

УЛЬТРАМАФИТЫ АЛАПАЕВСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ): ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ХРОМИТОНОСНОСТЬ

© 2012 г. И. С. Чашухин, С. Л. Вотяков

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075 г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7
E-mail: Chaschukhin@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 31.05.2012 г.

Изучен вещественный состав ультрамафитов Алапаевского массива на восточном склоне Среднего Урала. Прогрессивный метаморфизм и перекристаллизация ультрамафитов нарушили первичные соотношения главных и редких элементов. Поэтому единственным индикатором первичного состава пород служит химический состав аксессуарной хромшпинели. На его основе сделан вывод о том, что первичные ультрамафиты представлены двумя типами продуктов частичного плавления вещества верхней мантии: а) дифференцированной хромитит-дунит-гарцбургитовой серией и б) недифференцированными гарцбургитами. В первой залегают высокохромистые руды, во второй – глиноземистые (среднехромистые) руды. Серия составляет западную часть массива, гарцбургиты – восточную. Здесь прослеживается аналогия с ультрамафитами Кемпирсайского массива: по составу пород и руд западная часть массива аналогична юго-восточному блоку Кемпирсайского массива, восточная – западному блоку того же массива. Окситермобарометрия подтвердила различия между двумя типами ультрамафитов. Таким образом, можно предполагать блоковое строение Алапаевского массива. Граница между западным и восточными блоками проходит предположительно по разлому, трассирующемуся в настоящее время Мельничным ключом. После совмещения блоков произошло формирование комплекса апогарцбургитовых дунитов, энстатититов и хромититов с глиноземистым составом хромшпинели. Унаследование породообразующими минералами этих пород состава фаз вмещающих ультрамафитов свидетельствует о том, что метасоматические породы сформировались в ходе синтетектонической метаморфической дифференциации первичных ультрамафитов. Гарцбургиты обоих блоков по химическому составу породообразующих и редких элементов имеют близкую степень частичного плавления исходного вещества. Однако, по редокс-состоянию, ультрамафиты западного блока были сформированы в островодужной обстановке, восточного – в надсубдукционной.

Ключевые слова: *ультрамафиты, Алапаевский массив, гарцбургит, дунит, хромитит, состояние окисленности, блок, частичное плавление, дифференциация.*

ВВЕДЕНИЕ

Урал – уникальная область развития ультрамафитов разных формационных типов: альпинотипных, зональных дунит-клинопироксенитовых комплексов и расслоенных интрузий; преобладают альпинотипные дунит-гарцбургит-лерцолитовые комплексы, обнажающиеся на территории с суммарной площадью около 15 тыс. км² [1].

Наиболее полно изучены массивы, приуроченные к зоне Главного уральского глубинного разлома, с севера на юг – Сыум-Кей [22], Рай-Из [6, 16], Войкаро-Сыншинский [14], Нуралинский [13, 15], Хабарнинский [2], Кемпирсайский [10], а также обнажающиеся к западу массивы Крака [5, 14]. Однако, ультрамафиты массивов восточного склона Урала – Восточнотагильского, Первомайского, Алапаевского, Верхнетагильского, Верхнейвинского, Шевченковского и ряда других до сих пор изучены слабо. Они привлекали внимание лишь в связи с поисками хромитов и не были обеспечены кондиционными геологическими картами. Ультрамафи-

ты наиболее крупного из них – Алапаевского – стали объектом настоящего изучения.

История изучения Алапаевского массива длится более 100 лет и связана, в первую очередь, с поисками месторождений хромитов и асбеста. Описанию геологии, петрографии и хромитовых руд массива посвящены статья С.А. Вахромеева [3] и книга П.М. Татаринова и Г.М. Красновского [17]. С конца XIX века были открыты и интенсивно разрабатывались вплоть до 1929 г. многочисленные (более 80) мелкие месторождения и рудопроявления глиноземистых (среднехромистых) руд. За все время эксплуатации месторождений добыто около 70 тыс. т хромита. Рудопроявления по площади массива распределены неравномерно и были условно объединены в два рудных поля: Северное и Южное.

В послевоенное время в Алапаевском массиве был открыт ряд рудопроявлений с высокохромистой хромшпинелью. Описанию состава и морфологии хромшпинели массива посвящена статья Т.А. Шиловой [21]. Главные выводы следующие: а) месторождения с высокохромистой хромшпине-

лью развиты в западной части массива, с глиноземистой – в центральной и восточной частях; б) по составу высокохромистые хромшпинели сопоставимы с хромшпинелью Главного рудного поля Кемпирсайского и Райизского массивов; в) высокохромистые и глиноземистые хромшпинели имеют разное происхождение: первые возникли в результате метасоматической перекристаллизации и перераспределения вещества вмещающих ультрамафитов, вторые являются производными гарцбургитовой магмы.

Авторы в ходе выполнения проекта РФФИ-Урал продолжили изучение особенностей состава рудных и аксессуарных хромшпинелей, дополнив их новыми данными по большинству наиболее крупных хромитопоявлений Алапаевского массива [20].

Долгое время тектоническая позиция массива определялась приуроченностью его к зоне субмеридионального глубинного разлома, контролирующего локализацию Алапаевско-Теченского [9], или Асбестовско-Алапаевского [1] пояса. С позиций новой глобальной тектоники, геодинамическая обстановка формирования массива была восстановлена по геохимии габбро и отнесена к надсубдукционной [11]. Оценка тектонической обстановки формирования собственно ультрамафитов до сих пор не проведена.

Авторы изучили петрологию, геохимию и редокс-состояние ультрамафитов Алапаевского массива в сопоставлении с ультрамафитами известных геологических обстановок, тем самым, восполнив имеющийся пробел.

ОБРАЗЦЫ И АНАЛИТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

С разной степенью детальности было изучено 185 образцов ультрамафитов и хромитовых руд, отобранных по широтному пересечению массива, из керна скважин, по борту реки Нейвы и в 22 хромитовых месторождениях. Во всех образцах изучена петрография в шлифах и аншлифах, определены плотность и количество магнетита, в большинстве измерена железистость оливина теодолитно-иммерсионным методом. В 38 образцах определен химический состав петрогенных элементов, в 9 – редких. Выполнены анализы минералов: хромшпинели – 335, оливина – 62, ортопироксена – 47, клинопироксена – 10. В 25 образцах рассчитаны величины летучести кислорода.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Методы исследования

Анализы выполнены в Центре коллективного пользования УрО РАН “Геоаналитик”. Химический анализ ультрамафитов выполнен на спектрометре СРМ-25, анализы минералов – на микроанализаторе

ре Cameca SX 100, ICP-MS-анализ пород – на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой ELAN-9000. Мессбауровские исследования проведены на временном спектрометре СМ2201 в Институте минералогии УрО РАН, г. Миасс.

Геологическая позиция массива

Алапаевский массив альпинотипных ультрамафитов площадью около 500 км² расположен в 150 км к северо-востоку от г. Екатеринбурга и в 15 км к западу от г. Алапаевска (рис. 1). Массив сложен преимущественно гарцбургитами и апогарцбургитовыми серпентинитами; дуниты и аподунитовые серпентиниты играют подчиненную роль. На севере массива обнажаются габбро. Со всех сторон массив окружен вулканогенно-осадочными палеозойскими образованиями. На западе, под действием мурзинских гранитоидов, вмещающие породы претерпели метаморфизм и превращены в сланцы. Гранитоиды явились причиной интенсивного метаморфизма петельчато серпентинизированных ультрамафитов с образованием хризотил-лизардитовых и антигоритовых серпентинитов, а также тальк-карбонатных пород. В наибольшей степени метаморфизм проявлен в западной части массива и постепенно затухает к востоку.

Sm-Nd возраст габбро равен 579 ± 42 млн. лет; U-Pb датирование цирконов из хромитов Курмановского месторождения дало разброс от 1600–1700 до 588 ± 16 млн. лет [11].

Петрография ультрамафитов

Ввиду интенсивного метаморфизма первичная микроструктура ультрамафитов может быть восстановлена только в петельчато серпентинизированных разностях. Степень ранней серпентинизации, рассчитанная по величине плотности и массовой доле потерь при прокаливании, варьирует от 50 до 100 мас. %, чаще в пределах 70–90 мас. %. Как правило, первичный состав породы удается восстановить лишь по псевдоморфным структурам, отражающим особенности кристаллической структуры эдуктов серпентинизации и их разную устойчивость к процессу серпентинизации. По оливину развивается сеть петельчатого лизардита, по ортопироксену – лизардитовый бастит; клинопироксен серпентинизируется в наименьшей степени (рис. 2а, б). Последующие процессы метаморфизма – антигоритизация и тальк-карбонатизация, как правило, нацело стирают следы этих псевдоморфных структур (рис. 2в, е), хотя иногда можно предполагать апопироксеновую природу карбонат-антигоритовых и карбонат-лизардитовых псевдоморфоз (рис. 2г, д).

Первичная структура пироксен-содержащих ультрамафитов Алапаевского массива может быть

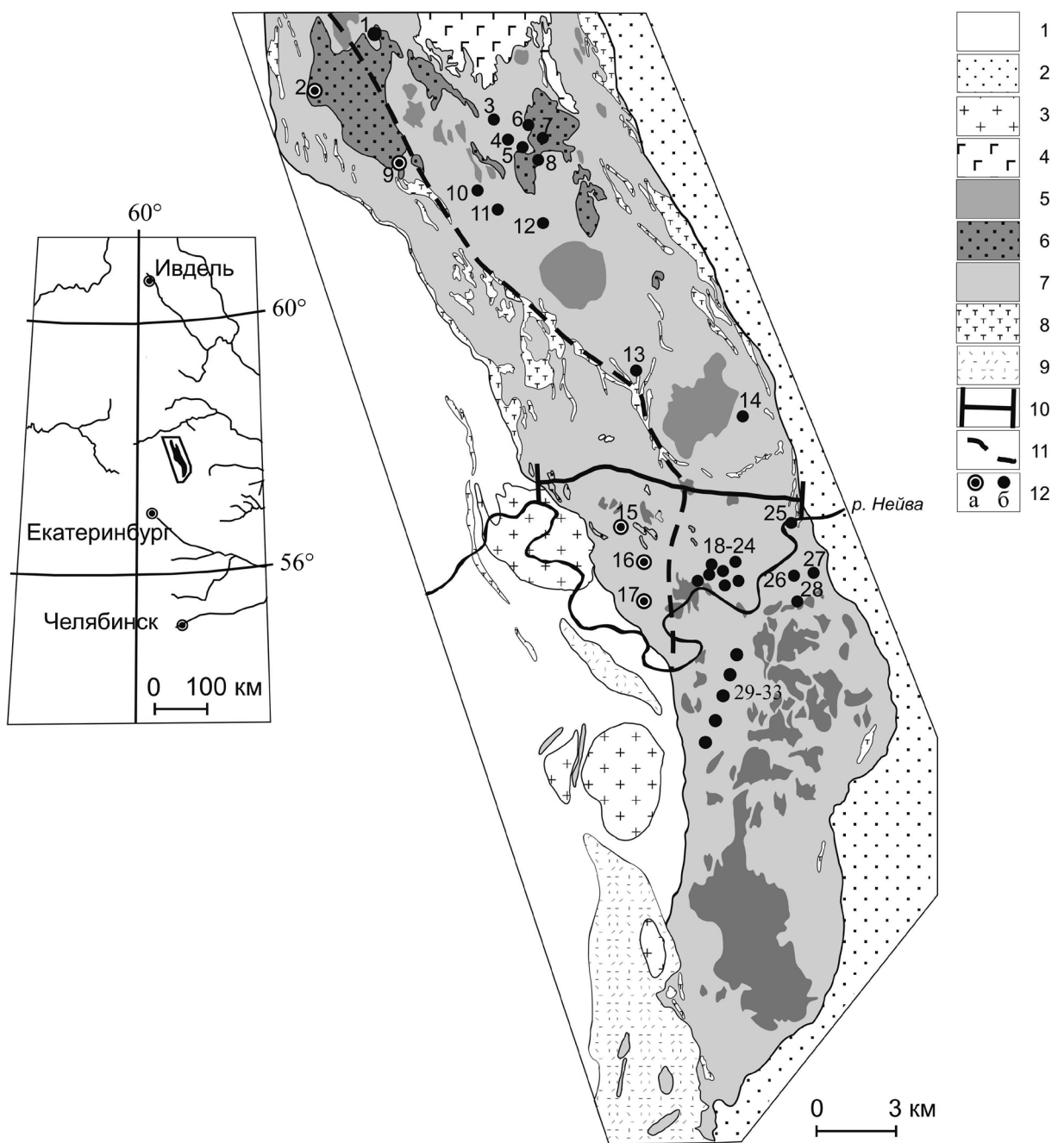


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Алапаевского массива, составленная Махневской ГПП Зауральской КГРЭ Уральского ТГУ.

