

В.Р. Шмелев, С.С. Десятова

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРЕИМУЩЕСТВЕННОЙ ОРИЕНТАЦИИ  
ОЛИВИНА В ДУНИТАХ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО  
ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА**

Нижнетагильский массив, являющийся составной частью Платиноносного пояса Урала, давно привлекает внимание исследователей, как объект для реконструкции истории формирования зональных комплексов урало-алаянского типа и связанного с ними платиноидного оруденения. К настоящему времени достаточно хорошо изучено геологическое строение массива, петрографический, химический и редкоземельный состав дунитов и пироксенитов, а также состав породообразующих минералов и платиноидов [Высоцкий, 1913; Малахов, Малахова, 1970; Иванов, 1997; Волченко, 1999; Шмелев и др., 1997 и другие]. Большинство иссле-

дователей образования подобного типа рассматриваются как магматические [Савельева и др., 1999 и др.], что согласуется с данными по изотопному составу кислорода в оливинах и хромшпинелидах Нижнетагильского массива [Аникина и др., 1998]. К числу наиболее сложных и дискуссионных вопросов относится структурно-динамический аспект становления комплексов, включающий формирование петрографической зональности, внутренней структуры и механизм выведения в верхние горизонты коры [Ефимов, 1984; Савельева и др., 1999]. Этой проблеме посвящена и недавно вышедшая статья [Савельев и др., 2001], где, на примере Ниж-

нетагильского массива, рассматриваются тектонические условия формирования зональности и, в частности, высказано предположение, что после формирования исходной субгоризонтальной границы раздела – дунит–клинопироксенит, в обстановке тангенциального сжатия, происходило «отжимание» остаточного расплава в дуниты вдоль субвертикальных плоскостей пластического течения. Исследование массива, проводимое нами с использованием петроструктурного анализа, позволило получить новые данные, которые позволяют скорректировать существующие представления о механизмах формирования комплексов урало-аляскинского типа. Следует отметить, что к анализу петроструктуры дунитов из керна скважины 7529, ранее обращалась О.В. Бетхер (Томский Университет), установившая в них признаки пластических деформаций.

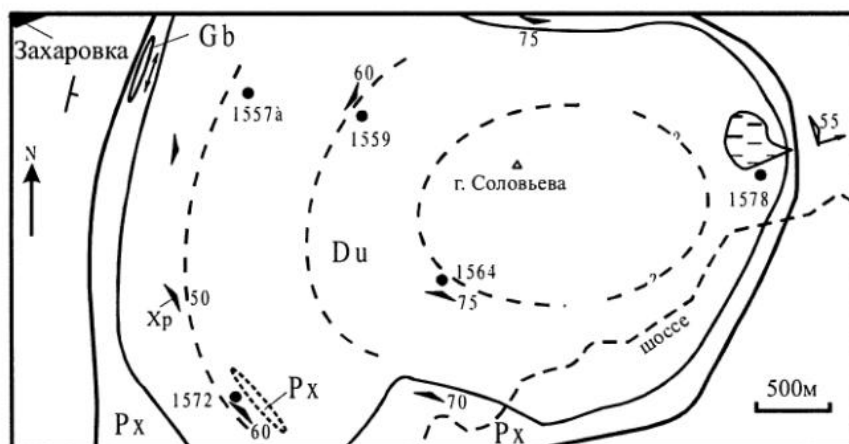
Дуниты Нижнетагильского массива изучались нами в его центральной части (рис. 1). Массив, как отмечалось многими исследователями, имеет тектонические контакты с породами геологического окружения, которые представлены метагабброидами и сланцами, отвечающим по своим геохимическим параметрам надсубдукционным образованиям [Шмелев и др., 1999]. В западном эндоконтакте, в полосе шириной до 200 м обнажены мелкозернистые милонитизированные клинопироксениты, в которых заключено маломощное тело тонкополосчатых метагабброидов (бластомилонитов), отвечающих по составу базитам платиноносной ассоциации; в породах отмечаются крупные

порфиробластические выделения клинопироксена. Для габброидов характерно крутое (60–65°) восток-юго-восточное падение полосчатости с субгоризонтально ориентированной линейностью. Параллельно контакту протягивается зона антигоритовых серпентинитов [Малахов, Малахова, 1970], развивающихся как по пироксенитам, так и по дунитам, что является типичным для надвиговых зон многих массивов. В восточном эндоконтакте подобные явления отсутствуют. Дуниты резко сменяются здесь, через маломощную зону дробления, клинопироксенитами обычного среднезернистого строения (шириной до 200–300 м), восточнее которых появляются тонкополосчатые бластомилониты («кытлымиты») по низкостронциевым базальтоидам офиолитового типа. В отличие от вмещающих пород западного контакта в кытлымитах фиксируется круто погружающаяся линейность (по падению) в восток-юго-восточном направлении.

