

СООТНОШЕНИЕ СТРУКТУР УЛЬТРАБАЗИТОВ И ХРОМИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАССИВА ЮЖНЫЙ КРАКА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Массив Южный Крака является наиболее крупным из группы Крака на Южном Урале, занимаемая площадь около 450 км². Изучение массива проводилось различными исследователями, взгляды на его структурное положение и историю формирования сильно варьируют. Наиболее ранними являются представления об интрузивной магматической природе массива и его субгоризонтальной стратификации [Фарафонтьев, 1937 г.; Соколов, 1948; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Клочихин и др., 1973; Радченко, Клочихин, 1974], позднее массивы Крака стали рассматриваться многими исследователями как останцы шарьяжа из палеоокеанического сектора Южного Урала [Казанцева, 1970; Казанцева, Камалетдинов, 1969], первоначально претерпевшие пластическое течение [Савельева, 1987; Денисова, 1990]. Существует также точка зрения на массивы как выступы верхней мантии [Москалёва, 1974]. Нет единства у исследователей и в петрографическом описании пород массива. До 1980-х годов считалось, что основная часть площади массивов Крака сложена гарцбургитами, среди которых выделялись участки полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса [Клочихин и др., 1973]. В работах Г.Н. Савельевой [1987] и Е.А. Денисовой [1990] ведущая роль в строении массивов отводится лерцолитам, а гарцбургиты и дуниты развиты локально.

Детальные работы по выявлению внутренней структуры массивов были предприняты Е.А. Денисовой и Г.Н. Савельевой [Денисова, 1989, 1990; Савельева, 1987 и др.]. Проведенный данными авторами геометрический анализ плоскостных и линейных структур массива Южный Крака с привлечением результатов петроструктурных исследований позволил установить повсеместное распространение в ультрабазитах деформационных структур, свидетельствующих о формировании массива в результате преимущественно послойного пластического течения, сопровождавшегося складкообразованием [Денисова, 1990]. Мантийное происхождение дунит-перидотитовой полосчатости, минеральной сланцеватости и линейности доказывается тем, что данные элементы структуры образованы первичными минералами без участия водных силикатов.

Изучение ориентировки оптической индикатрисы оливина из деформированных ультрабазитов массива Южный Крака позволило Е.А. Денисовой [1990] установить, что пластическое течение происходило преимущественно путем внутризернового

трансляционного скольжения по системам (010) [100] и {0kl} [100]. В обнажениях с выраженной анизотропией строения минеральная сланцеватость практически всегда параллельна полосчатости, линейность располагается в плоскости полосчатости, а ось Ng оливина совпадает с линейностью либо образует с ней небольшой угол.

Для выяснения взаимоотношения пластического течения в ультрабазитах и рудообразующих процессов нами предпринято сравнительное изучение плоскостных структур в ультрабазитах и рудоносной хромитит-дунитовой ассоциации в пределах отдельных участков массива, характеризующихся относительной выдержанностью структурного плана. Фактический материал был собран в течение нескольких полевых сезонов при поисковых работах на лицензионных участках массива — Ашкарском, Апшакском, Малобашартовском [Савельев и др., 2008]. В геолого-структурном плане изученная площадь поделена нами на две части: Ашкарский (северный) и Апшак-Башартовский (южный) участки. В последний включены также площади, прилегающие к наиболее крупным месторождениям массива — Большой Башарт и им. Менжинского. На рис. 1 показаны диаграммы ориентировок полюсов плоскостных структурных элементов рассматриваемых участков. В обоих случаях хорошо видно, что залегание полосчатости и минеральной сланцеватости в перидотитах и рудоносных комплексах идентично. Для Ашкарского участка характерно падение под большими углами в северные румбы, на Апшак-Башартовском зафиксированы более значительные вариации: встречаются как крутые, так и пологие углы падения также преимущественно в северном направлении.

Рассмотрим более детально строение месторождения Большой Башарт, которое является наиболее изученным и хорошо обнаженным в районе благодаря эксплуатационным и разведочным работам, проводившимся здесь с 60-х годов XIX века. Месторождение находится на левом борту одноименного ручья в 4 км западнее д. Саргая (Башгосзаповедник). Здесь имеется карьер длиной 160 м, шириной в северо-западной части 24 м, в юго-восточной — 60 м, максимальная высота его северо-восточного борта составляет 30 м (рис. 2). Из северо-восточного борта карьера пройдено несколько разведочных и эксплуатационных штолен с камерами. С разведочной целью пройден ряд шурфов и канав, пробурено 7 скважин колонкового бурения. Разведку

месторождения в 1930-е годы вели отряды Н.П. Спорова (1934 г.) и П.Г. Фарафонтьева (1937 г.).

Запасы месторождения подсчитаны на момент окончания эксплуатации П.Г. Фарафонтьевым [1937 г.]. По его данным, в недрах осталось 9057 т хромитов, из них руды I сорта (45% Cr_2O_3) составляют 6554 т, II (36% Cr_2O_3) и III (25% Cr_2O_3) сорта — соответственно 1342 т и 1161 т. В отвалах карьера находится около 18 000 т хромитов, что составляет около 10% от их объема [Фарафонтьев, 1937 г.]. В большинстве проб содержание окиси хрома превышает 40%, а среднее значение $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ составляет 3,26.