1 – сланцевая толща метаморфического ореола Мурзинской гранитной интрузии (мурзинская свита); 2 – вулканогенно-осадочная толща, кремнисто-глинистые сланцы, диабазы D_3-C_1 ; 3 – плагиограниты; 4 – габбро; 5 – серпентинизированные перидотиты; 6 – дуниты и аподунитовые серпентиниты; 7 – апоперидотитовые серпентиниты; 8 – тальковые, тальк-карбонатные породы; 9 – туфогенно-обломочная свита $S-D_1$; 10 – линия пересечения; 11 – предположительная граница между западным и восточным блоками; 12 – хромитовые месторождения и рудопроявления: а – с высокохромистой хромшпинелью, б – с глиноземистой хромшпинелью. Месторождения и рудопроявления: 1 – Ясашное, 2 – Баканов Ключ, 3 – Вершина р. Алапахы, 4 – Поденный III, 5 – Поденный II южный, 6 – Аиб, 7 – Поденный II северный, 8 – Водяновское, 9 – Малокаменское, 10 – Артемовское, 11 – Прохоровское, 12 – Поденный I, 13 – Сусановское, 14 – Большая Круглышка, 15 – Шакирзяновское, 16 – Курмановское, 17 – Вкрапленное, 18 – Норское I, 19 – Норское II, 20 – Норское III, 21 – Горемычное, 22 – Крест, 23 – У мельницы, 24 – Михайловское, 25 – Поляков Камень, 26 – Васильевское, 27 – Шаровское, 28 – Яковлевское, 29–33 – Кривское.

определена как порфирокластическая, обусловленная большей по сравнению с оливином механиче-

ской устойчивостью пироксенов к хрупким деформациям. Как правило, порфирокласты размером

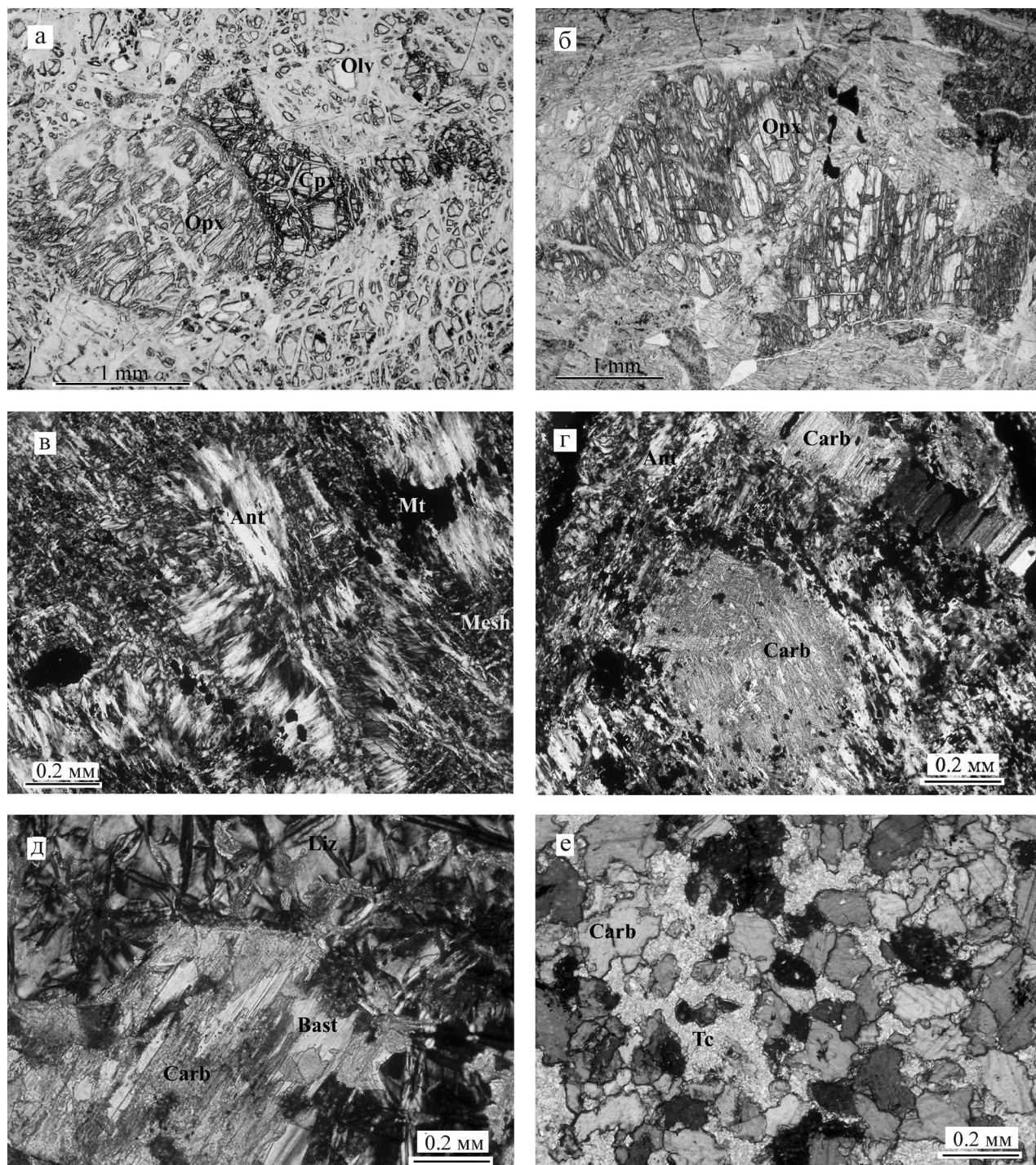


Рис. 2. Микрофотографии ультрамафитов.

а – гарцбургит с первичным диопсидом западного блока, шл. 7662, без анализатора (Olv – оливин, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен); б – гарцбургит восточного блока, шл. 7668, без анализатора; в – развитие магнетит-ангигоритового (Mt, Ant) парагенезиса по петельчато серпентинизированному гарцбургиту (Mesh), шл. 7663, западный блок, с анализатором; г – тремолит-карбонат-лизардитовая порода (Carb) по гарцбургиту западного блока, две генерации карбоната (в форме псевдоморфозы по ортопироксену и прожилка), с анализатором; д – апогарцбургитовая карбонат-лизардитовая (Carb, Liz) порода с реликтами бастита (Bast), шл. 7673, восточный блок, с анализатором; е – тальк-карбонатная (Tc, Carb) порода, шл. 7800, с анализатором.

2–3 мм сложены агрегатом зерен орто- и (реже) клинопироксенов и окружены необластами пироксенов и оливина, нацело серпентинизированны-

ми (рис. 2а, б). Вблизи порфировкластов жилки петельчатого серпентина ориентированы субпараллельно их краям и обтекают порфировкласты пи-

роксинов (рис. 2б, г), но вдали ориентировка исчезает. Ввиду того, что эта ориентировка подчинена направлению спайности пироксенов, можно предполагать, что порфирокласты окружены преимущественно необластами пироксенов, и первичный размер зерен пироксенов был значительно крупнее наблюдаемого размера порфирокластов. Аналогичная картина просвечивает и в карбонат-антигоритовых породах (рис. 2д). Порфирокласты оливина не обнаружены.

В гарцбургитах хромшпинель образует типичные ксеноморфные зерна. В зависимости от коли-

чества пироксена цвет хромшпинели варьирует от светло- до темно-коричневого. В дунитах форма и цвет зерен хромшпинели различны. В ряду гарцбургит–пироксеновый дунит–беспироксеновый дунит неправильный габитус закономерно сменяется более идиоморфным, цвет в проходящем свете становится более темным вплоть до черного. В дунитах, секущих полосчатость гарцбургитов, форма и цвет зерен хромшпинели нередко аналогичны гарцбургитовым.

Химический состав ультрамафитов

Петрохимия. Проведено сопоставление состава ультрамафитов массива с литературными данными по петрохимии абиссальных перидотитов (MOR), островодужных гарцбургитов (Arc) и с модельными составами мантии (Mantle) – рис. 3а, б.

По соотношению SiO_2 и MgO составы ультрамафитов Алапаевского массива, включая продукты прогрессивного метаморфизма (за исключением антигоритовых серпентинитов), смещаются с мантийного тренда в область обогащения кремнеземом и аналогичны составам островодужных ультрамафитов (рис. 3а).

В координатах Al_2O_3 – CaO разброс данных для петельчато серпентинизированных ультрамафитов в несколько раз превышает аналитические погрешности (рис. 3б). Только незначительная часть фигуративных точек попадает в поле составов океанических перидотитов, для большинства характерно увеличение величины $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$. Несоответствие соотношения извести и глинозема в алапаевских ультрамафитах океаническим перидотитам и хондритовому отношению объяснить поверхностным выветриванием нельзя, т.к. выветривание под действием агрессивных океанических вод существенно более мощное. По-видимому, в Алапаевском массиве проявлено влияние прогрессивного метаморфизма – антигоритизации, хризотиллизардитизации и тальк-карбонатизации, усиливающегося по мере приближения к контакту с Мурзинским гранитоидным массивом.

Таким образом, о первичном составе ультрамафитов массива по данным петрохимических пересчетов можно судить очень приблизительно. Соотношение породообразующих минералов может быть оценено путем количественно-минералогических подсчетов под микроскопом. Однако этот метод трудоемок и требует изготовления большого количества шлифов. К тому же область его применения ограничена серпентинизированными ультрамафитами, в которых сохранились реликтовые (псевдоморфные, по Б.Я. Меренкову) структуры. В антигоритовых серпентинах они исчезают полностью.

