаций в них иногда проявляются в слабом волнистом погасании, развитии единичных полос излома в оливине и появлении как простых, так и полисинтетических двойников в клинопироксене. В узлах сочленения крупных зёрен минералов иногда наблюдаются их мелкие рекристаллизованные зёрна.

Анализ петроструктурных узоров кристаллооптических осей протогранулярного оливина (рис. 2) свидетельствует об их формировании механизмом внутрикристаллического скольжения в результате смены систем трансляции от низкотемпературных к высокотемпературным $(001)[010] \rightarrow (110)[001] \rightarrow \{0kl\}[100] \rightarrow (010)[100]$, которые реализовались, очевидно, на значительных глубинах в условиях соосных осевых деформаций в режиме низких скоростей [11]. При этом наличие совмещенных с L максимумов осей Np , Nm и Ng обусловлено тем, что каждая последующая активизация более высокотемпературной системы трансляционного скольжения не смогла уничтожить ранее образованные петроструктурные узоры оливина при сохраняющемся в целом направлении пластического течения. Согласно экспериментальным данным наиболее высокотемпературное трансляционное скольжение осуществляется при температурах 1100...1300 °С, низком стрессе 10...20 МПа и медленной скорости ($\dot{\epsilon} < 10^{-10} \text{ с}^{-1}$) [12, 13]. Формирование петроструктурного узора протогранулярного оливина, очевидно, завершилось при высоких температурах постдеформационной статической рекристаллизацией отжига, которая осуществляется под структурным контролем внешнего поля напряжения. При этом энергия деформации становилась минимальной при со-

хранении высокой межгранной свободной энергии, что способствует разрастанию свободных от дислокаций зерен посредством миграции границ за счет поглощения неблагоприятно ориентированных насыщенных дислокациями деформированных индивидов [11, 14]. В результате рекристаллизации отжига сформировалась крупнозернистая протогранулярная микроструктура ненапряженных оливиновых индивидов с плавными, заливообразными границами, сходящимися в тройных точках под углом 120° .

Клинопироксен в пироксенитах с протогранулярным типом микроструктуры обнаруживает предпочтительные ориентировки кристаллооптических и кристаллографических осей, которые являются симметричными по отношению к минеральной уплощенности и линейности (рис. 3). Данные петроструктурные узоры осей вызывают трудности при их интерпретации, и, очевидно, сформировались в результате наложенных соосных деформаций. Их образование можно представить в следующей последовательности. Наиболее ранний узор, вероятно, отражающий преимущественно ориентировку по форме зерен, характеризуется наличием локального максимума Nm , расположенного нормально к минеральной уплощенности S и максимума $Ng \parallel L$. Аналогичный тип ориентировки клинопироксена установлен экспериментально [15] в условиях, когда максимум Nm совмещен с σ_3 , а две другие оси концентрируются в плоскости $\sigma_1 - \sigma_2$. Предположительно, с возрастанием температур и внешнего напряжения ориентировка клинопироксена определя-

ется внутренним строением, с формированием максимума $Np \parallel \sigma_3 \perp S$ и максимума $Nm \parallel \sigma_2$, согласно линейности вращения при участии рекристаллизацией отжига, с образованием крупных недеформированных зерен с большеугловыми и плавными границами [14]. Наличие максимума $[100] \perp S$ свидетельствует также о высокотемпературных деформациях клинопироксена трансляционным скольжением по $(100)[001]$.

Порфирокластовый тип микроструктуры оливина и клинопироксена пользуется наибольшим распространением в породах Уктусского массива. Это тип отличается наличием как субизометричных, так и удлиненных субпараллельно ориентированных зерен оливина. Для него характерно возрастание протяженности границ зерен с увеличением степени их ориентации (таблица). Дуниты и клинопироксениты с порфирокластовым типом микроструктуры сложены крупными индивидами и мелкими рекристаллизованными зернами оливина и клинопироксена, однако для них нет резко выраженной контрастности в размерах порфирокластовых и рекристаллизованных зерен. Размер порфирокластовых зерен обычно составляет 1...3 мм и более, однако с увеличением деформации их размер уменьшается и возрастает роль рекристаллизованных мелких зерен. Порфирокласты представлены удлиненными линзовидными и ленточными зернами. Отношение длины к ширине достигает 3:1. Их границы прямолинейны, либо с неровными, зазубренными краями. Погасание порфирокластовых индивидов становится преимущественно неоднородным, волнистым, возрастает количество полос пластического излома в оливине по системе $\{0kl\}[100]$, в клинопироксене встречаются простые и полисинтетические двойники. Рекристаллизованные зерна оливина и клинопироксена в соответствующих породах представлены субизометричными индивидами с размером менее 1 мм. Погасание мелких зерен обычно однородное, однако, в более крупных индивидах отмечается слабо волнистое.

