

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ РУД И ВМЕЩАЮЩИХ ГОРНЫХ ПОРОД РЯДА ХРОМИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИЗ ДУНИТ-ГАРЦБУРГИТОВЫХ (АЛЬПИНОТИПНЫХ) ГИПЕРБАЗИТОВ УРАЛА

В.В. Бахтерев

Институт геофизики УрО РАН, 620016, Екатеринбург, ул. Амундсена, 100, Россия

Методами электрического сопротивления, минералого-петрографического, химического, дифференциально-термического, термогравиметрического анализа исследованы образцы руды и вмещающих пород из Поденного и Курмановского месторождений (Алапаевский гипербазитовый массив), Пьяноборского и южной группы месторождений Ключевского массива. Установлено, что для всех четырех исследованных объектов характер распределения точек с координатами E_0 , $\lg R_0$ одинаков. Наблюдается отклонение от базовой линии, и оно тем больше, чем ближе к рудопроявлению отобран образец. Вдали от рудных тел точки с координатами E_0 , $\lg R_0$ исследованных образцов укладываются на прямую, характерную для безрудных массивов и площадей в них, где справедлива зависимость $\lg R_0 = a - bE_0$ с коэффициентами для альпинотипных гипербазитов. В то же время поля распределения фигуративных точек в координатах E_0 , $\lg R_0$ не совпадают. Установленные закономерности, возможно, позволяют использовать данные свойства в качестве косвенных поисковых признаков хромитового оруденения.

Серпентинизация гипербазитов, электрическое сопротивление, высокая температура, энергия активации.

HIGH-TEMPERATURE CONDUCTANCE OF CHROMITE AND HOST DUNITE-HARZBURGITE OPHIOLITES IN THE URALS: A COMPARATIVE STUDY

V.V. Bakhterev

Electrical resistance measurements, thin-section, chemical, thermal differential, and thermal gravity analyses have been applied to study samples of chromite and the host serpentinite from the Podenny and Kurman deposits in the Alapaev ophiolite and from the Piany Bor and southern deposits in the Klyuchevsky ophiolite. Samples from the four sites exhibit similar patterns of activation energy (E_0) vs. resistance coefficient ($\lg R_0$). The E_0 - $\lg R_0$ points of samples collected away from ore fields align along a straight line corresponding to the $\lg R_0 = a - bE_0$ relationship typical of nonmineralized rocks, with the a and b coefficients as in alpine ultramafics. The samples of mineralized rocks depart from the basic line, the departure increasing as they approach the orebody. Though having similar patterns, the E_0 - $\lg R_0$ fields of the samples from different sites show no overlap. The revealed features may be useful as implicit diagnostic criteria for ophiolite-hosted chromite mineralization.

Serpentinization of ultramafics, electrical resistance, high temperature, activation energy

ВВЕДЕНИЕ

Среди гипербазитов Урала выделяют палеозойскую офиолитовую (альпинотипную), палеозойскую дунит-клинопироксеновую (Платиноносный пояс) формации и позднепротерозойские габброидные гипербазиты (расслоенные интрузии) [Золоев, Булькин, 1983; Штейнберг, 1988; Булькин, Андреев, 1990]. Гипербазиты складчатых областей отличаются большим разнообразием процессов серпентинизации; генетические типы их определяются условиями становления, генезисом исходных пород и последующей тектономагматической эволюцией регионов локализации гипербазитовых массивов.

Получены зависимости электрического сопротивления от температуры в интервале 20—800 °С серпентинизированных гипербазитов из ряда массивов Урала различной формационной принадлежности. Установлены параметры высокотемпературной электропроводности (энергия активации E_0 и коэффициент электрического сопротивления $\lg R_0$). Для всех исследованных объектов выявлена линейная связь между E_0 и $\lg R_0$ вида $\lg R_0 = a - bE_0$. При этом коэффициент b меняется от 5.8 до 13.2 в зависимости от принадлежности серпентинитов к определенной формации гипербазитов. Коэффициент a практически одинаков (7.0—7.4) для всех исследованных образцов. Таким образом, по совокупности параметров E_0 и $\lg R_0$ можно судить о принадлежности исследуемого образца к тому или иному структурно-вещественному

комплексу гипербазитов определенной формации [Бахтерев, 2004]. Для гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации коэффициенты a и b равны соответственно 7.2 и 12.8.