Геохимия РЗЭ. Проведено сравнительное изучение концентраций РЗЭ в петельчато серпентинизированных гарцбургитах и дунитах (рис. 4а) и в про-

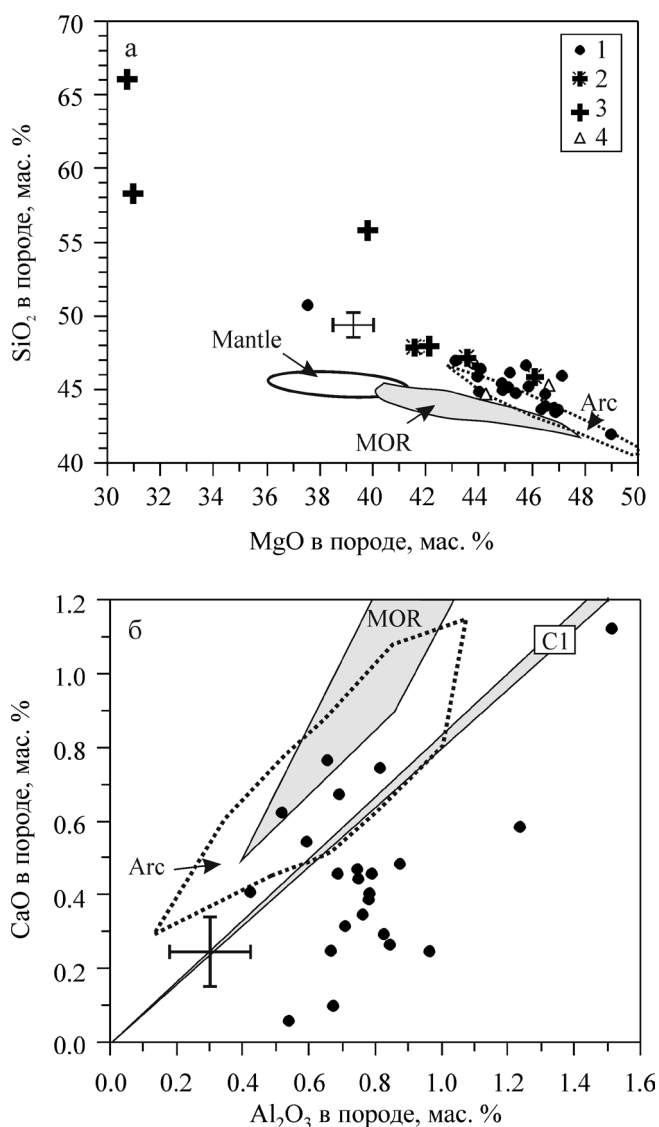


Рис. 3. Соотношения MgO – SiO_2 (а) и Al_2O_3 – CaO (б) в ультрамафитах Алапаевского массива.

1 – перельчато серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 2–3 – серпентиниты: 2 – хризотиллизардитовые, 3 – антигоритовые; 4 – карбонатизированные гарцбургиты. Mantle – пиролит верхней мантии по данным: [12, 23, 27–29, 32, 39]; MOR – ультрамафиты COX [33]; Arc – островодужные ультрамафиты [35, 36, 43]; C1 – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ -отношение в хондрите [34].

дуктах их прогрессивного метаморфизма (рис. 4б). Концентрации наиболее инертных тяжелых и части средних РЗЭ в гарцбургитах и дунитах в обеих частях массива значительно ниже, по сравнению с подконтинентальными и абиссальными перидотитами, их спектры располагаются в поле островодужных гарцбургитов со степенью истощения более 30%. По сравнению с реститами спектры РЗЭ характеризуются сильным обогащением легкими РЗЭ и, как результат, – U-образной формой. Это, наряду с идентичностью концентраций РЗЭ в гарцбургитах и дунитах, подтверждает метасоматическую природу последних; по-видимому влияние метасоматоза не ограничилось собственно дунитами, но проникло во вмещающие гарцбургиты. Отличительная особенность гарцбургитов западной части массива – хорошо выраженная отрицательная Eu аномалия, не зафиксированная в остальных изученных образцах. По составу РЗЭ алапаевские ультрамафиты аналогичны гарцбургитам подводной горы Южный Чаморро, образованным в результате истощения ультрамафитов СОХ в островодужной обстановке [43].

Спектры продуктов прогрессивного метаморфизма с участием антигорита, хризотила и лизардита отличаются от петельчато серпентинизированных пород по исчезновению прогиба в средней части (рис. 4б). Спектр тальк-карбонатной породы близок спектру рестита при 30%-м истощении пиролита. Отличительные особенности продуктов прогрессивной гидратации от петельчато серпентинизированных пород, возможно, обусловлены их большей устойчивостью к поверхностному выветриванию.

Составы сосуществующих минералов

Акцессорная хромшпинель и оливин. Единственным способом восстановления первичного состава ультрамафитов является использование состава акцессорной хромшпинели. Начиная с работ Т. Ирвайна [30] и Н.В. Павлова [10], известно, что он тесно коррелирует с составом вмещающих ультрамафитов ряда дунит-гарцбургит-лерцолит. Состав хромшпинели в сочетании с составом пород и геологическими данными позволяет надежно различать продукты деплетирования и последующих метасоматических и метаморфических преобразований альпинотипных ультрамафитов, включая хромитообразование. Непосредственно для Алапаевского массива важно, что в ходе наложенных процессов водного метаморфизма с образованием антигорита, хризотила, талька и амфибола хромшпинель заново не кристаллизуется и в большинстве случаев сохраняются реликты зерен, по составу которых возможно установить первичный состав минерала и как итог – вмещающей породы. Наиболее информативным представлением особенно

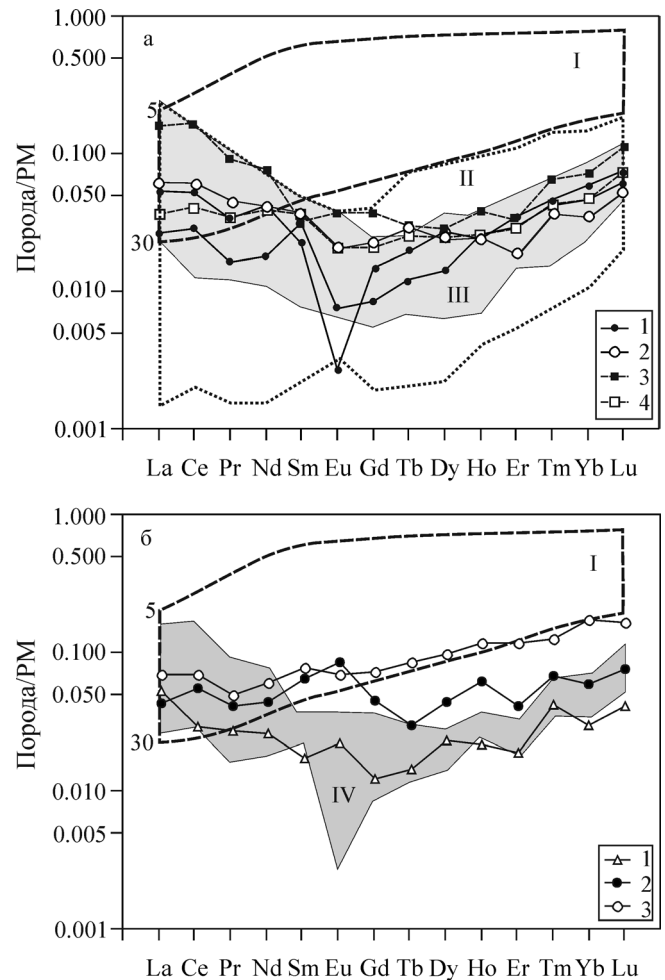


Рис. 4. Нормализованные на примитивную мантию [38] спектры РЗЭ в ультрамафитах Алапаевского массива.

а – петельчато серпентинизированные ультрамафиты: 1–2 – западная часть: 1 – гарцбургит, 2 – дунит; 3–4 – восточная часть: 3 – гарцбургит, 4 – дунит. б – продукты прогрессивного метаморфизма: 1 – карбонат-антигоритовая порода, 2 – хризотил-лизардитовый серпентинит, 3 – тальк-карбонатная порода. Поля: I – реститы в диапазоне частичного плавления 5–30%, II – островодужные ультрамафиты, включая III – подводную гору Южный Чаморро [36, 37]. IV – гарцбургиты и дуниты Алапаевского массива (рис. 4а).

стей состава хромшпинели служит диаграмма “железистость ($\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$)–хромистость ($\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$)”, предложенная Т. Ирвайном [30] и широко используемая в современной петрологической литературе. Диаграмма наиболее полно учитывает состав хромшпинели: сумма перечисленных выше элементов составляет более 95%.

На основе вариаций состава акцессорной хромшпинели гарцбургиты Алапаевского массива могут быть подразделены на слабо и сильно дифференцированные: если в первых величина хромистости варьирует в относительно узких пределах 50–60%, то во вторых от 46 до 75% (рис. 5а). Эти

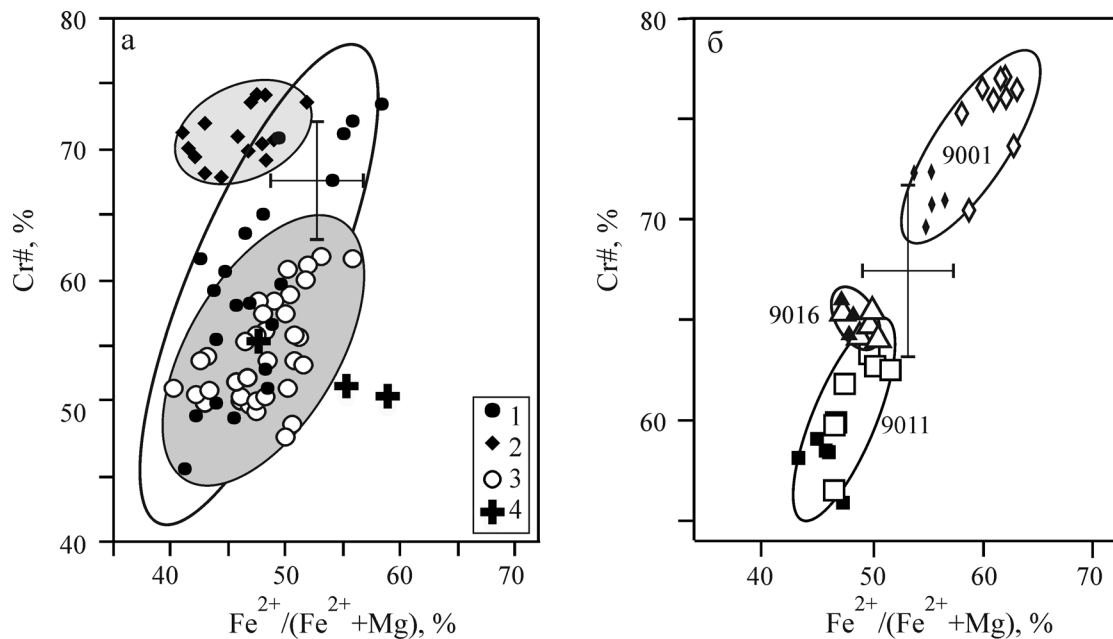


Рис. 5. Состав акцессорной хромшпинели в ультрамифитах Алапаевского массива в целом (а) и в отдельных образцах (б).

а – 1–2 – западная часть: 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты; 3–4 – восточная часть: 3 – гарцбургиты, 4 – дуниты. б – составы хромшпинели в непосредственных контактах гарцбургитов и апогарцбургитовых дунитов; Курмановское месторождение, обр. 9001, 9011, 9016. Зачерненные значки – гарцбургиты, незачерненные – дуниты.

различия подчеркиваются разной железистостью хромшпинели: при одинаковой хромистости железистость сильно дифференцированных гарцбургитов в среднем на 5% ниже по сравнению со слабо дифференцированными.

Пространственно оба типа гарцбургитов разобщены. На рис (рис. 6) приведены вариации хромистости хромшпинели в ультрамифитах вдоль автомобильной дороги Нижний Тагил–Алапаевск. Отчетливы видны различия в коэффициенте вариаций хромистости хромшпинели, отражающем степень дифференцированности вмещающих гарцбургитов: в восточной части разреза ее величины не выходят за пределы погрешности анализа и составляют $56 \pm 4\%$, в западной $65 \pm 13\%$.

Гетерогенность гарцбургитов в пределах массива – явление, характерное не только для Алапаев-

ского массива. Ранее [18] были показаны различия в составе ультрамифитов юго-восточного и северо-западного блоков Кемпирсайского массива: первый сложен сильно дифференцированной дунит-гарцбургит-лерцолитовой серией, второй – слабо дифференцированными гарцбургитами. Т. к. шпинелевые гарцбургиты и лерцолиты альпинотипных комплексов образуются преимущественно путем магматического истощения вещества верхней мантии (в отличие от дунитов, нередко имеющих метасоматическую природу), различия в их составе фиксируют особенности условий формирования на самых ранних этапах эволюции ультрамифитового вещества. Поскольку продукты магматического деплетирования пиrolита мантии являются источником вещества при формировании хромитовых концентраций, особенности их состава контролируют состав рудообразующей хромшпинели и как итог – состав руд. Так, юго-восточный блок Кемпирсайского массива вмещает уникальные месторождения высокохромистых руд, северо-восточный – мелкие проявления глиноземистых руд.