Оптическая ориентировка зерен оливина в порфирокластовом типе отличается от протогранулярного более строгим петроструктурным узором (рис. 2). Он характеризуется наличием сильного горизонтального максимума осей Nm (14 %) пространственно совмещенного с линейностью, вблизи которого располагается максимум осей Ng (4 %). Нормально к L оси Ng , Nm и Np концентрируются в совмещенный пояс с локальными максимумами, при этом $\perp S$ фиксируется сильный максимум осей Np . Формирование петроструктурного узора порфирокластового оливина этого типа, очевидно, осуществлялось в режиме прогрессивной деформации с возрастанием скорости пластического течения. Очевидно, что деформации осуществлялись, главным образом, трансляционным скольжением со сменой систем от $\{0kl\}[100]$ к $(110)[001]$, а также синектонической рекристаллизацией с вращением субзерен при температурах $\leq 700^\circ\text{C}$, высоком стрессе >100

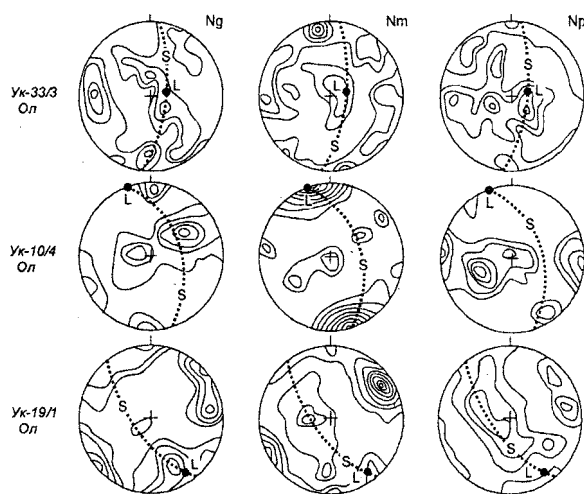


Рис. 2. Диаграммы ориентировок осей оптической индикатрисы оливина в дунитах.

Деформационные типы микроструктур оливина в дунитах: протогранулярный (обр. Ук-33/3); порфирокластовый (обр. Ук-10/4); мозаичный (обр. Ук-19/1). Диаграммы построены по 100 замерам осей оптической индикатрисы минералов. Изолинии 1-2-4-6-8-10-12-14 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечные линии на диаграммах – плоскости минеральной уплощенности (S) с линейностью (L).