При этом, как выяснилось, линейная связь между E_0 и $\lg R_0$ вида $\lg R_0 = a - bE_0$ с соответствующими коэффициентами a и b справедлива для пород безрудных массивов и отдельных площадей внутри них. Замечено, что электрические параметры E_0 и $\lg R_0$ образцов, отобранных вблизи рудопроявления, отклоняются от значений параметров образцов, отобранных из безрудных массивов и площадей. Точки с координатами E_0 , $\lg R_0$ таких образцов выпадают из прямой „базовой“ зависимости $\lg R_0 = a - bE_0$, установленной ранее [Бахтерев, 2004] для гипербазитов дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) формации.

На Поденном месторождении хромитов выполнены специальные исследования [Бахтерев, 2006]. Из действующего карьера были отобраны образцы руды и вмещающих пород на разных расстояниях от рудных тел. Получены зависимости электрического сопротивления от температуры в интервале 20—800 °С образцов руды и вмещающих пород. Установлены параметры высокотемпературной электропроводности (энергия активации E_0 и коэффициент электрического сопротивления $\lg R_0$). Параметры образцов, отобранных вдали от месторождения, подтвердили сделанный ранее вывод о том, что для безрудных массивов и площадей в них справедлива зависимость $\lg R_0 = a - bE_0$ с коэффициентами для альпинотипных гипербазитов. Для хромитоносных массивов и площадей наблюдается отклонение от базовой линии. Отклонение тем больше, чем ближе к рудопроявлению отобран образец, что может оказаться возможным поисковым признаком хромитоносности гипербазитового массива или отдельной площади в нем.

Цель настоящей работы показать, что наблюдаемое на Поденном месторождении отклонение от базовой линии распределения точек с координатами E_0 , $\lg R_0$ исследованных образцов вмещающих пород имеет место и на других объектах альпинотипных хромитоносных гипербазитов, и установить характер этого распределения.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБРАЗЦЫ

Методика и установка для высокотемпературных исследований электропроводности образцов горных пород описана нами ранее [Бахтерев, 2003, 2004]. Она включает физические, физико-химические и минералого-петрографические методы. Электрическое сопротивление (R) измеряли двухэлектродной установкой в режиме динамического нагрева через каждые 10° в интервале температур 20—800 °С. Скорость нагревания 4 град/мин. Температуру определяли в 10 мм от образца хромель-алюмелевой термопарой. Исследуемые образцы вырезали в форме кубика с ребром 15 мм и помещали между плоскими электродами (один электрод медь, второй — нержавеющей сталь). В качестве измерительного прибора использован тераомметр Е6-13А, позволяющий определять электрическое сопротивление постоянного тока в диапазоне от 10 до 10¹⁴ Ом и относительной ошибкой от ±2.5 до 4 % в зависимости от диапазона.

Для определения электрических параметров кривые высокотемпературной электропроводности были построены в координатах $\lg R$, $1/T$. Энергия активации E_0 определена по величине тангенса угла наклона касательной к кривой $\lg R = f(1/T)$ в некоторой точке прямолинейного участка в температурной области, где кривая $\lg R = f(1/T)$ не искажена аномальными эффектами. Коэффициент электрического сопротивления $\lg R_0$, численно равный электрическому сопротивлению R при $(1/T) = 0$, определен как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой $\lg R = f(1/T)$ на оси ординат. Так были определены параметры высокотемпературной электропроводности E_0 и R_0 в области собственной проводимости для всех исследованных образцов.