Дуниты в объеме дунит-гарцбургитового комплекса Алапаевского массива занимают подчиненное положение. Их временные соотношения с гарцбургитами различны. Например, в расположенном в западной части Курмановском месторождении наблюдаются как постепенные переходы от дунитов к гарцбургитам, так и несомненно резкие контакты. В последнем случае дуниты слагают жилы и тела, секущие петроструктуру гарцбургитов, т.е. имеют

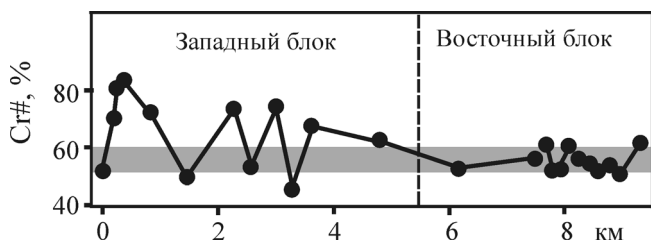


Рис. 6. Вариации хромистости акцессорной хромшпинели в ультрамифитах Алапаевского массива вдоль дороги Нижний Тагил–Алапаевск.

Серая полоса – область погрешностей определения хромистости хромшпинели.

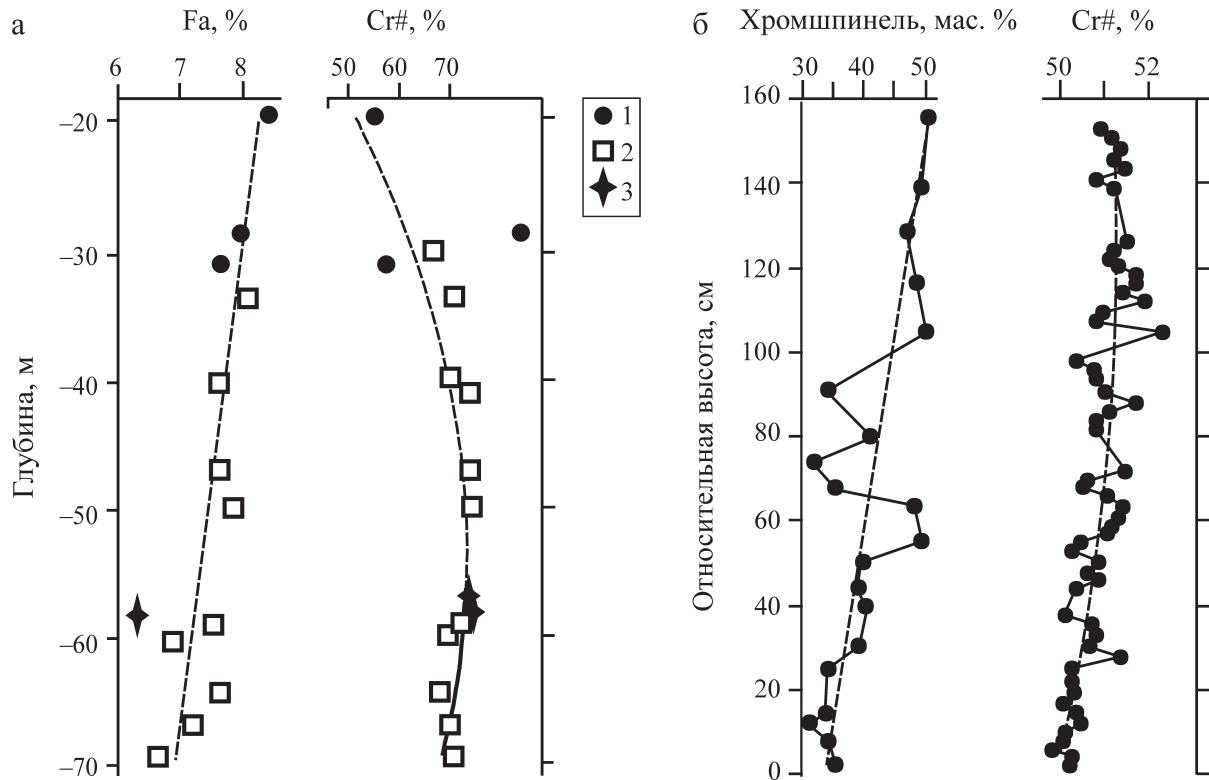


Рис. 7. Вариации состава хромшпинели и оливина по керну скв. 9 на Курмановском месторождении (а), состава и количества рудной хромшпинели в рудном теле месторождения Поляков Камень (б).

1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – хромититы.

постгарцбургитовую природу. В восточной части наблюдались только апогарцбургитовые дуниты.

Оба типа дунитов отчетливо различаются по составу слагающих минералов. Примером дунитов первого типа может служить разрез, построенный по керну скв. 9, пройденной в Курмановском месторождении (рис. 7). Хромистость хромшпинели постепенно увеличивается от 50–60% в гарцбургитах до 65–70% в дунитах, достигая максимума в хромититах (~72%); железистость оливина постепенно снижается от 8–8.5% в гарцбургитах до 7–8% в дунитах и далее – до 6–6.5% в хромититах – картина, характерная для вариаций состава минералов хромитит-дунит-гарцбургит-лерцолитовых серий юго-восточного блока Кемпирсайского массива [19].

Несмотря на резкий контакт дунитов второго типа с гарцбургитами, составы хромшпинели и оливина в обеих породах близки. На рис. 8 приведены данные изучения микроразреза через контакт жилы дунита в гарцбургите Курмановского месторождения. При одинаковом составе хромшпинели железистость оливина в дуните не только не ниже, но на 1% выше, чем в гарцбургите, что исключает релитивную природу дунитов. Метасоматическое происхождение дунитов подтверждается явлением унаследованности составов хромшпинели дунитов состава этого минерала в гарцбургитах. Это отчетливо

видно из рис. 5б: в каждом из трех образцов состава хромшпинели гарцбургита соответствует близкий состав хромшпинели из дунита. Из этого следует вывод: масштабы метасоматоза, приводящего к формированию дунитов, были существенно ограничены, а сам процесс имел локальный характер.

Составы сосуществующих оливинов и хромшпинелей позволяют оценить геологическую обстановку становления ультрамафитов Алапаевского массива. На диаграмме Пирса [37] фигуративные точки всех изученных образцов расположились в поле надсубдукционных перидотитов (рис. 9).

Помимо соотношений хромистости и железистости в хромшпинели важную роль в оценке флюидного режима формирования ультрамафитов игра-

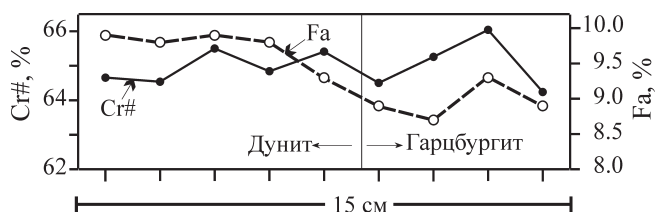


Рис. 8. Вариации хромистости акцессорной хромшпинели (Cr#) и железистости оливина (Fa) на контакте гарцбургита с секущей жилой дунита.

Курмановское месторождение, обр. 9016.

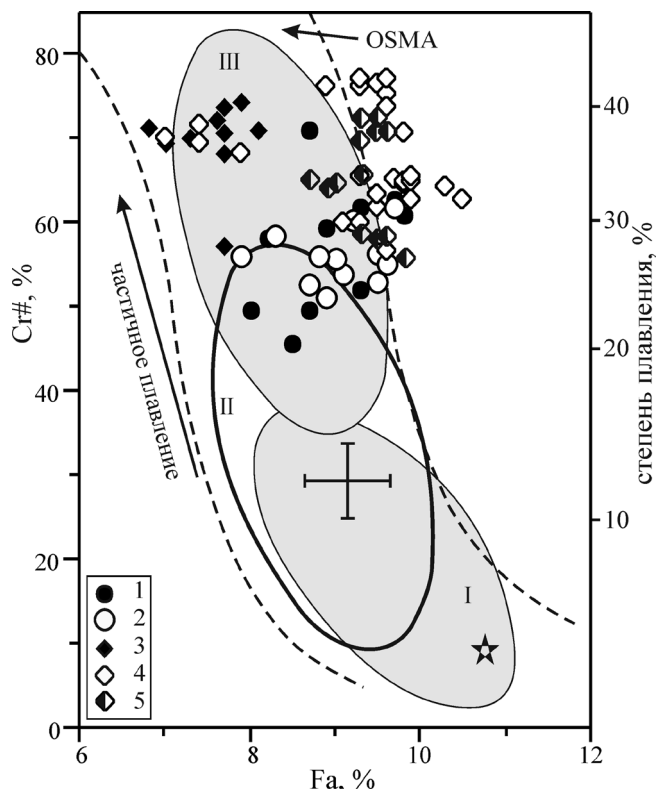


Рис. 9. Соотношение хромистости акцессорной хромшпинели ($\text{Cr}\#$) и железистости сосуществующего оливина в ультрамифитах Алапаевского массива.

1–2 – гарцбургиты блоков: 1 – западного, 2 – восточного; 3–4 – дуниты: 3 – реститовые, 4 – апогарцбургитовые; 5 – гарцбургиты из эндоконтакта с апогарцбургитовыми дунитами. Поля – составы по Пирсу [37]: I – ультрамифитов пассивных континентальных окраин, II – абиссальных перидотитов, III – гарцбургиты надсубдукционных зон, звезда – недеплементированная MORB мантия. OSMA – оливин-шпинелевый мантийный тренд $\text{Aga}1$ [24].

ет валентное состояние железа. Мессбауэровское изучение хромшпинели, выполненное в ведущих лабораториях мира, показало, что соотношение двух форм железа большей частью не соответствует расчетному, основанному на допущении стехиометрического соотношения двух и трехвалентных катионов [4].

Качественно содержание Fe_2O_3 в структуре хромшпинели Алапаевского массива можно оценить путем сопоставления количеств Cr_2O_3 и Al_2O_3 с концентрациями, откорректированными по данным мессбауэровской спектроскопии, например, в хромшпинелях гарцбургит-лерцолитовой серии массива Южный Крак (рис. 10). Из рисунка следует, что составы значительной части образцов хромшпинели, особенно среднехромистой, существенно сдвинуты в область повышенных содержаний Fe_2O_3 . Другой вывод – края зерен хромшпинели, как правило, содержат больше Fe_2O_3 по сравнению

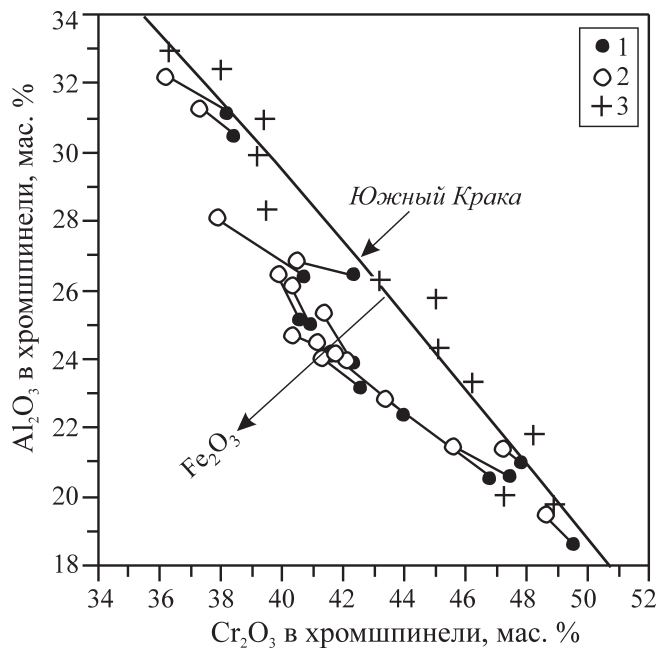


Рис. 10. Соотношение массовых долей Al_2O_3 и Cr_2O_3 в акцессорных хромшпинелях ультрамифитов Алапаевского массива.