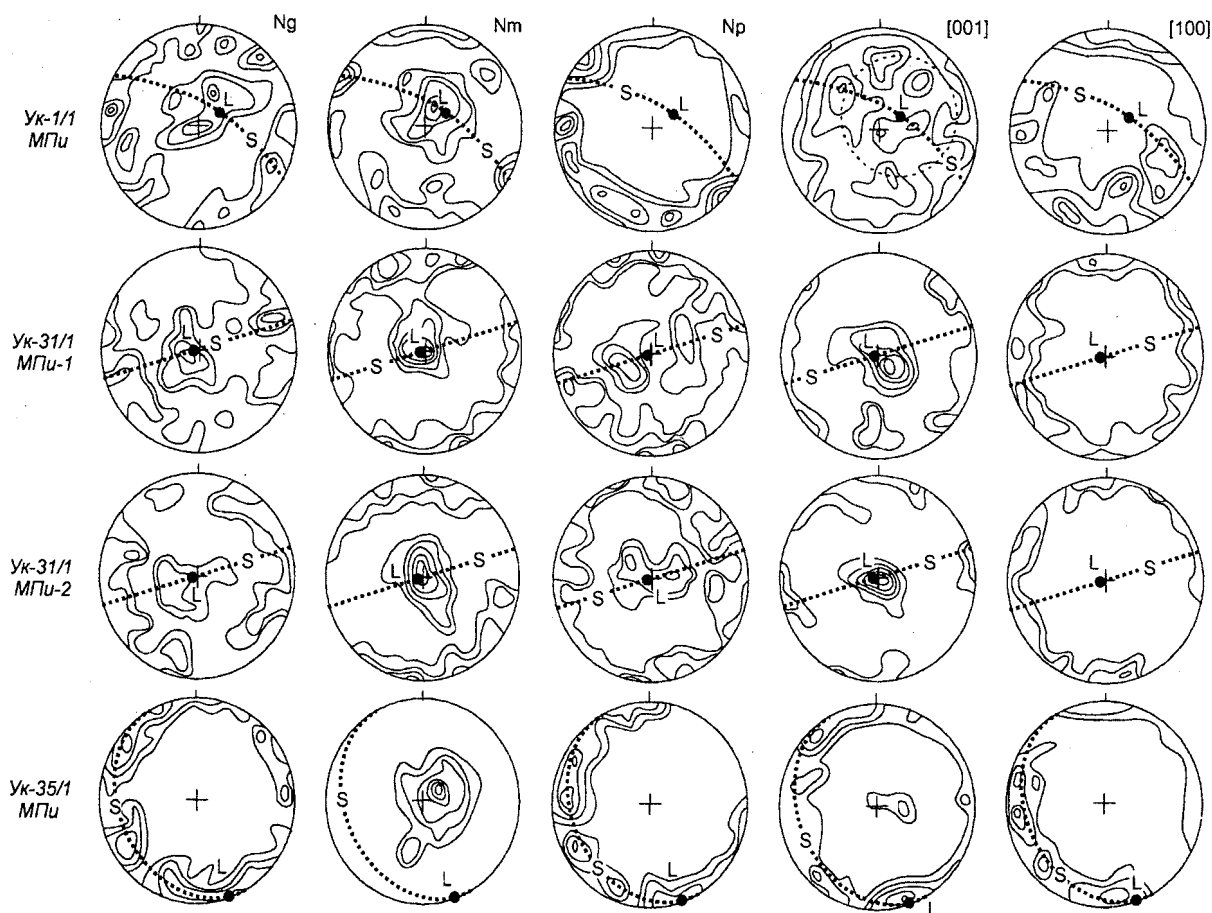


Рис. 3. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы клинопироксена (МПи) в верлитах и клинопироксенитах. Деформационные типы микроструктур клинопироксена: протогранулярный – обр. Ук-1/1; порфирокластовый – Ук-31/1 (МПи-1 – порфирокласты, МПи-2 – мозаичный агрегат); мозаичный – Ук-35/1. Диаграммы построены по 100 замерам осей оптической индикатрисы и кристаллографических осей минералов. Изолинии 1-2-4-6-8-10-12 % на 1 % сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечные линии – плоскости минеральной уплощенности (S) с линейностью (L)

МПа и высокой скорости ($\epsilon > 10^{-6} \text{ с}^{-1}$) [12, 13]. С возрастанием внешнего напряжения и увеличения температуры дуниты претерпели правосторонние горизонтальные сдвиговые деформации вдоль западного контакта массива механизмом трансляционного скольжения по более высокотемпературной системе $\{0kl\}[100]$, что фиксируется образованием максимума осей Ng, расположенного под острым углом к L по ходу часовой стрелки.

Установленные оптические ориентировки для порфирокластовых и мелких зерен клинопироксена имеют аналогичные петроструктурные узоры (рис. 3), что очевидно, свидетельствует об их сингенетичности. Они характеризуются наличием смещенных с линейностью максимумов осей Ng, Nm, Np и [001], а нормально минеральной уплощенности располагаются максимумы осей Nm, Np. Отличием ориентировки рекристаллизованного клинопироксена является образование более строгих предпочтительных узоров с хорошо выраженными максимумами и поясами концентрации осей Ng, Nm, Np $\perp$ L. По характеру узора оптические ориентировки порфирокластовых зерен клинопироксена близ-

ки таковым для протогранулярного клинопироксена, что свидетельствует об единых условиях их формирования. Порфирокластез, очевидно, осуществлялся синтектонической рекристаллизацией, сопровождаемой интенсивным трансляционным скольжением в клинопироксене по системе $(100)[001]$, о чем свидетельствует появление максимума осей [001], совмещенного с L. Пластические деформации клинопироксенов по этой системе протекают в условиях высоких напряжений при $T=750...1050^\circ\text{C}$ и умеренной скорости $\epsilon=10^{-6} \text{ с}^{-1}$ [16].

Мозаичный тип дунитов и клинопироксенитов характеризуется наличием мелких субизометричных зерен оливина и клинопироксена, обладающими максимальной протяженностью границ зерен и низкой степенью ориентации (таблица). Зерна имеют округлую, субизометричную форму, реже встречаются удлиненные индивиды, имеющие субпараллельную ориентировку, которая иногда в дунитах подчеркивается цепочками вытянутых индивидов хромшпинелидов. Размер зерен оливина, преимущественно, составляет от 0,5 до 1 мм. Границы зерен округлы либо прямолинейны. Углы в тройных точ-

ках сочленения имеют величину преимущественно $110...130^\circ$, что свидетельствует о существенной равновесности этой микроструктуры. Погасание зерен обычно однородное, редко слабоволнистое. В оливине отмечаются единичные полосы пластичного излома, а в клинопироксене простые и полисинтетические двойники.