Месторождение расположено на восточной периферии западного блока массива Южный Крака и приурочено к пологозалегающему дунитовому телу мощностью около 30 м среди гарцбургитов. Оруденение представлено серией хромитовых жил, залегающих субсогласно как с вмещающими их дунитами, так и с дунит-гарцбургитовой полосчатостью (см. рис. 2). Наряду с наиболее выдержанной по простиранию основной жилой, рудоносная зона включает в себя множество прерывистых жил и шлиров хромитов. Наиболее интенсивное оруденение приурочено к нижней части дунитового тела, угол падения хромитов и вмещающих пород изменяется от 20° юго-восточнее карьера до $5-10^\circ$ в центральной и 15° в северо-западной его частях, азимут падения $210-230^\circ$. Длина рудной зоны по простиранию достигает 250 м, ширина до 100 м.

На месторождении Большой Башарт преобладают массивные и густовкрапленные руды, в подчиненных количествах присутствуют средне- и бедновкрапленные хромиты. Текстурные типы вкрапленных руд разнообразны. Наиболее часто встречаются полосчатые разновидности. Полосчатость обусловлена различными причинами: струйчатым расположением агрегатов хромшпинелидов, различной густотой вкрапленности, чередованием рудных полос и дунитов и т.д. Довольно широко развиты шлировые и такситовые разновидности руд, встречаются также нодулярные хромиты с размерами нодулей от 2–5 мм («маковые») до 5–15 мм («бобовые»).

Внутреннее строение рудной зоны определяется наличием в дунитах серии субпараллельных, часто сливающихся и разветвляющихся рудных прожилков мощностью 0,1–0,4 м, промежутки между которыми заполнены безрудными дунитами, либо редким вкрапленником соизмеримой мощности. По данным П.Г. Фарафонтьева [1937 г.], мощность отдельных рудных жил в центральной части месторождения достигала 1 м. Общая мощность главной рудной зоны в среднем составляет около 2 м, раздувы рудной зоны связаны с местами ее антиклинальных перегибов [Фарафонтьев, 1937 г.]. Следует отметить, что внутреннее строение рудной зоны усложняется с северо-запада на юго-восток. В северо-западной части месторождения, в северо-восточной стенке карьера хорошо видно, что рудная

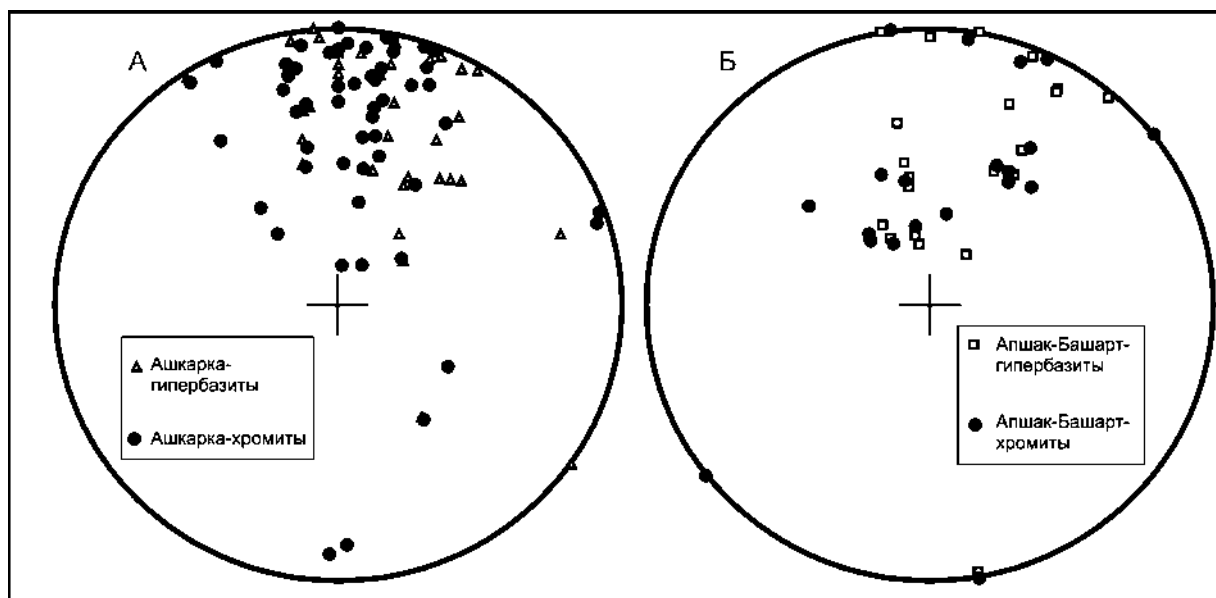


Рис. 1. Ориентировка плоскостных структур в рудоносной хромитит-дунитовой ассоциации и окружающих ультрабазитах западной части массива Южный Крака

Примечание: показаны полюса плоскостных структурных элементов (полосчатость, минеральная уплощенность) на проекцию верхней полусферы сетки Вульфа