1 – ядра, 2 – края зерен, 3 – дунит-гарцбургит-лерцолитовая серия массива Южный Крак.

нию с их центральными частями. По-видимому, перераспределение химических компонентов между минералами в ходе охлаждения в земной коре сопровождается увеличением концентраций в краях зерен хромшпинели не только глинозема, но и трехвалентного железа. С учетом параллельного уменьшения железистости оливина можно утверждать, что переуравновешивание состава сосуществующих фаз в ходе охлаждения проходило в окислительных условиях.

Результаты расчетов параметров мессбауэровских спектров хромшпинелей приведены в табл. 1. Степень окисления железа варьирует от 10.9 до 40.8%, большей частью от 20 до 25%. Эти данные стали основой для расчета летучести кислорода в ультрамифитах массива.

Ортопироксены. Составы ортопироксенов в гарцбургитах массива типичны для этих пород из других гарцбургитовых массивов Урала и мира. Содержание глинозема варьирует от 1.35 до 2.4 мас. %, чаще в пределах 1.7–1.9, т.е. существенно ниже граничного значения между гарцбургитами и лерцолитами $\sim 3.0\%$ (табл. 2). Концентрация Cr_2O_3 колеблется в узких пределах от 0.47 до 0.61 мас. %, что также существенно ниже экстремума между гарцбургитами и лерцолитами (0.8–1.0 мас. %). Содержание CaO не коррелирует с содержанием глинозема – показателем степени частичного плавления исходного вещества – и контролируется степенью очистки зерен ортопироксена в ходе выпадения

Таблица 1. Параметры мессбауэровских спектров природных хромшпинелей из ультрамафитов Алапаевского массива (трехдублетная модель)

№	Обр.	По- рода	Fe ³⁺				Fe ²⁺ (a)				Fe ²⁺ (b)				χ^2
			IS	QS	W	S	IS	QS	W	S	IS	QS	W	S	
1	7683	Д	0.561	0.505	0.262	20.6	1.123	1.066	0.528	53.6	1.089	1.852	0.404	25.9	0.973
2	7689	Д	0.340	0.541	0.247	22.3	0.931	1.480	0.459	35.1	0.894	0.900	0.450	42.7	
3	7697	Хр	0.318	0.624	0.322	30.4	0.931	1.675	0.499	39.0	0.907	1.009	0.472	30.6	
4	7712*	Хр	0.342	0.574	0.286	21.7	0.912	1.088	0.644	49.3	0.890	1.919	0.563	29.1	0.680
5	7713*	Хр	0.357	0.551	0.262	25.6	0.917	1.072	0.549	45.7	0.878	1.892	0.435	28.7	
6	7714*	Хр	0.356	0.540	0.256	21.4	0.919	1.083	0.545	49.0	0.881	1.890	0.427	29.7	
7	7746*	Хр	0.363	0.556	0.299	26.9	0.920	1.076	0.587	44.7	0.856	1.925	0.453	28.4	0.167
8	7734	Хр	0.357	0.551	0.308	32.3	0.848	1.894	0.463	28.3	0.902	1.060	0.535	39.4	
9	7768	Хр	0.552	0.569	0.301	22.2	1.123	1.136	0.576	48.3	1.079	1.983	0.448	29.4	
10	7773	Хр	0.555	0.562	0.286	23.0	1.124	1.124	0.570	45.8	1.087	1.496	0.473	31.3	0.417
11	7774	Хр	0.548	0.560	0.273	21.8	1.122	1.133	0.546	48.3	1.086	1.960	0.435	29.9	
12	7784*	Хр	0.356	0.538	0.315	33.8	0.898	1.059	0.551	42.6	0.832	1.886	0.443	23.7	
13	7802*	Хр	0.339	0.503	0.356	29.1	0.940	0.795	0.478	40.4	0.908	1.480	0.494	30.5	0.609
14	7804*	Хр	0.360	0.515	0.241	21.4	0.921	1.041	0.508	48.7	0.891	1.822	0.406	29.9	
15	7812	Хр	0.550	0.557	0.293	24.0	1.107	1.103	0.542	45.3	1.079	1.873	0.465	30.7	
16	7816	Хр	0.550	0.544	0.289	25.5	1.106	1.102	0.519	45.2	1.078	1.870	0.431	29.4	0.117
17	7827	Хр	0.547	0.552	0.300	25.9	1.107	1.103	0.545	46.0	1.079	1.869	0.434	28.1	
18	7832	хр	0.547	0.615	0.384	40.8	1.090	1.107	0.618	38.9	0.986	2.078	0.406	20.4	
19	9000	Гц	0.566	0.479	0.232	13.9	1.090	0.997	0.465	45.8	1.056	1.776	0.465	40.3	0.783
20	9004	Гц	0.558	0.477	0.181	11.5	1.098	0.969	0.473	59.1	1.060	1.745	0.365	29.4	
21	9005	Д	0.547	0.506	0.254	18.5	1.112	1.018	0.490	52.9	1.057	1.753	0.380	28.7	
22	9006	Д	0.537	0.496	0.242	18.6	1.098	1.005	0.515	53.6	1.066	1.748	0.397	27.9	
23	9007	Д	0.593	0.459	0.274	24.3	1.095	0.893	0.422	44.8	1.025	1.662	0.361	30.9	
24	9009	Гц	0.538	0.527	0.246	13.5	1.108	1.113	0.548	56.8	1.065	1.852	0.386	29.7	
25	9016	Гц	0.342	0.548	0.281	10.9	0.926	0.841	0.534	31.9	0.924	1.594	0.672	57.2	1.303
26	9016	д	0.345	0.531	0.286	15.4	0.919	0.893	0.558	41.3	0.907	1.657	0.608	43.3	

Примечание: IS – изомерный сдвиг относительно нитропрусида натрия (мм/с); QS – квадрупольное расщепление (мм/с); W – ширина линии (мм/с); S – площадь соответствующего дуплета в спектре; * – параметры парамагнитной составляющей для “суперпозиционных” (“двухфазных”) спектров хромшпинелей. Гц – гарцбургит, Д – дунит, Хр – хромит; χ^2 – среднеквадратичное отклонение.

распадных ламелей клинопироксена, достигающей максимума в краях зерен. Большей частью концентрация остаточной извести в матрице ортопироксена варьирует в пределах 0.6–0.8 мас. %, максимальные величины – более 1.8% – обнаружены в центре зерен из-за влияния ламелей клинопироксена. Содержание щелочей ничтожно мало и соизмеримо с погрешностями определений.

Содержания глинозема в сосуществующих ортопироксенах и хромшпинелях связаны прямой зависимостью, что хорошо согласуется с данными по шпинелевым гарцбургит-лерцолитовым сериям Урала и с данными безводных экспериментов по частичному плавлению модельных составов пиролита мантии (например, [31]) – рис. 11. В отличие от результатов экспериментов, коэффициент разделения глинозема между хромшпинелью и ортопироксеном в гарцбургитах Алапаевского массива смещен в пользу хромшпинели, что отражает более низкие “замороженные” температуры равновесия между этими фазами. Тем не менее, можно утверждать, что истощение исходного вещества, продуцирующее алапаевские гарцбургиты, проходило в относительно безводных условиях, т.к. коэффициент

разделения Al_2O_3 между хромшпинелью и ортопироксеном в паргасит-содержащих гарцбургитах и лерцолитах юго-восточного блока Кемпирсайского массива достигает 23 против 13 – в алапаевских гарцбургитах.

Клинопироксен. Клинопироксен в гарцбургитах массива образует три морфологические разновидности – а) очень редко вместе с ортопироксеном образует относительно крупные сростания, имеющие вид порфировкластов (рис. 2б), б) в сростании с ортопироксеном и хромшпинелью формирует агрегат необластов вокруг порфировкластов и в) слагает ламели распада в порфировкластах ортопироксена. Авторам удалось изучить состав двух последних разновидностей (табл. 3).

Из довольно скудных данных следует, что содержание глинозема в клинопироксенах алапаевских гарцбургитов варьирует от 1.6 до 2.3 мас. %, SiO_2 – от 0.6 до 1.0%, Na_2O – от 0.08 до 0.26%. По концентрации глинозема клинопироксены практически аналогичны ортопироксенам, что свидетельствует об их вторичной природе, т.к. в клинопироксенах лерцолитов содержание Al_2O_3 на 1–2 мас. % больше, чем в сосуществующем ортопироксене.

Таблица 2. Химический состав ортопироксенов в гарцбургитах Алапаевского массива

Блок	Западный				Восточный								Западный			
	№ обр.	7662ц	7664ц	7677ц	7668ц	7668ц	7668к	7671ц	7763ц	7763к	7763ц	7763к	7764ц	7764к	9013ц	9013к
Число анал.	6	3	7	4	1	1	1	4	1	1	1	1	3	1	1	1
Компоненты, мас. %																
SiO ₂	57.45	56.09	56.86	56.96	56.98	56.94	56.70	57.08	56.85	57.09	56.86	57.17	56.72	56.55	56.68	57.04
TiO ₂	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.04	0.03	0.01	0.04	0.03	0.03	0.04	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	1.35	1.91	2.40	1.77	1.73	1.84	1.73	1.94	1.89	1.76	1.88	1.89	1.76	1.81	1.74	1.37
Cr ₂ O ₃	0.47	0.60	0.52	0.55	0.53	0.59	0.53	0.61	0.68	0.59	0.57	0.60	0.58	0.58	0.56	0.57
FeO*	6.04	6.19	5.45	6.06	5.99	6.18	6.25	5.96	6.10	6.32	6.03	6.21	6.13	6.35	5.86	6.19
MnO	0.14	0.15	0.13	0.16	0.16	0.15	0.16	0.12	0.11	0.24	0.09	0.17	0.15	*	*	0.11
MgO	34.29	33.87	34.28	34.25	34.34	34.31	34.23	33.91	34.13	34.34	34.09	34.08	33.91	34.06	33.36	34.68
NiO	0.10	0.10	0.08	0.10	0.09	0.09	0.13	0.08	0.12	0.11	0.08	0.09	0.11	*	*	0.09
CaO	0.75	0.61	0.84	0.64	0.97	0.73	0.56	0.82	0.60	0.53	0.89	0.66	0.95	0.96	1.98	0.63
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Сумма	100.61	99.53	100.60	100.53	100.81	100.84	100.32	100.57	100.51	100.97	100.54	100.90	100.35	100.36	100.18	100.71
Количество катионов																
Si	1.970	1.948	1.946	1.956	1.953	1.951	1.953	1.957	1.952	1.954	1.953	1.956	1.954	1.948	1.956	1.956
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Al ^{IV}	0.030	0.078	0.054	0.044	0.047	0.049	0.047	0.042	0.047	0.046	0.046	0.043	0.046	0.051	0.044	0.043
Al ^{VI}	0.024	0.052	0.043	0.028	0.022	0.025	0.023	0.037	0.030	0.025	0.030	0.033	0.026	0.023	0.027	0.013
Cr	0.013	0.026	0.014	0.015	0.014	0.016	0.014	0.016	0.018	0.016	0.015	0.016	0.016	0.016	0.015	0.015
Fe	0.173	0.016	0.156	0.174	0.172	0.177	0.180	0.171	0.175	0.181	0.173	0.178	0.177	0.183	0.169	0.178
Mn	0.004	0.180	0.004	0.005	0.005	0.004	0.005	0.003	0.003	0.007	0.003	0.005	0.004	*	*	0.003
Mg	1.752	0.004	1.748	1.752	1.754	1.752	1.757	1.733	1.747	1.751	1.745	1.738	1.741	1.749	1.716	1.773
Ni	0.003	1.753	0.002	0.003	0.002	0.002	0.004	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	*	*	0.002
Ca	0.027	0.023	0.031	0.024	0.036	0.027	0.021	0.030	0.022	0.019	0.033	0.024	0.035	0.035	0.073	0.023
Na	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Fs, %	9.00	9.31	8.19	9.04	8.92	9.18	9.29	8.98	9.12	9.36	9.03	9.28	9.21	9.48	8.97	9.10
XM2Mg	0.881	0.882	0.886	0.883	0.874	0.880	0.884	0.879	0.885	0.882	0.878	0.881	0.872	0.873	0.844	0.885
XM1Mg	0.867	0.870	0.859	0.865	0.876	0.868	0.869	0.851	0.859	0.863	0.865	0.853	0.865	0.876	0.872	0.885
XMgOp	0.767	0.768	0.764	0.768	0.769	0.767	0.772	0.751	0.763	0.767	0.761	0.755	0.757	0.764	0.736	0.786

Примечание. Fs = Fe/(Fe + Mg); XM2Mg = (Mg/(Mg + Fe)) × (1 - Ca - Na - Mn); XM1Mg = Mg - XM2Mg; XMgOp = XM2Mg × XM1Mg; * – нет данных. ц – центр зерна, к – край зерна.

