

УДК 549.621.14(470.5)

**ИЗУЧЕНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ ПО СОСТАВУ
ОЛИВИНА В ХРОМИТОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ № 219
ВЕРХ-НЕЙВИНСКОГО МАССИВА (СРЕДНИЙ УРАЛ)**

М.В. Чукреева¹, А.В. Алексеев^{1,2}

¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*

²*Уральский федеральный университет, г. Екатеринбург*

Краткое описание массива и хромититов. Верх-Нейвинский массив является одним из наименее изученных хромитоносных массивов на Среднем Урале. Вместе с тем именно на нем "зародилась" хромитовая промышленность России. Здесь отрабатывались самые первые на Урале хромитовые рудники (1880-е гг.), остатки которых наблюдаются и в настоящее время. Массив имеет сложное геологическое строение. Он имеет каплевидную форму, размерами от 10 км в ширину на севере до 1-2 на юге, вмещающими служат породы зюзельской, кировградской и кунгурковской свит, контакты массива с ними тектонические с падением на восток под углами 55-80°. Северная часть массива сложена преимущественно дунитами, контактирующих с севера и востока с габброидным массивом. По контакту развивается мощная зона клинопироксенитов подчиненными верлитами и оливиновыми клинопироксенитами. Южная часть массива также представлена протяженным телом дунитов, зажатым между клинопироксенитовыми полосами. По геофизическим данным ультрабазиты слагают пластообразную залежь подстилаемую габброидами, вертикальная мощность которых достигает 5 км.

На массиве выявлено (и по большей части отработано) довольно много хромитовых месторождений, часть из которых представляет собой одиночные хаотично разбросанные по массиву тела, но основная масса сосредоточена в двух рудных полях. Северное поле – Лешачьи лога (26 хромитопроявлений и месторождений). Представлено многочисленными линзовидными телами сплошных, реже вкрапленных руд, как правило отработанных на глубину до 60 м. Распределение месторождений хаотичное, без видимой привязки к каким-либо геологическим структурам. Южное поле – Шаромские горы (10-12 объектов). Здесь хромитовые тела представлены линзо- и пластообразными залежами с преобладанием вкрапленного оруденения.

У обоих рудных полей есть черты сходства геологического строения. Они приурочены к краевому дунит-клинопироксенитовому комплексу (ДК), рудные тела залегают в дунитовых блоках, по составу хромититы высокохромистые, металлургических сортов, повсеместно подвержены слабо выраженным процессам вторичных изменений. Шаромское поле значительно меньше по размерам (меньше площадь дунитового блока), чем Лешачье, поэтому хромитовые тела мельче, преобладают вкрапленные руды.