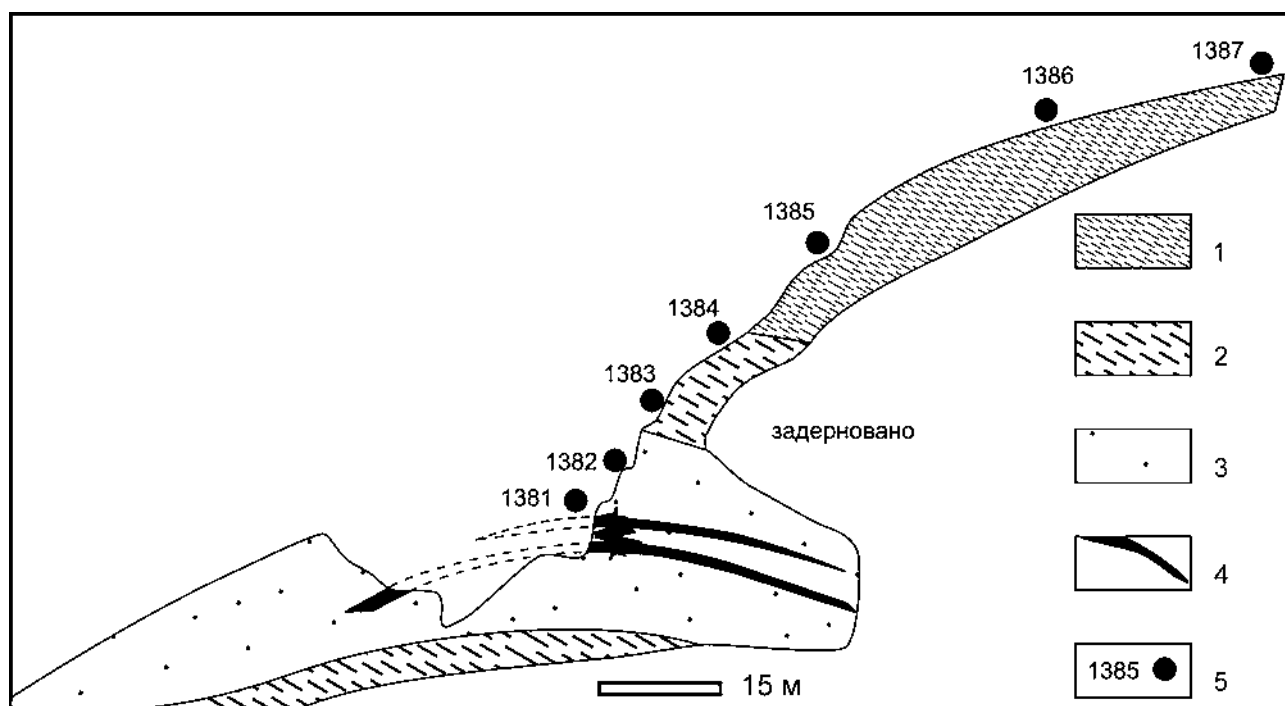


Рис. 2. Поперечный разрез рудоносной зоны и надрудной толщи месторождения Большой Башарт. По Н.В. Павлову, И.И. Григорьевой-Чупрыниной [1973], с изменениями автора

Условные обозначения: 1 — шпинелевые и шпинель-плагноклазовые перидотиты, 2 — серпентинизированные гарцбургиты, 3 — серпентинизированные дуниты, 4 — тела хромититов в дунитах, 5 — места отбора образцов

зона состоит из серии параллельных хромитовых прослоев.

В юго-восточной части карьера наблюдается небольшое флексуроподобное поднятие рудного горизонта амплитудой 1–1,5 м и его выполаживание. Отмечается также, что в отдельных случаях маломощные рудные прожилки пересекают дунит-гарцбургитовую полосчатость [Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973]. Здесь же нами наблюдалось слияние почти под прямым углом основной субгоризонтальной жилы и вертикальной с образованием небольшого рудного столба. В стенках штолен и в самом карьере наблюдается будинирование как хромитовых жил, так и вмещающих дунитов.

В хромитах месторождения Большой Башарт в значительной степени проявлены явления будинажа как на макро-, так и на микроуровне (рис. 3). При изучении штуфов хромитовых руд отмечается, что рудные агрегаты массивного и густовкрапленного сложения образуют многочисленные линзы, часто сливающиеся в обособления сложной морфологии, причем их длинные оси всегда ориентированы вдоль «генеральной» полосчатости руд и вмещающих гипербазитов.