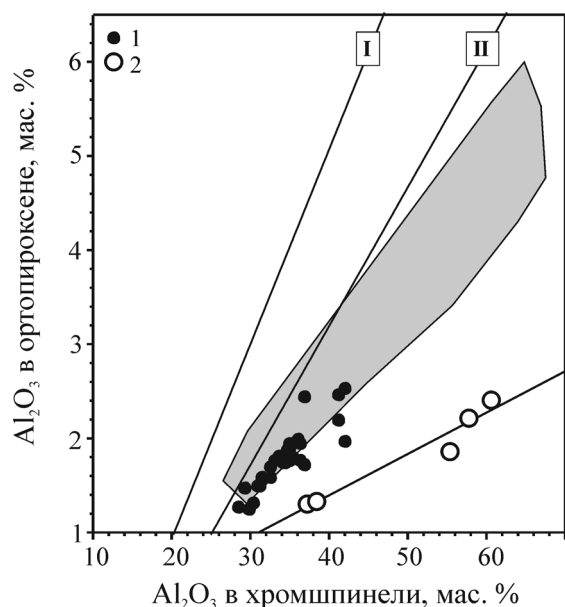


Рис. 11. Распределение глинозема между хромшпинелью и ортопироксеном в гарцбургитах Алапаевского массива.

1 – гарцбургиты Алапаевского массива, 2 – паргасит-содержащие гарцбургиты и лерцолиты юго-восточного блока Кемпирсайского массива, скв. 639. Серое поле – гарцбургит-лерцолитовые серии массивов Крака и Нурал. Линии – усредненные данные безводных экспериментов по частичному плавлению пиrolита мантии (I) и лерцолита Тинаквилло (II) – [31].

Вывод подтверждается близостью составов клинопироксенов из необластов и ламелей.

Закономерности состава рудообразующей хромшпинели

Местоположение и список изученных хромитов-проявлений показаны на рис. 1. Для получения представительного материала отбирались образцы из руд разной густоты вкрапленности, а также из вмещающих ультрамафитов. Помимо личной коллекции использованы анализы из работы Т.А. Шиловой [21].

Хромитовые руды с высокохромистой хромшпинелью. Наиболее полные данные по составу хромшпинели получены для Курмановского месторождения, расположенного в западной части массива. В координатах “железистость–хромистость” рудообразующие хромшпинели представляют серию с обратной зависимостью между этими параметрами (рис. 12а). Такой тренд типичен для промышленных месторождений высокохромистых руд альпинотипных комплексов Урала и мира. Сходство курмановских руд с кемпирсайскими усиливается, если сопоставить составы хромшпинелей с густотой вкрапленности: в обоих случаях по мере улучшения качества руды железистость хромшпинелей постепенно уменьшается, хромистость увеличивается.

Таблица 3. Химический состав клинопироксенов из гарцбургитов Алапаевского массива

Блок	Западный		Восточный		Западный
№ обр.	7662(1)	7662(3)	7668(3)	7764(4)	9013(1)
	ламель	центр	центр	центр	ламель
Компоненты, мас. %					
SiO ₂	54.16	54.20	54.13	53.09	53.49
TiO ₂	0.02	0.03	0.02	0.07	0.02
Al ₂ O ₃	1.72	1.70	1.59	2.28	1.56
Cr ₂ O ₃	0.89	0.98	0.65	0.95	0.87
FeO*	2.01	1.93	1.99	2.62	1.82
MnO	0.13	0.08	0.05	*	0.02
MgO	17.30	17.30	17.53	17.90	17.66
NiO	0.08	0.07	0.02	*	0.08
CaO	23.76	23.67	23.98	22.29	23.87
Na ₂ O	0.19	0.18	0.08	0.26	0.15
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Сумма	100.27	100.15	100.04	99.47	99.55
Количество катионов					
Si	1.961	1.963	1.963	1.937	1.952
Ti	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001
Al ^{IV}	0.039	0.036	0.037	0.061	0.048
Al ^{VI}	0.035	0.036	0.031	0.037	0.019
Cr	0.025	0.028	0.019	0.027	0.025
Fe	0.061	0.059	0.060	0.080	0.056
Mn	0.004	0.002	0.002	*	0.001
Mg	0.933	0.934	0.947	0.973	0.960
Ni	0.002	0.002	0.001	*	0.002
Ca	0.922	0.919	0.932	0.872	0.933
Na	0.013	0.013	0.006	0.018	0.011
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Hd, %	6.12	5.90	5.99	7.55	5.47
XM2Mg	0.057	0.062	0.057	0.101	0.053
XM1Mg	0.876	0.871	0.890	0.872	0.908
XMgCpx	0.050	0.054	0.051	0.088	0.048
T, °C орх-срх [40]	—	890	860	890	890

Примечание. Hd = Fe/(Fe + Mg); XM2Mg = (Mg/(Mg + Fe)) × (1 – Ca – Na – Mn); XM1Mg = Mg – XM2Mg; XMgCpx = XM2Mg × XM1Mg; * – нет данных. В скобках – количество определений. Ламель – ламель в ортопироксене.

Приведенные выше данные о составе сосуществующих хромшпинелей и оливина в разрезе Курмановского месторождения показали постепенный переход от гарцбургитов к дунитам и далее к хромитам (рис. 7а). Вскрытая скв. 9 хромитит-дунитовая серия аналогична хромитит-дунитовой серии месторождения “Геофизическое XII”, разведанного в северной части Главного рудного поля Кемпирсайского массива: там в интервале глубин 0–400 м дуниты с несколько повышенной вкрапленностью хромшпинели постепенно сменяются сначала убого-, а затем редковкрапленными высокохромистыми рудами [19]. Более богатых по содержанию хромшпинели руд не обнаружено. Составы самой хромшпинели и сосуществующего оливина с глубиной и по мере улучшения качества руд изменяются точно так же, как в скв. 9. Закономер-

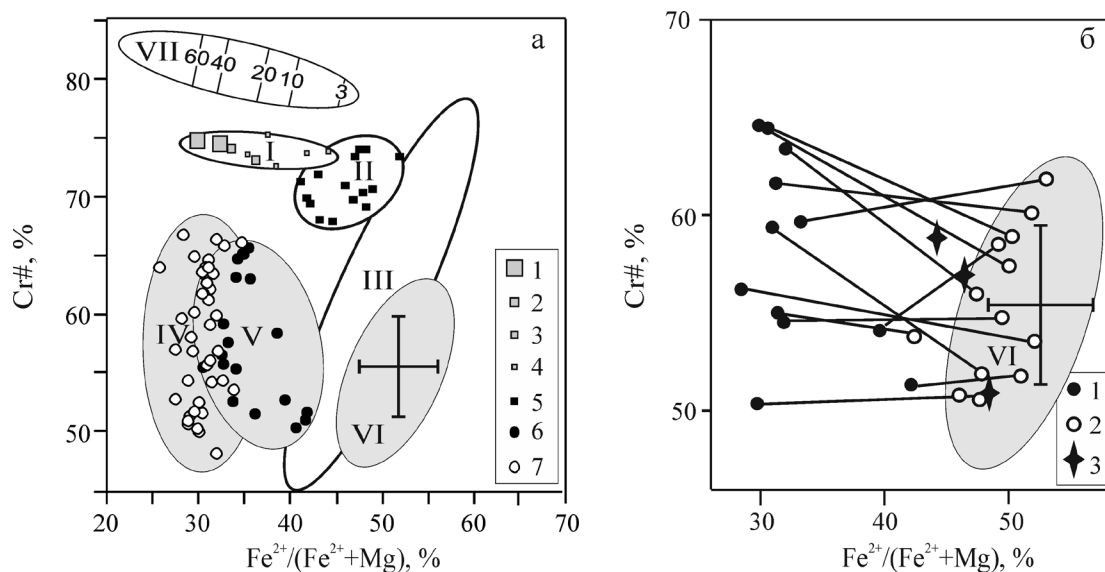


Рис. 12. Состав рудной хромшпинели Алапаевского массива.

а – 1–5 – высокохромистые хромшпинели Курмановского месторождения, количество хромшпинели: 1 – >90 %, 2 – 50–70 %, 3 – 30–50 %, 4 – <30 %; 5 – хромитит-дунитовая серия, 6–7 – руды с глиноземистой хромшпинелью, рудные поля: 6 – Северное, 7 – Южное. I–VII – поля составов хромшпинелей: I–VI – Алапаевского массива: I–III – западный блок: I–II – руды Курмановского месторождения: I – промышленные, II – убоговкрапленные, III – акцессорные хромшпинели; IV–VI – восточный блок: IV–V – рудные поля: IV – Южное, V – Северное, VI – акцессорные хромшпинели. VII – Главное рудное поле Кемпирсайского массива, цифры – количество хромшпинели в руде.

б – составы глиноземистых хромшпинелей из хромититов (1), гарцбургитов (2) и дунитов (3); коннодами соединены составы хромшпинелей из одного и того же месторождения.

ное уменьшение железистости оливина и хромшпинели, а также увеличение густоты вкрапленности к забою скважины в сочетании с данными окситермобарометрии позволили нам, вслед за А.Г. Бетехтиным, сделать вывод о магматической природе дунит-хромититовых серий [8]. По-видимому, есть основания предполагать аналогичное происхождение бедных руд Курмановского месторождения.

Густо- и средневкрапленные руды Курмановского месторождения сформировались, по-видимому, несколько позже дунит-хромититовых серий. Механизм их образования скорее всего аналогичен тому, который привел к формированию латераль-секреционных промышленных руд Главного рудного поля Кемпирсайского массива [19].

Хромитовые руды с глиноземистой хромшпинелью. Подавляющее большинство известных рудопроявлений Алапаевского массива сложено глиноземистой (среднехромистой) хромшпинелью.

Вариации хромистости в пределах обоих рудных полей примерно одинаковы и составляют 48–67% (рис. 12а). В масштабах конкретного хромитопроявления хромистость хромшпинели, за редким исключением (Поденный II), постоянна, вариации не выходят за пределы погрешности анализа (3%). Для некоторых рудопроявлений Южного поля намечается прямая корреляционная связь хромистости и железистости хромшпинели (Кривки, Норское II, Поляков Камень). Хромшпинели Северного рудного поля заметно более железистые, чем

Южного поля, что, по-видимому, отражает влияние близ расположенного тела габбро.