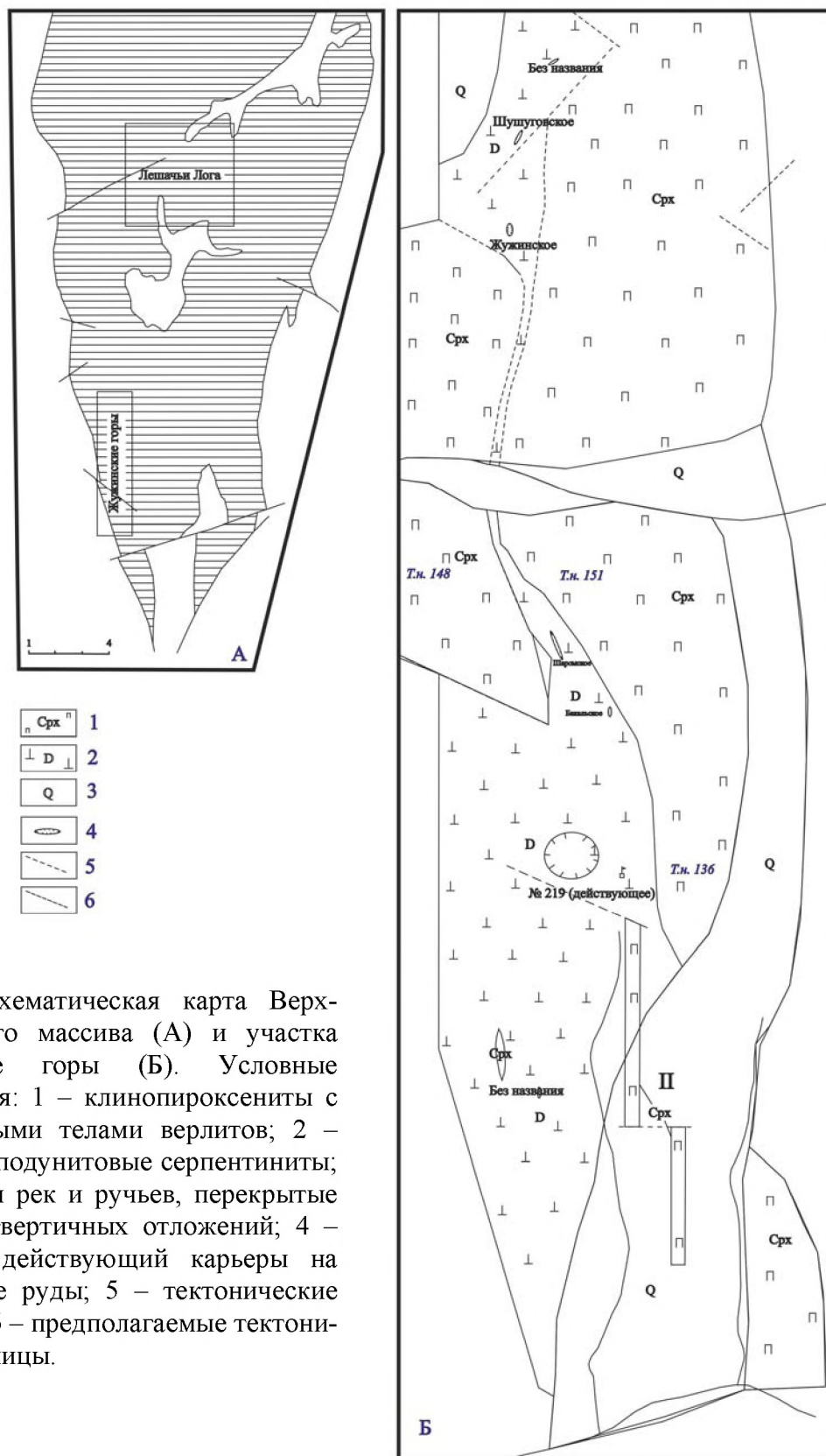


Рис. 1. Схематическая карта Верх-Нейвинского массива (А) и участка Жужинские горы (Б). Условные обозначения: 1 – клинопироксениты с подчиненными телами верлитов; 2 – дуниты и аподунитовые серпентиниты; 3 – долины рек и ручьев, перекрытые чехлом четвертичных отложений; 4 – старые и действующий карьеры на хромитовые руды; 5 – тектонические контакты; 6 – предполагаемые тектонические границы.

Материал, положенный в работу. В течение нескольких лет работы был накоплен довольно большой каменный материал по хромитовым месторождениям массива. В северной группе месторождений (Лешачьи лога) изучались в основном заброшенные

карьеры, остатки рудных тел встречались редко, материал отбирался по большей части из отвалов или оставшихся незаплавшими стенок. В южной группе (Жужинские горы) в течение нескольких лет велись активные поисковые и добычные работы, поэтому накопленный материал получился более представительным и включает в основном образцы керна по рудам и вмещающим породам. Всего было изучен материал по 15 скважинам, пересекающим рудные тела. Из них большая часть (7 скважин) – по месторождению № 219.

Задачи. Основной задачей исследования являлось изучение строения хромитовых тел с поиском явной или скрытой зональности по составу. Для этого изучались структуры и текстуры руд, контакты с вмещающими породами, были отобраны серия рудных образцов вкрест пересечения рудных тел с последующим изготовлением полировок и шлифов и их описанием. По наиболее детально изученному (разбуренному густой сетью скважин) месторождению № 219 получен большой объем микрозондовых анализов по сосуществующим оливину и хромшпинелиду с целью поиска внутренней зональности хромитовых тел по составу минералов.