Оливин в дунитах с мозаичной микроструктурой имеет строгий предпочтительный узор оптической ориентировки оливина (рис. 2). Оси Ng локализуются в два горизонтальных максимума, один из которых совмещается с L , а другой — $\perp S$. Оси Nm и Np образуют близкие узоры. Часть этих осей образуют максимумы нормальные к S , при этом наиболее высокую плотность имеет максимум Nm (14 %). Оба этих максимума растягиваются в горизонтальный пояс с локальными субмаксимумами. Другие оси Nm и Np концентрируются в субвертикальные максимумы, имеющие тенденцию к растягиванию в S . Такой узор оптической ориентировки образовался, предположительно, в условиях осевого сжатия во время синконсолидационного этапа становления массива. Пластическое течение в дунитах осуществлялось в горизонтальном направлении вдоль юго-восточного контакта массива и реализовалось, очевидно, механизмами синтетектонической рекристаллизации и трансляционного скольжения в оливине. Рекристаллизация протекала путем вращения субзерен с образованием гетерогранокластового мелкозернистого агрегата в условиях умеренных температур ($T \sim 700^\circ\text{C}$), высоких напряжений (>100 МПа) и высокой скорости ($\dot{\epsilon} > 10^{-6} \text{ с}^{-1}$). При этом сопутствующее интенсивное трансляционное скольжение в оливине осуществлялось по системам (100)[001] и (001)[100], с преобладанием последней.

Клинопироксениты в мозаичном типе отличаются очень строгим предпочтительным петроструктурным узором осей клинопироксена (рис. 3). Оси Ng ,

Np и [001] образуют горизонтальные пояса в плоскости минеральной уплощенности, в которых устанавливаются локальные максимумы, совмещенные с минеральной линейностью. Нормально к минеральной уплощенности располагаются изометричный максимум Nm с высокой плотностью (10 %). Подобная ориентировка клинопироксена получена экспериментально, когда $Nm \parallel \sigma_3$ [15] и, вероятно, обусловлена, главным образом, синтетектонической рекристаллизацией.

Выводы

Таким образом, установленная последовательность макро- и микроструктурных особенностей пород отражает поэтапную эволюцию формирования Уктусского массива. Дуниты и клинопироксениты с протогранулярным типом микроструктур на раннем протоматическом этапе своего формирования претерпели высокотемпературные пластические деформации и рекристаллизацию отжига с образованием крупнозернистых структур. На последующем этапе, при перемещении массива в верхние этажи земной коры в условиях увеличения внешнего напряжения породы массива вовлекались в пластическое течение. На этом этапе они подвергались интенсивным сдвиговым и осевым деформациям, которые осуществлялись механизмами синтетектонической рекристаллизации и трансляционным скольжением, способствующими порфирокластезу пород. На заключительном этапе консолидации массива пластические деформации способствовали дальнейшему порфирокластезу с образованием, в конечном итоге, мозаичных микроструктур.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 01-05-65219).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. — Екатеринбург, 1997. — 488 с.
2. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). — Екатеринбург, 2000. — 298 с.
3. Чернышов А.И. Идентификация плоскостных и линейных структурных элементов в динамометаморфизованных ультрамафитах // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. — Томск, 1996. — С. 99–101.
4. Nicolas A., Poirier J.P. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. — New York: Wiley-Interscience, 1976. — 444 p.
5. Шмелев В.Р., Чернышов А.И. Тектоническая позиция и структура Уктусского дунит-пироксенит-габбрового массива (Средний Урал) // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала: Материалы науч. конф. — Екатеринбург, 1997. — Ч. 2. — С. 142–143.
6. Гончаренко А.И., Чернышов А.И. Деформационная структура и петрология нефритомосных гипербазитов. — Томск: Изд-во ТГУ, 1990. — 200 с.
7. Гончаренко А.И. Петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. — Томск: Изд-во ТГУ, 1989. — 398 с.
8. Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сыум-Кеу (Полярный Урал). Структура, петрология, динамометаморфизм. — Екатеринбург, 1991. — 79 с.
9. Чернышов А.И. Ультрамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность): Учебное пособие. — Томск: Чародей, 2001. — 214 с.
10. Чернышов А.И., Шмелев В.Р., Гладков Е.А. Петроструктурная эволюция и динамометаморфизм пород мафит-ультрамафитовой ассоциации Уктусского массива (Средний Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы науч. конф. — Вып. 2. — Томск, 2001. — С. 355–361.
11. Николая А. Основы деформации горных пород. — М.: Мир, 1992. — 168 с.