Макроскопически дуниты достаточно однообразны в текстурном отношении, отличаюсь степенью серпентинизации и наличием или отсутствием хромитовых сегрегаций. В них обычно устанавливается несколько крутопадающих систем трещин отдельности и характерная пологозалегающая плитчатость. Среди дунитов распространены средне- и крупнозернистые разновидности с протогранулярной, мезогранулярно-мозаичной и, реже, с типичной порфирокластической микроструктурой. Вблизи (в 500–700 м) западного надвигового эндоконтакта массива отмечены дуниты более мел-

Рис. 1. Фрагмент строения Нижнетагильского зонального комплекса.

Обозначения на рисунке: Ду – дуниты, Рх – клинопироксениты, Gb – метагаббро, Хр – ориентировка хромитовой полосчатости (шлировадности). Пунктирные контуры – генерализованная ориентировка структурных элементов, стрелки – линейность во вмещающих породах, заштрихованные кружки с номерами – положение ориентированных образцов.



козернистого строения с мозаично-гранобластовой (рекристаллизованной) структурой. Характерно, что во многих образцах отмечаются фрагменты идиобластовой структуры, обусловленной присутствием удлиненных зерен оливина с четкой огранкой. Основным структурным элементом в дунитах являются часто встречаемые ориентированные хромитовые сегрегации в виде шлиров и полосчатости (шлировидности), а также полосчатость в телах пироксенов. По залеганию этих элементов в пределах западной и центральной части массива устанавливается фрагмент субконцентрической воронкообразной мегаструктуры с углами падения 50–80° (рис. 1). В ряде случаев отмечается деформация хромитовых сегрегаций (при сохранении основной ориентировки), при этом зерна хромита или их агрегаты обнаруживают вытянутость (линейность) в плоскости полосчатости, которая ориентирована преимущественно по падению; иногда наряду с этой линейностью нечетко «просвечивает» вторая линейная ориентировка пологого погружения.

Петроструктурный анализ был проведен в серии образцов дунитов из различных частей массива (рис. 1). С этой целью, в ориентированных шлифах производилось определение положения в пространстве кристаллографических осей оливина с последующим компьютерным (программа Stereonett) построением диаграмм, а также определение ориентировки минеральной уплощенности и линейности. На представленных диаграммах (рис. 2) узоры ориентировки характеризуются сложным, но достаточно упорядоченным строением, обнаруживающим взаимосвязь с деформационной минеральной уплощенностью и линейностью зерен оливина. Во всех образцах, ось  $Ng=[100]$  оливина образует хорошо выраженный точечный максимум концентраций, располагающийся в (или вблизи) плоскости уплощенности и контролирующей положение линейности. Ось  $Nr=[010]$  также обнаруживает отчетливую тенденцию к образованию максимума концентраций, который располагается субнормально уплощенности. Узор оси  $Nm=[001]$  менее упорядочен, образуя сложный пояс, в котором локальный максимум также стремится расположиться вблизи плоскости уплощенности. Подобная ориентировка является обычной в ультраосновных породах, претерпевших высокотемпературную пластическую деформацию [Чернышов, 2001 и др.]. Судя по микроструктурам дунитов и присут-

ствию в оливине полос сброса (kink-bands), есть все основания связывать ее образование преимущественно с внутризерновым трансляционным скольжением по системе плоскостей  $\{0kl\}[100]$  и  $(010)[100]$ . В обр. 1572 (вблизи контакта с телом пироксенов) формирование узора ориентировки, исходя из наблюдаемых взаимоотношений осей индикатрисы оливина и линейно-плоскостных элементов (рис. 2), определялось более низкотемпературным скольжением по системе  $(001)[100]$ . Во всех случаях максимум оси  $Ng$  фиксирует здесь направление пластического течения (скольжения), а максимумы или пояса двух других осей, ориентированные субнормально уплощенности – плоскость пластического течения. Наблюдаемое в части образцов поясовое рассеивание концентраций оси  $Ng$  и  $Nm$  было определено обусловлено синтетонической рекристаллизацией. Вероятно, принимая во внимание сравнительно крупный ( $>0,5$  мм) размер необластов и отсутствие узких и многочисленных полос сброса в порфирокластах оливина, оба этих процесса реализовались в обстановке низкого стресса и высоких температур в глубинных условиях.