Предшествующие работы по данной тематике. Вопросы поиска скрытой зональности в хромитовых телах впервые были рассмотрены в работах [5 и др.], которые показали изменение хромистости в рудных телах Кемпирсайского массива от центра к краю залежи. В дальнейшем зональность в хромитовых телах по составу рудного хромшпинелида освещалась на разных примерах в работах [1, 4, 6 и др.]. В целом все исследователи отмечают четко выраженную зональность, заключающуюся в увеличении хромистости рудного хромшпинелида от края рудного тела к центру. Кроме того, повсеместно отмечается увеличение хромистости минерала по мере увеличения густоты вкрапленности руд.

Строение изучаемого месторождения. Более детально строение рудоносной зоны месторождения № 219 уже рассматривалось нами ранее [2]. Было показано, что рудоносная зона представляет собой пластообразное тело с четко очерченными границами. Вмещающие породы представлены серпентинизированными дунитами с железистостью на уровне 7-8%. Рудная зона характеризуется пониженной железистостью рудоносных дунитов (3-5%) и характерной светлой окраской (осветленные дуниты). Ниже рудной зоны расположена зона прожилкового оруденения в виде тонких (до первых метров) жил осветленных серпентинитов с хромитовых оруденением.

Хромититы в рудной зоне характеризуются полосчатыми текстурами, элементы залегания полосчатости всегда соответствуют элементам залегания зоны в целом. Распределение хромшпинелида в пределах зоны довольно хаотично. Рудные тела выделяются по результатам оконтуривания по бортовому содержанию и имеют линзообразную форму, простираемым в целом совпадающим с простираем зоны.

После выделения рудной зоны месторождения № 219 была предпринята попытка найти какую-либо зональность по составу минералов внутри неё. Поскольку основных первичных минералов всего два – оливин и хромшпинелид, то на их изучении и было сосредоточено внимание. На рис. 2 представлен наиболее представительный разрез рудной зоны. По всем скважинам были отобраны образцы, но по скв. № 25 количество

образцов и полученных по ним данных оказалось наибольшим и самым удачным для анализа.