12. Грин Х.У. Пластичность оливина в перидотитах // Электронная микроскопия в минералогии. — М.: Мир, 1979. — С. 427–447.
13. Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. Mechanism of flow in naturally and experimentally deformed peridotites // Amer. J. Sci. — 1973. — № 10. — P. 853–876.
14. Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. — М.: Недра, 1980. — 226 с.
15. Carter N.L. Steady state flow of rocks // Rev. Geophys. and Space Physics. — 1976. — V. 14. — № 3. — P. 301–360.
16. Raleigh C.B., Talbot J.L. Mechanical twinning in naturally and experimentally deformed diopside // Amer. J. Sci. — 1967. — V. 265. — P. 151–165.

УДК 550.31+550.34+55 (084.3)+502.58.001.18

НАРУШЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЕЕ РОЛЬ В ПРОГНОЗЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИ НЕУСТОЙЧИВЫХ ЗОН ДЛЯ ЗАПАДНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

Т.С. Блинова

Горный институт УрО РАН, г. Пермь
E-mail: tb@mine.perm.su

Установлена связь систем разломов и крупных разломов консолидированной коры с геодинамически неустойчивыми зонами различных иерархических уровней. Эти зоны отличаются свойствами среды и динамикой процессов, которые стремятся к их дестабилизации под действием региональных и глобальных сил, и находят свое проявление в сейсмичности. Определены активные зоны сочленения разломов для Западно-Уральского региона, расположенного в пределах трех геоструктур земной коры: восточной окраине Восточно-Европейской платформы, Предуральском краевом прогибе и Западно-Уральской складчатой зоне. Впервые построены карты плотности разломов консолидированной коры различных модификаций для Западно-Уральского региона и установлена их связь с геотермическими характеристиками осадочного чехла и фундамента, с блоковым строением региона, с геодинамически неустойчивыми зонами различных иерархических уровней и с сейсмичностью.

Введение

Исследования в области сейсмического районирования платформ, прежде всего, предполагают разработку методов распознавания сейсмогенерирующих зон. В связи с этим была предложена система комплексного геолого-геофизического и сейсмологического изучения природных объектов Западно-Уральского региона. Определены принципы подхода к региональному сейсмическому районированию платформенных областей и выделению на них геодинамически неустойчивых зон на примере Западно-Уральского региона. Принципы эти выстраиваются в ряд этапов, представляющих собой единую систему. В основе этого единства лежит представление о том, что наилучшим приближением к реальной обстановке можно считать блочно-иерархическую модель среды, основная особенность которой состоит в иерархической дискретности распределения ее элементов по размерам. Самым тесным образом со структурой неоднородностей среды связан и сейсмический процесс.

Геодинамически неустойчивые зоны отличаются свойствами среды и динамикой процессов, которые стремятся к их дестабилизации под действием региональных и глобальных сил, и находят свое проявление в сейсмичности. Обозначен ряд признаков выделения геодинамически неустойчивых зон пер-

вого порядка по комплексу геолого-геофизических карт масштаба 1:2500000. В результате выделено четыре таких зоны, в трех из них зарегистрированы землетрясения [2, 3] (рис. 1). Следующим этапом решения задач сейсмического районирования является переход на другой иерархический уровень. Для этого использованы карты масштабов 1:1000000 и 1:500000. Совместный анализ геологических и геофизических данных позволил наметить и проследить геодинамически неустойчивые зоны второго порядка в Западно-Уральском регионе. Здесь выделено 13 таких зон. Каждая из них имеет свое простираие, ширину и в большинстве из них зарегистрированы землетрясения [4] (рис. 2).

Известно, фундаментальное свойство геофизической среды заключается в том, что она состоит из системы неоднородностей (блоков, отдельностей), и какой бы элемент не был выбран, в нем всегда можно обнаружить структурную неоднородность низшего порядка [13]. Для Западно-Уральского региона размеры геоблоков имеют тенденцию удваиваться от ранга к рангу. Аналогичный закон характерен и для разломных структур. Скорее всего, это связано с регулярностью удвоения глубин залегания основных границ раздела в земной коре и верхней мантии, которых достигают соответствующие ранги разломов [14].