В штуфах и шлифах иногда запечатлен процесс образования округлых агрегатов хромшпинелидов: роль «затравки» выполняют агрегаты массивного

строения и крупнозернистой структуры либо отдельные крупные зерна хромшпинелидов, вокруг которых начинают «вращаться» цепочки более мелких зерен, постепенно рудный агрегат разрастается подобно снежному кому, аккумулируя все больше зерен хромшпинелидов (рис. 4). В некоторых случаях наблюдается обратный процесс — дезинтеграция крупных агрегатов, перегруппировка зерен и их частей. Форма рудных зерен как правило пан- или

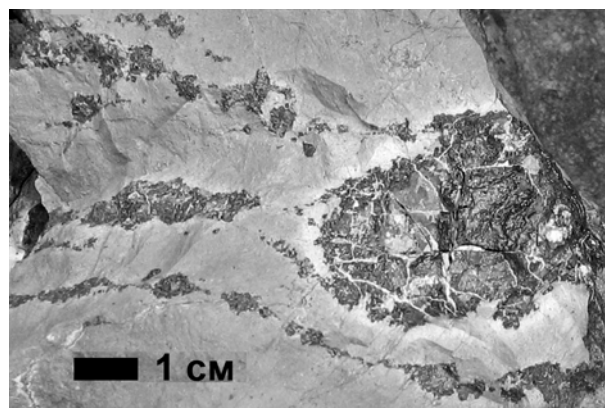


Рис. 3. Будинаж течения в хромититах внутри тела дунитов на месторождении Большой Башарт

Примечания: черное — хромитит, светло-серое — дунит

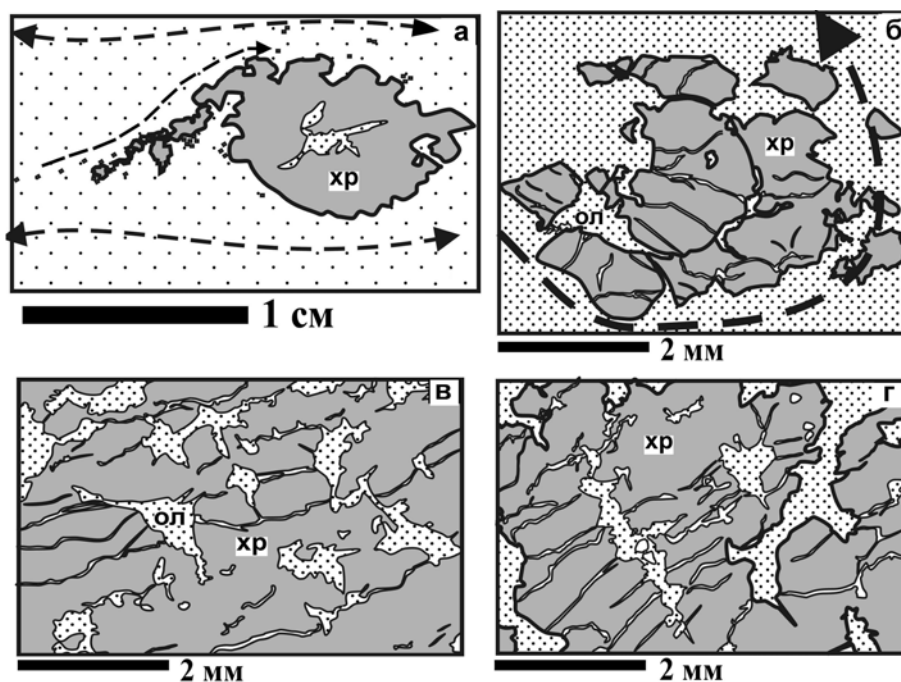


Рис. 4. Вращение зерен хромшпинелидов и уплотнение их агрегатов в рудах месторождения Большой Башарт

Примечания: стрелками показаны генеральное направление течения пород (полосчатости) и локальные перемещения зерен и их фрагментов, хр — хромшпинелиды, основная масса — оливин

гипидиоморфная, при слиянии в агрегате зерна максимально приспособляются друг к другу, выжимая более податливый оливин из интерстиций.

Для внутреннего строения рудных прожилков характерна разноморфность, преобладают хромиты панидиоморфнозернистой, крупнозернистой структуры, реже встречаются среднезернистые и грубозернистые (до 1–2 см) руды, менее всего в пределах месторождения мелкозернистых (0,п–1 мм) разновидностей, они чаще всего слагают редковкрапленные руды и образуют акцессорную вкрапленность в дунитах.

Минералогический состав руд довольно однообразен. Рудный минерал представлен высокохромистой разновидностью шпинели — алюмохромитом, содержание Cr_2O_3 в котором варьирует в пределах 52–57%. В массивных рудах интерстиции между хромшпинелидами заполнены преимущественно серпентином (хризотилом и лизардитом), реже встречаются карбонаты и хромхлорит. По трещинам, наряду с хризотилом, развивается также лучистый карбонат (магнезит). В составе вкрапленных руд повышается роль минералов группы серпентина, образовавшихся на месте оливина, и брусита, встречаются также реликтовые зерна оливина как в основной массе, так и в виде пойкилитовых включений в хромшпинелидах.

Вмещающие дуниты в значительной степени серпентинизированы (80–100%), основную массу

породы слагает петельчатый лизардит (\pm брусит \pm магнетит), в подчиненных количествах встречаются реликтовые зерна высокомагнезиального оливина (Fa 8–10). Акцессорные хромшпинелиды дунитов также высокохромистые (алюмохромит), они образуют преимущественно мелкие (0,п–1 мм) идиоморфные выделения, просвечивающие в проходящем свете густым красно-коричневым цветом. Метаморфизм как акцессорных, так и рудных хромшпинелидов не высокий, каемки хроммагнетита вокруг рудных зерен слабо выражены либо вовсе отсутствуют.