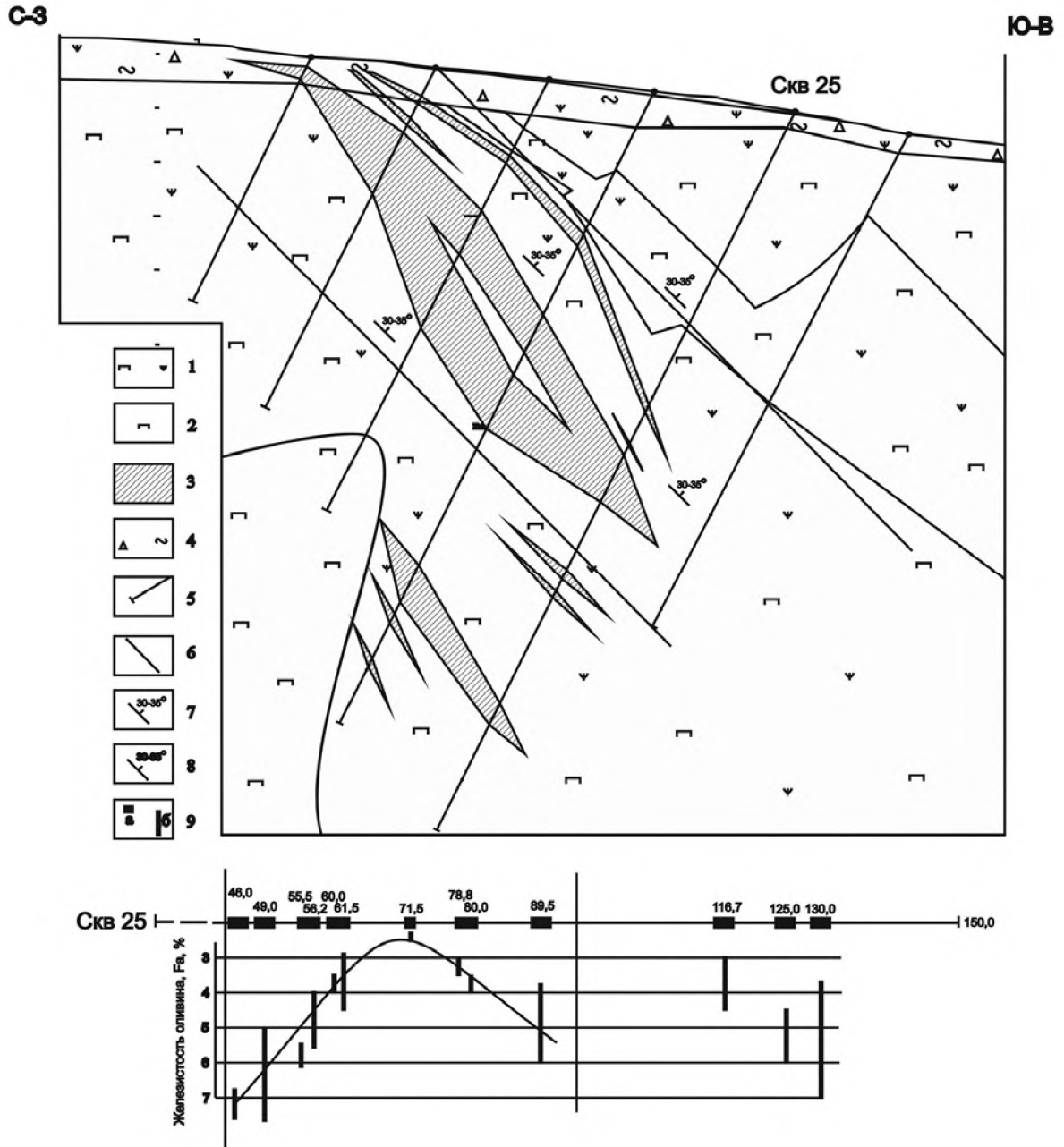


Рис. 2. Геологический разрез по рудной зоне месторождения № 219 и изменение состава оливина по скважине № 25. Условные обозначения: 1 – аподунитовые серпентиниты и серпентинизированные дуниты; 2 – слабосерпентинизированные дуниты; 3 – рудные тела, выделенные по данным оконтуривания (борт 15% Cr₂O₃); 4 – зона выветривания и почвенно-растительного слоя; 5 – разведочные скважины; 6 – границы рудной зоны; 7 – элементы полосчатости руд; 8 – элементы залегания рудной зоны; 9 – точки отбора проб по скважине (а) и размах изменения железистости измеренных в них оливинов (б).

Описание хромититов. В рудах преобладают вкрапленные и полосчатые текстуры с количеством рудного минерала от 5-10 до 20-25%. Форма зерен хромшпинелида отчетливо идиоморфная (октаэдрическая), сростки или неправильной формы выделения

встречаются гораздо реже. Размер зерна хромшпинелида варьирует от 0,2-0,3 мм до 1 мм. При этом, как правило, нет одного преобладающего размера зерен для каждого образца. Обычно присутствуют крупные зерна, окруженные россыпью более мелких. Зависимость размера зерен от густоты вкрапленности есть (в густых и массивных рудах размер зерна больше чем в убогих), но она очень слабо проявлена.

Практически все руды в той или иной степени подвержены вторичным процессам замещения хромшпинелида магнетитом. Микроскопически это наблюдается в виде развития по первичному хромшпинелиду осветленных (хроммагнетитовых) участков. Количество хроммагнетита варьирует от 3-5 до 20%, в бедных рудах оно выше, чем в богатых. При этом наблюдается одно существенное отличие в характере изменений хромшпинелида по сравнению с рудами других массивов. Хроммагнетит распределяется по зернам в виде неправильной формы пятен без четкой приуроченности к границам зерен или трещинам. Причина такого хаотичного замещения хромшпинелида пока неясна.

Первичный хромшпинелид характеризуется редкостной выдержанностью состава по всему размаху рудной зоны. Колебания содержаний основных компонентов очень незначительны. Какого-либо изменения состава рудного хромшпинелида вкrest рудной зоны не выявлено. Вместо этого хорошо прослежена уже неоднократно описанная [4] зависимость содержания основных элементов в хромшпинелиде от густоты вкрапленности: по мере увеличения густоты вкрапленности руд в хромшпинелиде увеличивается доля хрома за счет пропорционального уменьшения долей магния и алюминия. Это очень хорошо прослеживается на примере микроразреза по одному из образцов (рис. 3а).