При изучении микроструктур дунитов не удалось обнаружить четких признаков ориентировки по форме зерен, иногда сохраняющейся в дунитах зональных комплексов [Himmelberg, Loney, 1995 и др.] и возникающей при магматическом (субсолидусном) течении вещества. По-видимому, такая первичная ориентировка оливина, обычно фиксируемая четким максимумом оси  $Nm$ , совмещенным с линейностью, если и существовала, то оказалась «стерта» при последующей пластической деформации. Хромит, как менее пластичный минерал, не смог полностью приспособиться к новым условиям и изменить свою исходную ориентировку. Поэтому не удивительно, что хромитовая шлировидность не обнаруживает взаимосвязи с ориентировкой осей индикатрисы оливина, в отличие от минеральной уплощенности (рис. 2, обр. 1559, 1572). Другое важное обстоятельство, обращающее на себя внимание – это различная ориентация максимумов концентраций оси  $Ng$  и сопряженной с ним линейности на диаграммах, которая противоречит существующей точке зрения [Савельев и др., 2001] о «преимущественно пологом субмеридиональном или северо-восточном простирании» линейности в дунитах массива. При преобладающей крутой ориентировке минеральной упло-

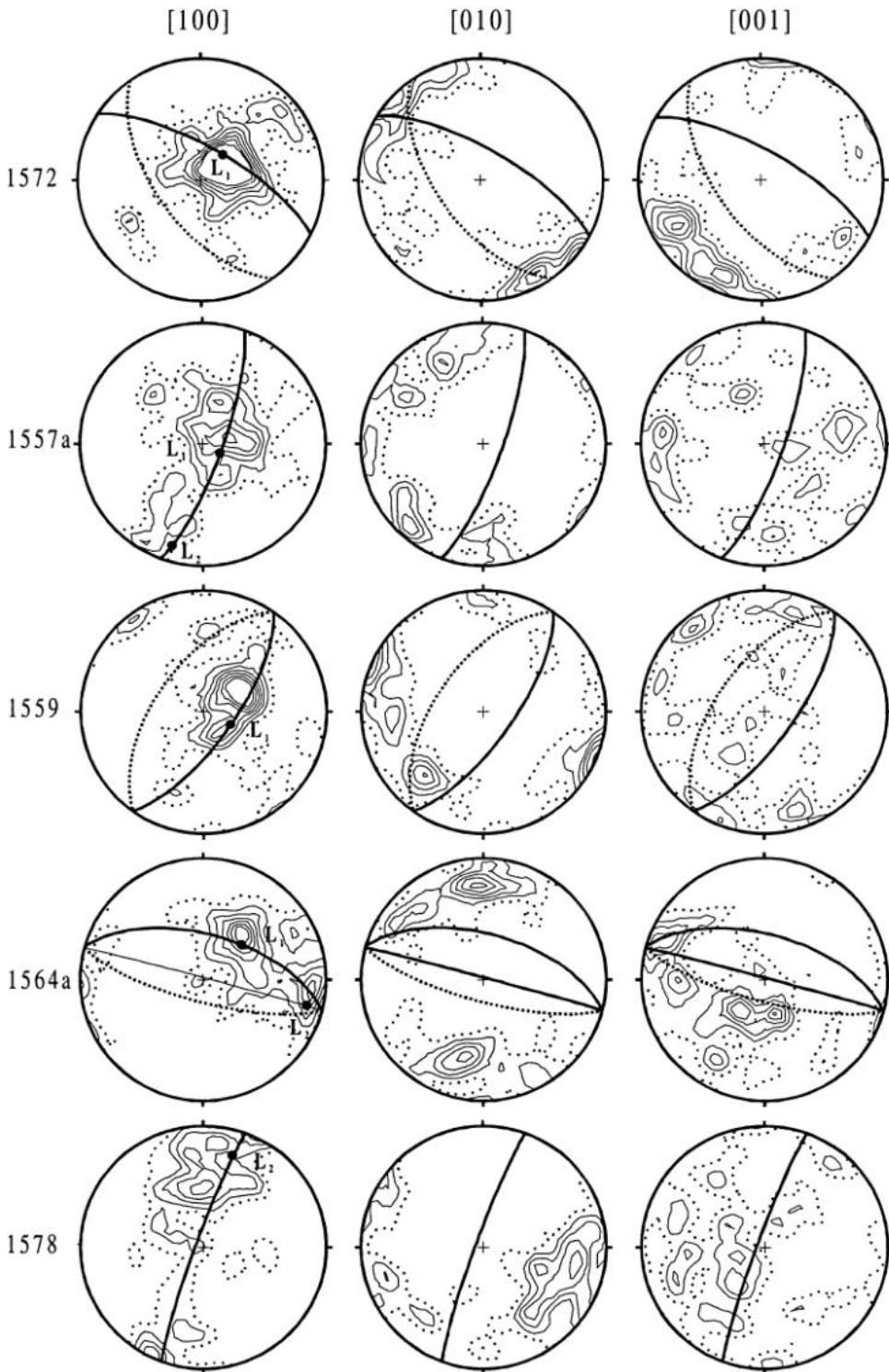


Рис. 2. Диаграммы ориентировки осей оптической индикатрисы оливина.