Окружающие гарцбургиты серпентинизированы слабее по сравнению с рудовмещающими дунитами. В них сохранились реликты как магнезиального оливина, так и ромбического пироксена. Но основную массу породы здесь также слагает вторичная ассоциация минералов, среди которых преобладает лизардит, образующий петельчатые выделения на месте оливина и баститовые псевдоморфозы по ортопироксену. Хромшпинелиды гарцбургитов, в отличие от дунитов и хромититов, отличаются пониженной хромистостью (32–34% Cr_2O_3) и более высокими содержаниями глинозема (30–32% Al_2O_3) и относятся к хромпикотиту. По мере удаления от рудной зоны сильно серпентинизированные гарцбургиты быстро сменяются массивными перидотитами с незначительной степенью серпентинизации (10–30%). Наряду со шпинелевыми,

здесь развиты шпинель-плагиоклазовые разновидности пород.

Выше нами отмечалось, что структурный план хромитит-дунитовой ассоциации и окружающих ультрабазитов аналогичен. В шпинель-плагиоклазовых перидотитах надрудной толщи нами было предпринято изучение ориентировок осей оптической индикатрисы оливина из шлифов, ориентированных перпендикулярно к полосчатости пород (обр. ЮК-1386). Нанесение результатов на круговую диаграмму показало, что ось Ng оливина ориентируется под острым углом к линейности пород (рис. 5). Это указывает на предпочтительную ориентировку оливина, которая возникает при пластическом течении путем трансляционного скольжения по системе (010) [100]. Согласно экспериментальным данным, подобная система скольжения реализуется в оливине при наиболее высокой температуре (>1100 °C) [Karato et al., 2008].

Петрографическое изучение перидотитов надрудной толщи месторождения показало наличие многочисленных признаков течения: неоднородное погасание зерен, изгиб трещин спайности ортопироксенов, образование сегрегационной полосчатости хромшпинелида, ортопироксена. Вместе с тем строение перидотитов на микроскопическом уровне позволило выявить различное поведение при совместной деформации оливина и ортопироксена.

Оливин чаще всего полигонизируется (фрагментируется) во всем объеме зерен, вследствие чего границы расплывчаты, а внутреннее строение характеризуется наличием многочисленных блоков, разориентированных друг относительно друга от первых до 15–20°.

Ортопироксен часто испытывает хрупкую деформацию: в первичных крупных зернах образуются либо поперечные трещины растяжения с зазозистыми краями, параллельными друг другу, либо серия трещин, направленных под углом к спайности и ламеллям диоксида (рис. 7Б). Иногда отмечается постепенное увеличение размеров трещин, разделяющих части разорванных зерен, с одновременным поворотом последних друг относительно друга (рис. 6). Во всех случаях вдоль трещин происходит внедрение оливина.

В мономинеральных (оливиновых) участках перидотитов и дунитах оливин обычно образует агрегаты сильно удлинённых и уплощённых зерен, ориентированных в одном направлении (см. рис. 6, 7). Торцовые окончания их сходятся примерно под углом 45°, образуются многочисленные полосы сброса, что указывает на пластический характер деформации минерала. На рис. 7А хорошо видна агрегативная полосчатость в лерцолите с обособлением цепочек пироксенов, шпинель-плагиоклазовых сегрегаций; в оливине наблюдается развитая фрагментированная структура.