Характеристика оливина. Оливин в рудах частично серпентинизирован (от 50 до 80%), но свежие реликты можно найти во всех образцах. Зерна оливина округлые, размером до 0,5-0,6 мм. Для оливина характерна тонкая первичная вкрапленность раннего магнетита [7]. На графике изменения железистости оливина вкrest рудной зоны (см. рис. 2) вырисовывается довольно красивая кривая постепенного ее уменьшения от границ зоны к центру. Однако при переходе на уровень ниже, на анализ изменения железистости оливина в пределах одного образца, выясняются другие закономерности (рис. 3). На рис. 3 представлено несколько наиболее информативных микроразрезов длиной 2-3 см по образцам руд (а, б) и пород (в) с замерами составов оливина и хромшпинелида в разных точках. Горизонтальный масштаб на рисунках для удобства представления искажен. Хорошо видно, что железистость оливина довольно хорошо выдержана в пределах 5-6% и резко падает на контакте с зерном хромшпинелида до 3-4%, т.е. перераспределение компонентов между минералами осуществляется в основном в узкой контактовой части шириной первые доли мм. Это явление неоднократно описывалось ранее в разных работах [3]. Если рассматривать оливины-включения в хромшпинелиде, то картина аналогичная, причем ширина зоны, в которой идет перераспределение железа, не меняется. В относительно крупных зернах-включениях центральная часть имеет железистость на уровне все тех же 5-6% Fe, а на контакте с хромшпинелидом-носителем идет понижение. Мелкие зерна (до 0,2-0,3 мм) имеют низкую железистость в 3-4% Fe по всей площади. То

же самое касается и обратной картины – контакта акцессорного зерна хромшпинелида и крупного зерна оливина (рис. 3в).