Диаграммы построены в горизонтальной плоскости (штрих – север) по 100 замерам зерен. Изолинии 1-2-3-4-5-6-7% на 1% сетке Шмидта, проекция на верхнюю полусферу. Точечная линия на диаграммах – хромитовая полосчатость (шиповидность), сплошная линия – минеральная уплотненность зерен оливина, залитый кружок – линейность (L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub>). Номера образцов соответствуют указанным на рис. 1.

ценности, линейность, контролируемая положением максимума оси Ng оливина, ориентируется по двум направлениям (рис. 2). Главное направление ( $L_1$ ) фиксируется в дунитах центральной и западной части массива и имеет субвертикальную или круто наклоненную ориентировку юго-западного погружения. Перпендикулярно этому направлению, развивается пологозалегающая плитчатость, часто встречаемая в дунитах. Второе ( $L_2$ ), отчетливо проявлено в дунитах восточной части (обр. 1578), где имеет субгоризонтальную ориентировку субмеридионального простирания (параллельно контакту) с левосдвиговой компонентой. Кроме того, оно устанавливается и в других частях массива (обр. 1557а, 1564а), где на фоне основного максимума концентраций оси Ng появляется пологий дополнительный максимум. В целом, хотя этот момент нуждается в уточнении, вторая ориентировка линейности описывает своего рода круговую траекторию относительно центра массива.

Установленные закономерности во взаимоотношениях линейно-плоскостных элементов и оптических ориентировок оливина, как нам представляется, можно интерпретировать следующим образом. На раннем этапе, в процессе дифференциации магматическим течением поднимающегося к поверхности кристаллизующегося расплава, была образована субконцентрическая зональная мегаструктура массива, которая реконструируется в дунитах по ориентировке шлировидности хромитов и мелких тел клинопироксенитов. На втором этапе, при близкой ориентировке поля напряжений, происходило диапироидное перемещение массива в твердопластичном состоянии. Этот процесс способствовал образованию тектонитового узора оливина и появлению круто ориентированной деформационной минеральной уплощенности и линейности ( $S_1$ ,  $L_1$ ) в дунитах. По-видимому, с этим этапом сопряжено формирование структуры кытлымитов восточного контакта массива, судя по наблюдаемой в них сходной ориентировке линейно-плоскостных элементов. На третьем этапе, вероятно связанном с коллизийными процессами, в условиях переориентировки поля напряжений и активизацией сдвиговых (вращательных) деформаций в приконтактных частях массива, направление пластического течения приобрело субгоризонтальную ориентировку, что обусловило формирование новой линейности ( $L_2$ ). Вышеизложенное требует уточнения и детализации с привлечением

структурной информации по клинопироксенитам массива, что является задачей наших дальнейших исследований.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 01-05-65219)*

#### Список литературы

- Аникина Е.В., Пушкарев Е.В., Уханов А.В., Устинов В.И.* Первые данные об изотопном составе кислорода в оливинах и хромшпинелидах в дунит-клинопироксенит-габровых комплексах Урала // Ежегодник-1997 ИГиГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 147–150.
- Волченко Ю.А.* Платиновое оруденение Нижнетагильского массива. Екатеринбург: Изд. УГТА. 26 с.
- Высоцкий Н.К.* Месторождения платины Исковского и Нижне-тагильского района на Урале // Труды Геол. Комитета. Нов. сер., 1913. № 62. 694 с.
- Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема формирования офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: Изд-во УрГУ, 1997. 488 с.
- Малахов И.А., Малахова Л.В.* Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы // Труды института геологии и геохимии УФАН СССР. Свердловск, 1970. 167 с.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В. и др.* Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника. 1999. № 2. С. 36–60.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н., Бабарина И.И., Чаплыгина Н.Л.* Тектонические условия расслоения дунит-пироксенитовых тел Платиноносного пояса Урала Нижнетагильского массива // Геотектоника. 2001. № 6. С. 20–31.
- Чернышов А.И.* Ультамафиты (пластическое течение, структурная и петроструктурная неоднородность). Томск: Чародей, 2001. 214 с.
- Шмелев В.Р., Седлер И., Борз Г.* Петролого-геохимические особенности пород Тагильского платиноносного массива // Ежегодник-1996 ИГиГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 89–92.
- Шмелев В.Р., Седлер И., Борз Г.* К вопросу о природе геологического окружения платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1998. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 146–150.
- Himmelberg G.R., Loney R.A.* 1995. Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, southeastern Alaska. US Geol. Surv. Prof. Paper 1564. P. 1–47.