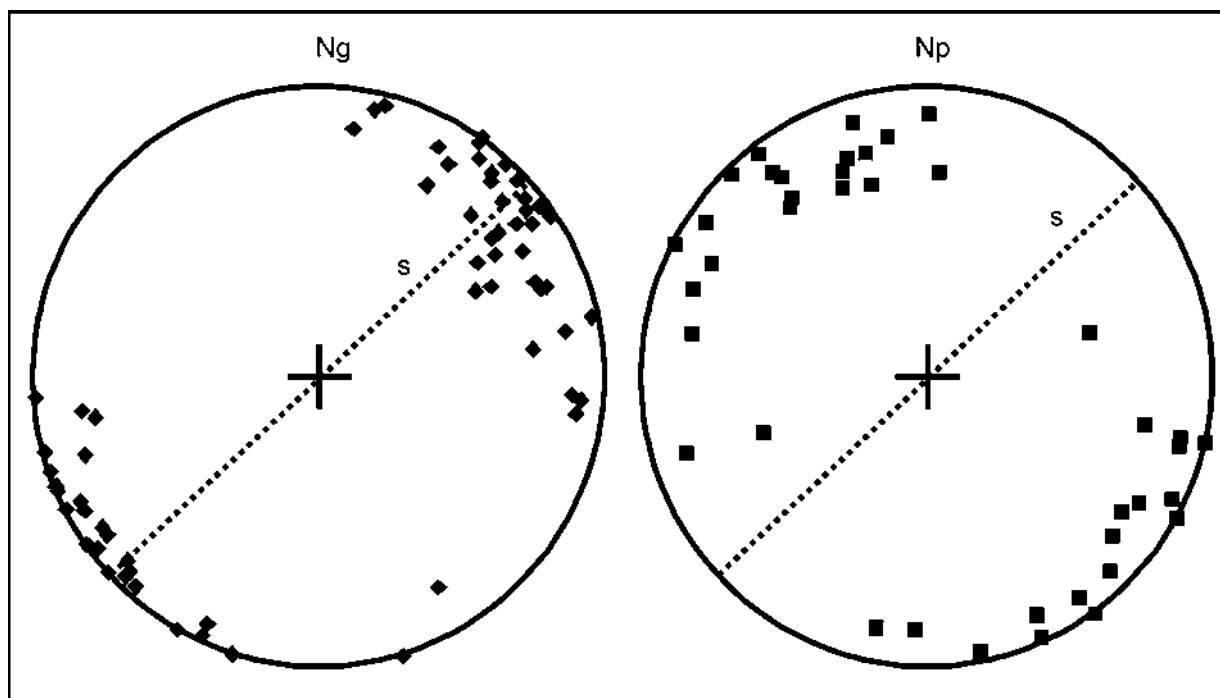


Рис. 5. Петроструктурная диаграмма оливина из перидотита надрудной толщи месторождения Большой Башарт

Примечание: S — ориентировка уплощенности минералов

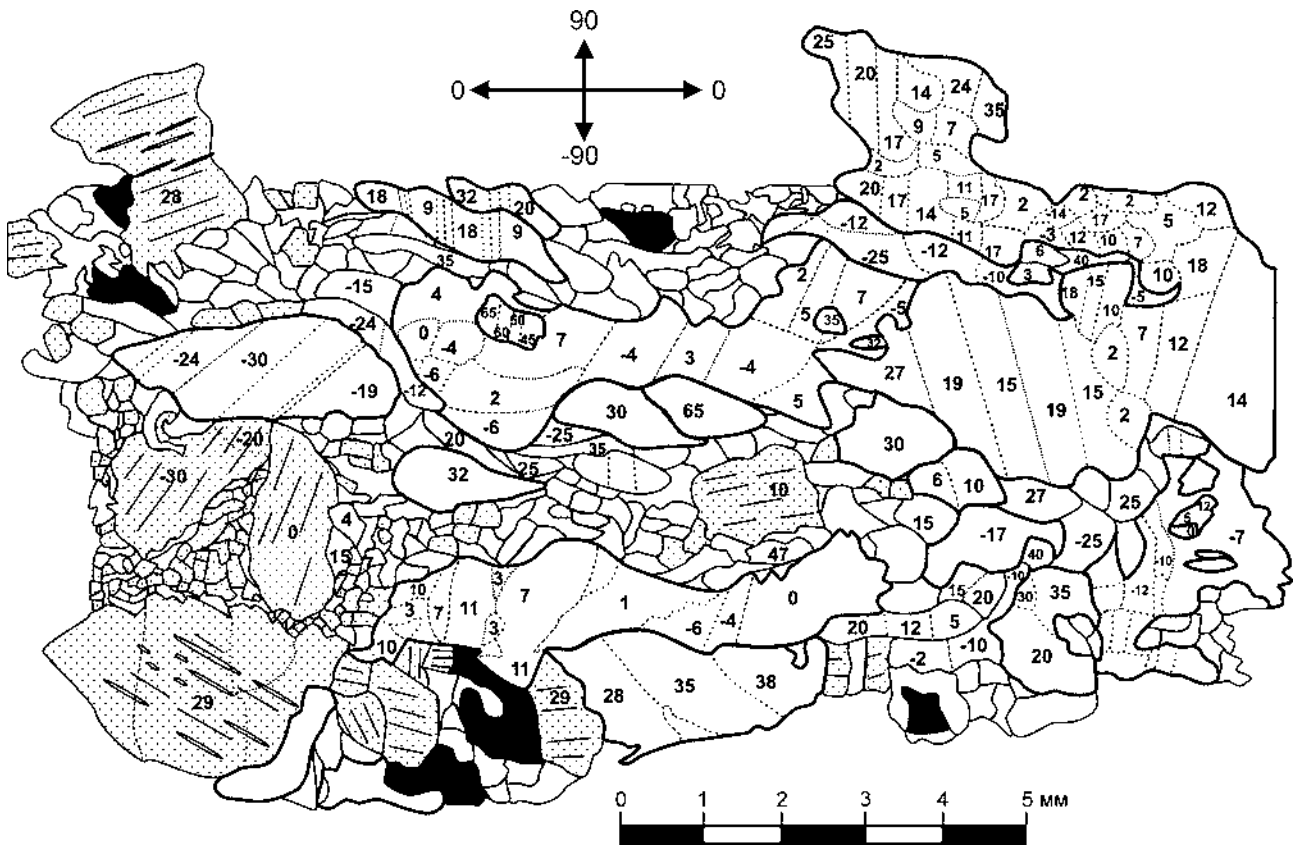


Рис. 6. Особенности внутреннего строения шпинель-плагноклазовых перидотитов надрудной толщи месторождения Большой Башарт (обр. ЮК-1386)

Примечание: штриховкой показаны области крупных оливиновых зерен, состоящие из комбинации фрагментов, разориентированных на небольшой угол (цифры соответствуют углу их погасания по отношению к условному нулевому направлению — стрелка)

Условные обозначения: см. на рис. 7.