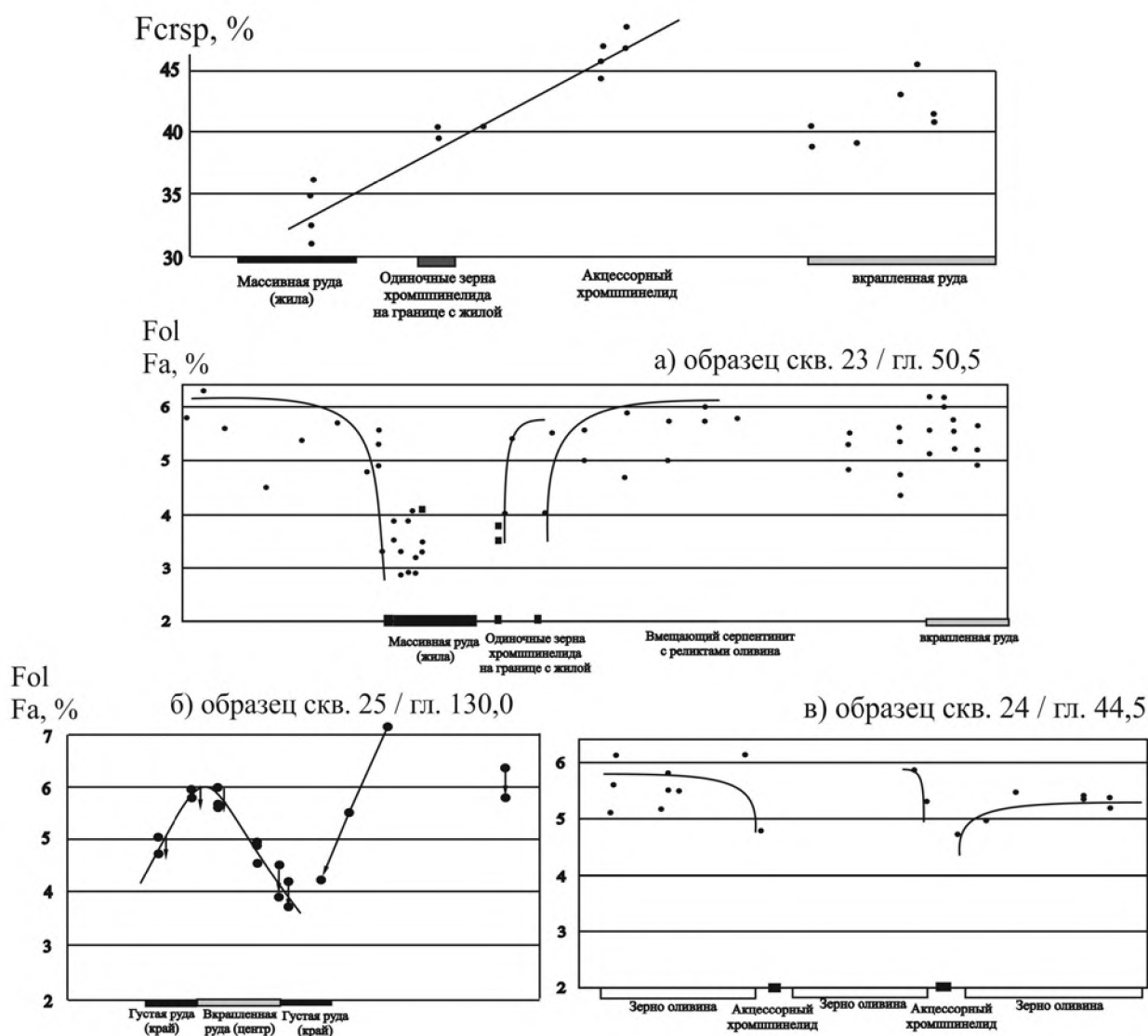


Рис. 3. Изменение железистости сосуществующих оливина и хромшпинелида по микроразрезам образцов №№ 23/50,5, 25/130,0 и 24/44,5. Стрелками показаны изменения железистости оливина от центра зерна к краю. Линии показывают тренд изменения составов оливина по мере приближения к зерну хромшпинелида.

Перераспределение элементов между сосуществующими зернами идут в узкой контактовой части. Пересмотрев с этими данными распределение железистости оливина по рудоносной зоне в целом, окажется что первичная кривая изменения железистости оливина на рис. 2 несколько сгладится, поскольку в образце № 71,5 анализировались только оливины-включения с минимальной железистостью. Тем не менее общий ее вид сохраниться.

Выводы. В рудоносной зоне месторождения № 219 наблюдается довольно хорошо выраженная зональность по изменению железистости оливина от значений в 7-8% Fa на ее границе до 3-4% Fa в центре. В изученных образцах повсеместно наблюдается уже

известное явление посткристаллизационного перераспределения железа между сосуществующими зёрнами оливина и хромшпинелида. Подчеркивается, что оно идет лишь в узкой приконтактной зоне обоих минералов. Причина возникновения такой зональности по составу оливина пока неясна. Возможно, есть прямая зависимость от степени вкрапленности оруденения, но пока нет достаточного количества данных для подтверждения такого предположения. Возможно, это отражение процессов при формировании рудной зоны.

Исследования выполнены при поддержке НИР № 1201257647 "Геохимические факторы зарождения и эволюции эндогенных рудогенерирующих систем складчатых областей".

Литература

1. *Алексеев А.В.* Зональность рудных тел по составу хромшпинелидов // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Чтения памяти П.М. Чирвинского. Пермь: ПГУ, 2006. С. 24-29.
2. *Алексеев А.В., Чернецкая М.В.* Строение хромитовых рудных зон в дунитах альпинотипных массивов // Металлогения древних и современных океанов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 72-75.
3. *Пустоветов А.А., Митина Е.А., Уханов А.В., Никольская Н.Е., Сенин В.Г.* Неоднородность акцессорного хромшпинелида как возможный геотермометр // Геохимия, 1992. № 10. С. 1412-1422.
4. *Уханов А.В., Никольская Н.Е., Гужова А.В.* Следы кристаллизационной дифференциации в уральских хромитах // Геохимия, 1990. № 1. С. 61-72.
5. *Царицын Е.П.* О вертикальной зональности в гипербазитах Кемпирсайского массива // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983. С. 186-195.
6. *Чащухин И.С., Булькин Л.Д., Чащухина В.А.* О природе хромитового оруденения в породах дунит-клинопироксенитового комплекса офиолитов Среднего Урала // Ежегодник-2004 ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 353-358.
7. *Ярош П.Я.* О первоисточнике хрома в дунитах и природе акцессорного хромита // Записки ВМО, 1980. Ч. 109. Вып. 1. С. 98-105.