Состав рудной хромшпинели в пределах Северного и Южного полей занимает определенное положение, с вариациями хромистости, не выходящими за пределы аналитической погрешности. Главная особенность состава рудных глиноземистых хромшпинелей Алапаевского массива – его тождество составу акцессорной хромшпинели из непосредственно вмещающих гарцбургитов и дунитов (рис. 12б). Засорение гарцбургитов рудной хромшпинелью здесь исключено, т.к. контакты рудных тел с вмещающими породами резкие. За редким исключением, конноды, соединяющие в координатах “хромистость–железистость” составы рудообразующих и акцессорных хромшпинелей, образуют систему параллельных горизонтальных линий. Это свидетельствует, во-первых, о ведущей роли процесса метаморфической дифференциации при формировании оруденения, во-вторых, о локальном характере этого процесса, не выходящего за пределы конкретных рудопроявлений. По-видимому, дуниты второго типа и хромитовые концентрации – ветви единого процесса трансформации гарцбургитов. Об амагматической природе глиноземистых хромититов Алапаевского массива свидетельствует закономерное уменьшение количества и хромистости хромшпинели в вертикальном разрезе одного из рудных тел месторождения Поляков Камень, вскрытого в борту р. Нейвы (рис. 7б).

Метаморфизм руд. К.К. Золоев и Г.Н. Судилковский на примере Баженовского массива показали широкое развитие в перидотитах восточного склона Урала лизардитовых, хризотилитовых и антигоритовых серпентинитов и тальк-карбонатных пород [7]. Они обратили внимание на существенное нарушение при этом первичных соотношений петрогенных элементов, что дало основание авторам отнести процессы формирования этих пород к метасоматическим.

Перечисленные породы широко представлены и в Алапаевском массиве, они развиты не только в петельчатом серпентинизированных перидотитах, но и в рудах.

Метаморфизм руд проходил в условиях повышенного потенциала кислорода, при которых хромшпинель частично, реже полностью, замещилась магнитными фазами железа. Руды испытали два этапа метаморфизма.

В ходе первого хромшпинель превратилась в тонкозернистый агрегат зерен хлорита и Сг-магнетита, согласно реакции:

Хромшпинель + петельчатый серпентин + брусит (+реликты оливина) → клинохлор + Сг-магнетит.

Для прохождения этой реакции, помимо окисляющего флюида, необходимо присутствие силикатных фаз. Поэтому можно было предположить, что чем богаче руды, тем ниже должна быть интенсивность метаморфизма хромшпинели. Систематические определения содержаний ферромагнитного компонента в расчете на магнетит подтвердили этот вывод.

По-видимому, процесс метаморфизма руд был изохимическим даже в отношении воды. Об этом свидетельствует исчезновение оливина в продуктах метаморфизма и сохранность его реликтов в неметаморфизованной зоне хромититов, которые компенсируют избыточное, против состава хлорита, содержание воды в продуктах петельчатой серпентинизации – лизардита и брусита. Для Алапаевского массива это наиболее интенсивное преобразование хромшпинели – в некоторых образцах наблюдалось полное замещение рудной хромшпинели (например, в рудопроявлениях Поляков Камень, Сусановское, Шаровское, в блоке Уступчатый на месторождении Верховья р. Алапахихи).

На хлорит-хроммагнетитовый агрегат накладывается второй этап метаморфизма. Он выражен в развитии по хлориту антигорита, а по хромшпинели – прожилков магнетита. Появление магнетита фиксируется в увеличении доли ферромагнитного компонента в расчете на магнетит с 0.3–0.6 мас. % в свежих и Сг-магнетит-содержащих рудах до 1–4 мас. % в антигорит-содержащих. Иногда вместе с антигоритом развивается карбонат.

Окситермобарометрия ультрамафитов и руд

Оценка температур минерального равновесия в ультрамафитах массива подтвердила давно уста-

новленное предшественниками расхождение между данными пироксеновой и оливин-хромшпинелевой геотермометрии, свидетельствующее о разной степени замороженности обменных реакций. Использование геотермометра Велса [40] показало относительно постоянную температуру пироксенового равновесия – около 890°C (табл. 3), в то время как большая часть величин температуры оливин-хромшпинелевого равновесия, согласно геотермометру Больхауза-Берри-Грина [25], варьирует в пределах 750–800°C (табл. 4). В то же время, разница между оценками температур минерального равновесия в шпинелевых лерцолитах массивов Крака этими же геотермометрами, как правило, не выходит за пределы погрешностей определений [4]. Возможно, что причиной таких расхождений могла быть более насыщенная событиями история формирования и становления гарцбургитов Алапаевского массива.

Это предположение находит подтверждение результатами изучения окислительно-восстановительного состояния ультрамафитов массива – наиболее чувствительного индикатора изменения их геодинамической обстановки. Литературные и наши данные позволяют четко различать редокс-состояние различных тектонических обстановок становления ультрамафитов. По мере увеличения летучести кислорода и степени деплетирования они образуют три слабо перекрывающихся поля: подконтинентальные ультрамафиты–абиссальные

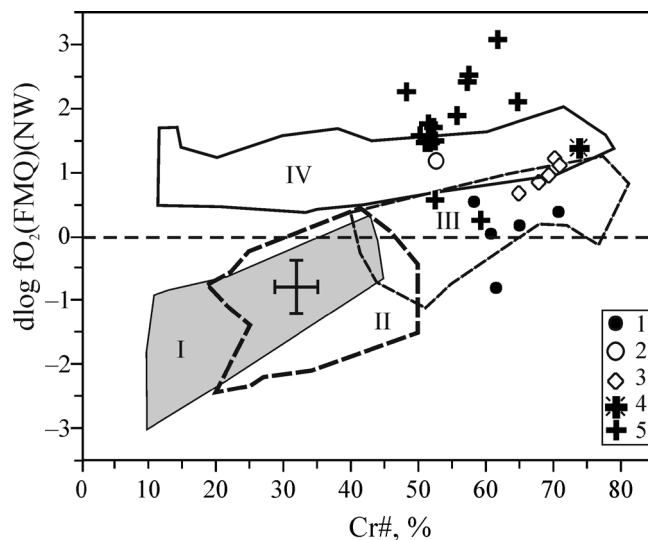


Рис. 13. Соотношение летучести кислорода и хромистости хромшпинели в ультрамафитах Алапаевского массива.

1–2 – гарцбургиты блоков: 1 – западного, 2 – восточного; 3 – апогарцбургитовые дуниты западного блока; 4–5 – хромититы: 4 – с высокохромистой хромшпинелью, 5 – с глиноземистой хромшпинелью. Поля перидотитов: I – подконтинентальных [42], II – абиссальных [26], III – островодужных, IV – надсубдукционных [35–37]. Данные о летучести кислорода приведены в соответствие с оксидометром Нелла-Вуда [41].

Таблица 4. Составы сосуществующих минералов, оценки температур оливин-хромшпинелевого равновесия и летучести кислорода в ультрамафитах Алапаевского массива

№ п.п.	№ обр.	порода	Состав хромшпинели									Fa, %	T, °C	dlogfO ₂ (FMQ)
			TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	Fe ³⁺ /Fe	Cr#, %	F, %			
1	7668	Гц	0.06	25.77	42.91	20.85	0.54	10.81	0.229	52.28	45.59	9.5	720	0.8
2	7683	Д	0.21	14.87	52.78	19.90	0.62	10.51	0.206	70.02	45.86	7.7	760	0.9
3	7689	Д	0.24	13.46	56.39	17.91	0.59	11.40	0.223	73.38	40.75	6.5	790	1.1
4	7697	Хр	0.24	27.07	37.62	17.44	0.24	14.88	0.304	47.76	31.49	5.8	730	1.9
5	7712	Хр	0.38	26.01	42.95	17.26	0.27	14.82	0.236	52.07	33.39	9.9	770	1.1
6	7713	Хр	0.21	25.73	42.14	15.59	0.23	15.61	0.256	51.86	29.51	5.6	760	1.3
7	7714	Хр	0.31	23.25	47.14	15.72	0.27	14.76	0.214	57.15	32.05	3.3	590	2.2
8	7734	Хр	0.25	23.04	43.22	16.95	0.26	14.49	0.323	55.24	30.85	6.6	850	1.5
9	7746	Хр	0.28	22.66	49.05	14.01	0.24	15.28	0.269	58.75	27.41	9.5	1160	-0.1
10	7768	Хр	0.25	25.76	40.88	17.22	0.27	15.49	0.222	51.08	32.76	5.6	700	1.4
11	7773	Хр	0.24	25.52	42.16	16.53	0.24	15.65	0.23	52.08	31.42	6.1	760	1.1
12	7774	Хр	0.25	26.02	41.07	15.86	0.26	15.74	0.218	50.94	30.74	5.8	740	1.1
13	7784	Хр	0.28	18.47	50.52	15.90	0.27	14.88	0.338	64.28	28.50	5.4	870	1.8
14	7802	Хр	0.32	10.15	58.34	16.45	0.33	13.98	0.291	79.09	31.97	8.7	1160	0.6
15	7804	Хр	0.25	19.97	48.22	16.03	0.24	15.03	0.214	61.37	32.08	2.6	840	0.8
16	7832	Хр	0.25	22.88	45.58	15.90	0.26	15.55	0.408	56.72	25.43	5.3	880	2.1
17	9000	Гц	0.05	20.83	47.90	19.31	0.42	11.80	0.139	60.20	44.28	9.8	730	0.0
18	9004	Гц	0.05	14.79	53.56	21.36	0.46	10.48	0.115	70.44	49.97	8.7	720	0.2
19	9005	Д	0.18	16.47	52.37	19.34	0.45	11.94	0.185	67.66	42.86	7.9	790	0.5
20	9006	Д	0.18	15.61	52.92	18.98	0.43	12.08	0.186	69.04	42.03	7.4	790	0.6
21	9007	Д	0.20	14.48	53.67	18.88	0.45	12.20	0.243	70.92	41.09	7.4	820	0.8
22	9009	Гц	0.08	22.72	47.11	20.94	0.42	11.70	0.135	57.70	46.62	8.2	680	0.2
23	9015	Гц	0.31	20.43	48.92	17.98	0.36	12.22	0.074	61.17	43.13	9.3	790	-1.2
24	9016	Д	0.09	17.91	49.57	21.11	0.43	10.66	0.177	64.55	47.87	9.7	740	0.3
25	9016	Гц	0.06	18.18	50.36	20.06	0.44	10.87	0.127	64.57	47.58	9.0	780	-0.2

Примечание. Гц – гарцбургит, Д – дунит, Хр – хромитит. Все оксиды – в масс. %, FeO* – суммарное содержание железа в форме FeO, Fe³⁺/Fe рассчитано по данным мессбауэровской спектроскопии, Cr# = Cr/(Cr + Al), F = Fe²⁺/(Fe²⁺ + Mg), Fa – величина молекулы фаялита в структуре оливина. Расчет T оливин-хромшпинелевого равновесия и летучести кислорода относительно буфера FMQ проведен по геотермометру Больхауза-Берри-Грина [25] с учетом данных мессбауэровской спектроскопии [4].

перидотиты–островодужные гарцбургиты и дуниты (рис. 13). Четвертое поле с dlogfO₂, превышающей буфер FMQ, по мнению Паркинсона и Пирса [36] представлено наиболее окисленными надсубдукционными ультрамафитами, претерпевшими трансформацию под действием проникающих снизу окисляющих флюидов (расплавов).