В ходе совместной пластической деформации оливина и ортопироксена и вследствие различия в их реологических свойствах, в гарцбургите формируется неравномернoзернистая структура, обусловленная наличием относительно крупных порфиробласт ортопироксена (1–6 мм) и более мелкозернистой массы оливина. Последняя представлена разнoзернистым агрегатом зерен размером от 0,1 до 1 мм.

Типичные примеры развития фрагментированной структуры в оливине, которую можно наблюдать уже в оптическом микроскопе, иллюстрируют рис. 6 и 7Б. Полосы сброса и мозаика, образованная изометричными разнородно гаснущими участками, фиксируют малоугловые границы блоков с углом разориентировки в первые градусы. При значительной степени разориентации фрагментов ($>10^\circ$) образуются «псевдопoйкилитовые» включения оливина в оливине (см. рис. 6).

На рис. 7А хорошо видно, как происходит разделение пироксенов и хромшпинелидов в пространстве с образованием струек и полос (сегрега-

ций) вдоль оси наибольшего растяжения ($\angle 0^\circ - -10^\circ$) и внедрение в пироксен мелкозернистого оливина вдоль направлений наибольшего сжатия ($\angle 90^\circ / -90^\circ$). На рис. 7Б зафиксирован разрыв крупного зерна ортопироксена с образованием соизмеримых блоков и внедрение вдоль направления максимального сжатия мелкозернистого оливина, удлинение крупных зерен оливина и сегрегации хромшпинелидов и пироксена согласны с осью максимального растяжения ($\angle -45^\circ$) (обр. ЮК-1642). Рис. 6 и 7 иллюстрируют ярко выраженную фрагментированную структуру оливина, образование полос сброса, удлинение «зерен» согласно оси максимального растяжения. В левой части рис. 6 наблюдается разрыв зерна ортопироксена с образованием мелкозернистого агрегата (обломков того же зерна и небольшого количества зерен оливина), во фрагментированных зернах оливина происходит образование псевдопoйкилитовых включений этого же минерала.

Рассмотренные особенности строения рудоносной хромитит-дунитовой и перидотитовой ассоци-