Как было показано выше, ультрамафиты Алапаевского массива, независимо от положения в пространстве, по химическому составу породообразующих и редкоземельных элементов идентичны, т.е. имеют близкую степень частичного плавления исходного вещества. Однако по величине летучести кислорода ультрамафиты западного блока располагаются в поле составов остроудужных гарцбургитов, восточного – в поле составов надсубдукционных гарцбургитов, залегающие в них глиноземистые хромититы максимально окислены. Здесь прослеживается аналогия с гарцбургитами Идзу-Бонин–Марианского преддужья: аналогичные по составу гарцбургиты, слагающие подводные горы Коническая и Торишима, отличаются только по состоянию окисленности [36]. На этом основании исследователи пришли к заключению, что гарцбургиты первой горы

являются реликтами абиссальных перидотитов, а породы второй были трансформированы в надсубдукционной обстановке.

ВЫВОДЫ

1. Первичные ультрамафиты Алапаевского массива представлены двумя типами: дифференцированной хромитит-дунит-гарцбургитовой серией и недифференцированными гарцбургитами. В первой залегают высокохромистые руды, во второй – глиноземистые (среднехромистые) руды. Дифференцированная серия слагает западный блок массива, гарцбургиты – восточный. Гарцбургиты обоих блоков по химическому составу породообразующих и редких элементов имеют близкую степень частичного плавления исходного вещества. Однако, по величине летучести кислорода ультрамафиты западного блока располагаются в поле составов остроудужных ультрамафитов, восточного – в поле составов надсубдукционных гарцбургитов.

2. Хромитовые руды Алапаевского массива имеют разное происхождение. Есть основания выделять магматогенные, латераль-секреционные и метасоматические типы руд.

3. Магматогенные руды с высокохромистой хромшпинелью приурочены к западной части массива и входят в состав дунит-хромититовых серий, которые пространственно (возможно, генетически) связаны с сильно дифференцированными гарцбургитами. В слабо дифференцированных гарцбургитах восточной части они не обнаружены. По-видимому, дунит-хромититовые серии были основным источником вещества, сформировавшим богатые высокохромистые руды латераль-секреционного типа.

4. Метасоматические хромитовые руды обнаружены в обоих блоках массива; их образование связано с процессами метаморфической дифференциации, выразившейся в локальной метасоматической дунитизации и хромититизации. Эти руды приурочены преимущественно к слабо дифференцированным гарцбургитам, поэтому представлены, в основном, глиноземистыми (среднехромистыми) хромититами.

5. В пределах массива выявлены пространственные вариации состава глиноземистых руд: при одинаковой хромистости рудообразующая хромшпинель Северного рудного поля имеет большую железистость по сравнению с Южным.

6. Метаморфическая дифференциация гарцбургитов спровоцирована изменениями геодинамической обстановки, зафиксированными в смене редокс-состояния системы с островодужной на надсубдукционную.

7. Под действием Мурзинской гранитной интрузии Алапаевский массив вместе с хромовыми рудами испытал интенсивный водный и углекислый метаморфизм зеленосланцевой фации в условиях повышенного потенциала кислорода.

8. В силу локальности процессов метаморфической дифференциации, гарцбургиты Алапаевского массива продуктивны на обнаружения относительно небольших по масштабам месторождений глиноземистых руд, что и подтверждается многолетней историей его изучения. Представляется перспективным продолжение использования геофизических методов поисков – гравиметрии и магнитометрии. При достаточной детальности работ наиболее богатое глиноземистое оруденение должно проявиться при сочетании пониженного магнитного и повышенного гравиметрового физических полей. Для обнаружения новых объектов с высокохромистыми рудами необходимо составить кондиционную геологическую карту масштаба 1 : 50 000 массива и детализации западного блока с целью поиска рудоносного комплекса кемпирсайского типа.

Авторы благодарны Л.А. Софронову за содействие в опробовании месторождений хромитовых руд в Алапаевском массиве, а также рецензенту за внимательное прочтение рукописи и ценные замечания.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН № 21 “Фундаментальные проблемы океанологии: физика, геология, биология, экология” и проекта № 12-П-5-2015 Программы Президиума РАН

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альпинотипные гипербазиты Урала // Информационные материалы. Свердловск. 1985. 66 с.
2. Варлаков А.С. Петрография, петрохимия, геохимия гипербазитов Оренбургского Урала // М.: Наука, 1978. 240 с.
3. Вахромеев С.А., Зимин И.А., Кожеевников К.Е. и др. Уральские месторождения хромита. М: ОНТИ НКТП СССР. 1936. 240 с.
4. Вотяков С.Л., Чашихин И.С., Уймин С.Г., Быков В.Н. Окситермобарометрия хромитоносных ультрамафитов (на примере Урала). 1. ЯГР-спектро스코пия хромшпинелидов и проблемы оливин-хромшпинелевой геотермометрии // Геохимия. 1998. № 8. С. 791–802.
5. Денисова Е.А. Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза // Геотектоника. 1990. № 2. С. 14–27.
6. Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.: ОНТИ. 1932. 220 с.
7. Золотов К.К., Судилковский Г.Н. Количественное изменение вещества при серпентинизации перидотитов // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177, № 5. С. 1182–1185.
8. Коротеев В.А., Чашихин И.С., Волченко Ю.А. Развитие представлений А.Г. Бетехтина о генезисе хромитового оруденения в альпинотипных ультрамафитах // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях: мат-лы междунар. симпоз. М.: ИГЕМ РАН, 1997. С. 272–273.
9. Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Тр. ИГиГ УФАИ. Вып. 79. Свердловск. 1966. 234 с.
10. Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1969. 177 с.
11. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Лепихина О.П. Вендский и силурийский этапы офиолитообразования на восточном склоне Среднего Урала // Докл. АН. 2010. Т. 432, № 2. С. 220–226.
12. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М: Недра. 1981. 584 с.
13. Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале // Соотнесение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965. С. 68–100.
14. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М: Наука, 1987. 246 с.
15. Савельева Г.Н., Денисова Е.А. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника. 1983. № 2. С. 42–57.
16. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Свердловск: УрО РАН. 1990. 227 с.
17. Татаринцев П.М., Красновский Г.М. Алапаевская интрузия ультраосновных пород на Урале и её месторождения хромитового железняка. М.–Л.: Госгеолгиздат, 1940. 143 с.

18. Чашухин И.С., Волченко Ю.А., Уймин С.Г., Неустрова И.И. Новые данные по геологии и рудоносности северной части Кемпирсайского массива // Ежегодник-1993. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 143–147.
19. Чашухин И.С., Вотяков С.Л. Поведение элементов семейства железа, оксидометрия и генезис уникальных хромитовых месторождений Кемпирсайского массива // Геология рудных месторождений. 2009. № 2. С. 140–156.
20. Чашухин И.С., Сурганов А.В., Булыкин Л.Д. и др. Закономерности состава акцессорного и рудообразующего хромшпинелида в ультрамафитах Алапаевского массива // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 281–289.
21. Шилова Т.А. О хромшпинелидах Алапаевского массива // Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Тр. ИГГ УНЦ АН СССР. Минералогический сборник № 13. Свердловск. 1977. С. 33–45.
22. Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сыум-Кей (Полярный Урал). Екатеринбург: УрО АН СССР. 1991. 79 с.
23. Allegre C.J., Poirier J.P., Humler E., Hofmann A.W. The chemical composition of the Earth. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 134. P. 515–526.
24. Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine $\pm$ spinel compositional relationships: review and interpretation // *Chem. Geol.* 1994. V. 113. P. 191–204.
25. Ballhaus C., Berry R., Green D. High pressure experimental calibration of the olivine-orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implication for the oxidation state of the upper mantle // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 107. P. 27–40.
26. Bryndzia L.T., Wood B.J. Oxygen thermobarometry of abyssal spinel peridotites: the redox state and the C–O–H volatile composition of the earth's sub-oceanic mantle // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 290. P. 1093–1116.
27. Falloon T.J., Green D.H. Anhydrous partial melting of MORB pyrolite and other peridotite compositions at 10 kb: implications for the origin of primitive MORB glasses // *Mineralogy and Petrology.* V. 37. 1987. P. 181–219.
28. Frey F.A., Suen C.J., Stockman H.W. The Ronda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis // *Geochim. Cosmoch. Acta.* 1985. V. 49, № 11. P. 2469–2491.
29. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle? continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 297–314.
30. Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. 2. Petrological applications // *Can. J. Earth Sci.* 1967. V. 4. P. 71–103.
31. Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and genesis of tholeiitic basalts // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1980. V. 73, № 3. P. 287–310.
32. McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
33. Niu Y. Mantle Melting and Melt Extraction Processes beneath Ocean Ridges: Evidence from Abyssal Peridotites // *J. Petrol.* 1997. V. 38, № 8. P. 1047–1074.
34. Palme H., Nickel K.G. Ca/Al ratio and composition of the Earth, upper mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49, № 10. P. 2123–2132.
35. Parkinson I.J., Arculus R.J. Redox state of subduction zones: insights from arc peridotites // *Chem. Geol.* 1999. V. 160. P. 409–423.
36. Parkinson I.J., Pearce J.A. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 1577–1618.
37. Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J. et al. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139. P. 36–53.
38. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics in oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Sp. Publ.* 1989. № 42. P. 313–345.
39. Ringwood A.E. Phase transformation and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle, *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. P. 2083–2110.
40. Wells P. Pyroxene thermometry in spinel and complex system // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. P. 129–139.
41. Wood B., Bryndzia L., Johnson K. Mantle oxidation state and its relationship to tectonic environment and fluid specialization // *Science.* 1990. V. 248, № 4953. P. 337–345.
42. Woodland A., Kornprobst J., Wood B. Oxygen thermobarometry of orogenic lherzolite massifs // *J. Petrol.* 1992. V. 33, Part 1. P. 203–230.
43. Zanetti A., D'Antonio M., Spadea P. et al. Petrogenesis of mantle peridotites from the Izu-Bonin-Mariana (IBM) forearc // *Ofioliti.* 2006. V. 31, № 2. P. 189–206.

Рецензент К.К. Золотов

The ultramafites of Alapaevsk massif (Middle Urals): petrology, geochemistry and chromite-bearing

I. S. Chashchukhin, S. L. Votyakov

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

The composition of Alapaevsk ultramafic massif on the eastern slope of the Middle Urals was studied. The progressive metamorphism and recrystallization of the ultramafites distorted the primary ratios of major and rare elements. Therefore the sole indicator of the primary composition of the ultramafic rocks is the chemical composition of accessory chrome spinel. On their basis, it have been concluded that the primary ultramafites represent two types of products of upper mantle partial melting materials: a) differentiated chromite-dunite-harzburgite series, and 2) undifferentiated harzburgites. The firsts contain high-chrome ores in the seconds the aluminum (middle-chromatic) ores lies. The series composes the western part of the massif, the harzburgites occur in the east part of one. It is traced the analogy with the ultramafic Kempirsay massif: the composition of rocks and ores of the western part of Alapaevsk massif is similar to the south-eastern block of the Kempirsay massif, east part of Alapaevsk massif is resemble to west block of the Kempirsay. The oxythermobarometry confirmed the differences between two types of ultramafic rocks. Thus, we can assume block structure of the Alapaevsk massif. The border between the Western and Eastern blocks is expected along the fault which is traced by present Melnichny Spring. After blocks' combining the complex of apoharzburgite metasomatic dunites, enstatitites, and aluminum chromitites was formed. The inheritance of rock-forming minerals composition of host ultramafic rocks phases suggests that the metasomatic rocks were formed during the syntectonic metamorphic differentiation of the primary ultramafic rocks. The harzburgites of both blocks are similar on the chemical composition of major and trace elements. However, the redox-state of western ultramafites is correspond to arc setting, East harzburgites and metasomatic rocks conformed to suprasubduction environment.

Key words: ultramafites, Alapaevsk massif, harzburgite, dunite, chromitite, redox-state, block, partial melting, differentiation.