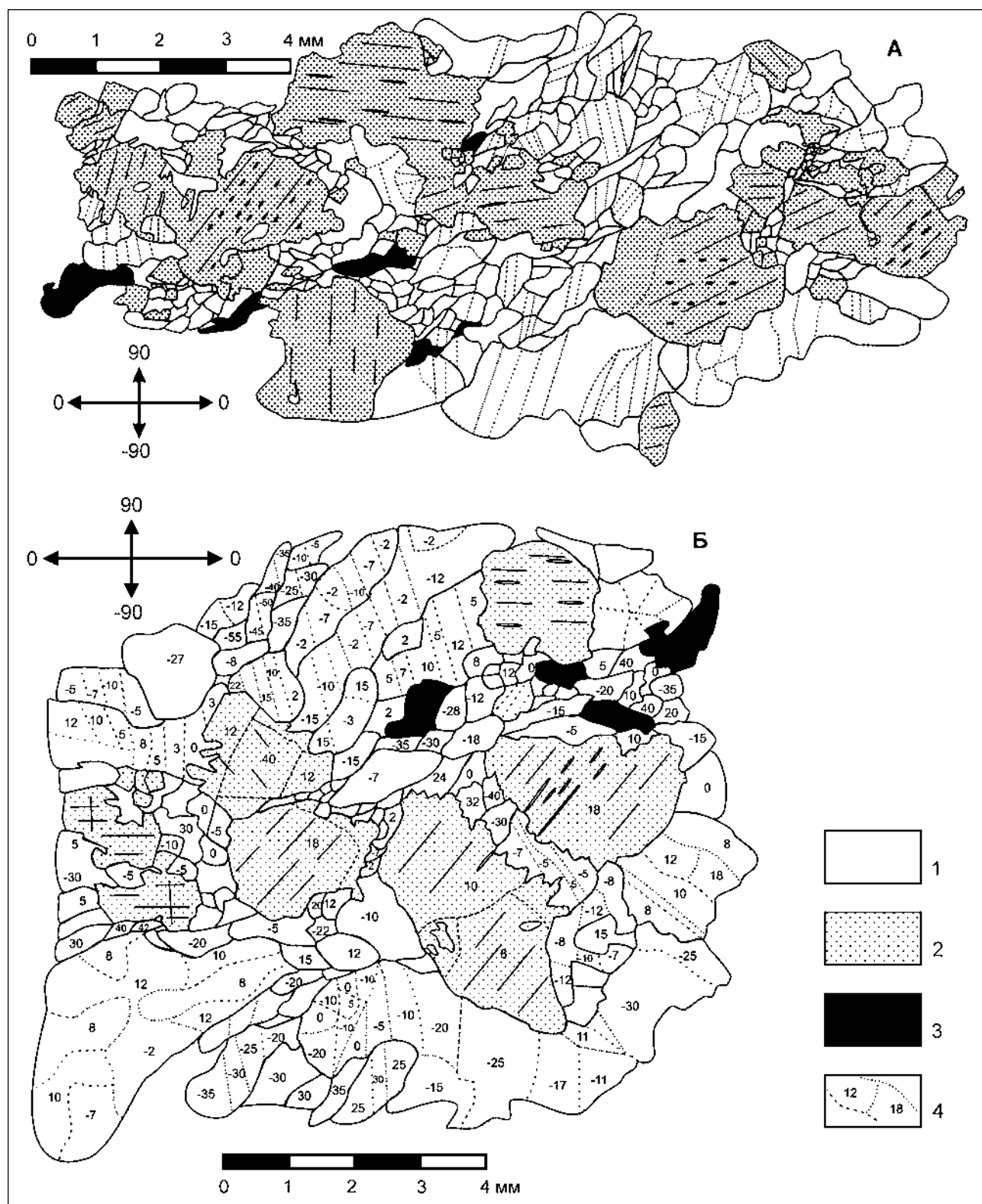


Рис. 7. Характер деформации породообразующих минералов и формирование сегрегационной полосчатости в ультрабазитах массива Южный Крак

Условные обозначения: 1 — оливин, 2 — ортопироксен, 3 — хромшпинелид, 4 — границы блоков (цифры соответствуют углу их погасания по отношению к условному нулевому направлению — стрелка)

аций месторождения Большой Башарт показывают, что в их структуре отсутствуют принципиальные различия, плоскостные элементы строения согласны между собой. В обоих случаях фиксируются отчетливые следы высокотемпературного пластического течения. С другой стороны, наблюдаются резкие отличия в реологическом поведении трех главных минералов (оливина, ортопироксена и хромшпинелида), слагающих породы и руды изученного участка.

Наиболее податливым из них является оливин: он внедряется в ортопироксен, выжимается из интерстиций в хромититах. Ортопироксен более «хрупок» по сравнению с оливином, преимущественно встречается в виде крупных порфириобласт, которые имеют тенденцию сегрегировать в полосы. Рассеянные хромшпинелиды обладают наименьшими размерами, рост их зерен происходит одновременно с увеличением густоты вкрапленности. Рудообразующие хромшпинелиды не ассоциируют с ортопироксеном.

Наблюдаемые особенности могут быть объяснены, если предположить, что ведущим фактором дифференциации вещества ультрабазитов являлось неоднородное пластическое течение в условиях верхней мантии. Породы представляли собой дисперсную систему, состоящую из дисперсионной среды — оливина, который слагает от 70 до 99% объема пород. Зерна хромита и ортопироксена представляют собой частицы дисперсных фаз. В потоке подобной среды происходит стратификация, обусловленная сегрегацией частиц с близкими физическими свойствами. Таким образом могут обособиться хромититовые тела, дуниты и обогащенные пироксеном перидотиты. Образование более хромистого шпинелида, чем в исходных перидотитах, может происходить при выплавлении пироксенов или сегрегации примесей на границы зерен.

Выводы

1. В пределах западной части массива Южный Крака структурные планы перидотитовой и дунит-хромититовой (рудоносной) ассоциаций аналогичны, что указывает на синхронность их образования в ходе высокотемпературного пластического течения в условиях верхней мантии. Ориентировка оливина в перидотитах надрудной толщи месторождения Большой Башарт свидетельствует о формировании их при внутризерновом трансляционном скольжении по системе (010) [100].

2. Минералы ультрабазитов проявляют различные реологические свойства: наиболее «податливым» является оливин, по сравнению с которым ортопироксен более «хрупкий», а хромшпинелид значительно более «твердый».

3. Дифференциация материала ультрабазитов явилась результатом неоднородного пластического течения, при котором происходила сегрегация частиц с близкими физическими свойствами в отдельные полосы (слои).

Литература:

Денисова Е.А. Складчатая структура ультраосновных тектонитов массивов Южного Урала // Геотектоника. — 1989. — № 4. — С. 52–62.

Денисова Е.А. Структура ультраосновного массива Южный Крака (Южный Урал) // Изв. АН СССР, Сер. геол. — 1990. — № 1. — С. 45–63.

Казанцева Т.Т. Геологическое строение северной части Зилаирского синклиория Южного Урала в связи с перспективами нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. г.-м. наук / ГИН АН СССР. — М., 1970. — 21 с.

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. — 1969. — Т. 189, № 5. — С. 1077–1080.

Ключихин А.В., Радченко В.В., Буряченко А.В. Геология и петрохимия гипербазитовых массивов Крака (Юж. Урал) // Магматизм и эндогенная металлогения западного склона Южного Урала. — Уфа, 1973. — С. 129–138.

Москалёва С.В. Гипербазиты и их хромитоносность. — Л.: Недра, 1974. — 279 с.

Павлов Н.В., Григорьева-Чупрынина И.И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. — М.: Наука, 1973. — 199 с.

Радченко В.В., Ключихин А.В. Структурно-тектоническое положение района гипербазитовых массивов Крака (Южный Урал) // Тектоника и магматизм Южного Урала. — М.: Наука, 1974. — С. 232–241.

Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — 320 с.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. — М.: Наука, 1987. — 230 с.

Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения — М., 1948. — 128 с. — (Тр. ИГН АН СССР; Вып. 97; Сер. рудн. м-ний; № 12).

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