Образцы для исследований отобраны из Поденного и Курмановского месторождений (Алапаевский гипербазитовый массив), Пьяноборского и южной группы месторождений Ключевского массива. Из Курмановского и Поденного месторождений они взяты из карьеров на различных расстояниях от рудных тел. Всего отобрано 60 образцов хромитовой руды и вмещающей породы. Кроме исследованных ранее образцов из карьера Поденного месторождения, взяты образцы вмещающих пород прямо со склада руды обогатительной фабрики. Образцы руды и вмещающих пород из месторождений Ключевского массива любезно предоставлены кандидатом геолого-минералогических наук Л.Д. Булыкиным (25 образцов). Часть исследованных образцов охарактеризованы химическим, дифференциально-термическим, термогравиметрическим, минералого-петрографическим анализами, а их характеристика приведена в табл. 1, 2. Потери веса при прокаливании (П.п.п.), приведенные в табл. 1 и 2, получены по данным термогравиметрического анализа в ИХТТ УрО РАН (г. Екатеринбург, аналитик О.В. Сивцова). Химические анализы выполнены в аналитической лаборатории ОАО „Уралмеханобр“ (г. Екатеринбург, аналитик Н.И. Степина).

Таблица 1. Химический состав, электрические параметры и потери веса при прокаливании некоторых исследованных образцов из Алапаевского гипербазитового массива

Месторождение	№ образца	Содержание оксидов, %						E_{0r} , эВ	$\lg R_{0r}$, Ом·см	П.п.п., %
		Cr ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO			
Поденное	1	0.48	38.4	0.75	1.01	7.30	37.8	0.83	2.25	12.48
	2	1.02	37.9	1.05	1.51	6.95	39.0	0.94	1.30	13.55
	3	0.11	40.0	3.11	1.20	5.04	41.4	1.10	0	13.28
	4	34.2	9.38	14.00	14.20	3.90	14.5	0.64	-0.78	3.31
	5	39.9	3.30	24.00	11.49	3.20	14.6	0.46	0.41	0.53
Курмановское	6	15.04	27.4	3.22	5.58	3.37	30.0	0.81	0.91	12.05
	7	15.00	32.7	4.94	6.65	4.71	26.9	1.02	-0.18	10.67
	8	6.85	40.8	2.37	5.47	4.75	29.2	1.31	-1.86	9.89
	9	29.5	19.5	7.49	7.70	3.34	25.7	0.66	-1.60	6.03
	10	33.6	20.3	5.05	6.78	2.04	24.6	0.71	-1.42	5.93

Таблица 2. Петрографическая характеристика, электрические параметры и потери веса при прокаливании некоторых исследованных образцов из дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса Ключевского гипербазитового массива

Номер образца	Петрографическое описание	E_{0r} , эВ	$\lg R_{0r}$, Ом·см	П.п.п., %
11	Серпентинит брусит-антигоритовый карбонатизированный. Горная порода сложена чешуйками антигорита размером 0.06—0.10 мм и аналогичными по размеру и форме пластинками брусита. В прожилках мощностью 0.6—0.8 мм наблюдается пелитоморфный карбонат и сопутствующий ему слабоизотропный серпентин — офит. Местами в виде тонкой сетки отмечаются мелкие (0.1 мм) зерна диопсида и оливина. Содержание их — доли процента	0.69	2.12	8.12
12	Серпентинит антигоритовый. Порода на 75—80 % состоит из мелкочешуйчатого антигорита, на фоне которого выделяются грязно-бурые пятна, представляющие собой пироксен, который замещен тонкозернистым амфиболо-хлоритовым агрегатом и магнетитом	0.91	1.38	8.08
13	Серпентинит антигоритовый. Минеральный состав: антигорит — 80 %, оливин, моноклинный пироксен (диопсид), хромшпинель, магнетит. Содержание оливина и диопсида около 20 %. Реликты этих минералов окружены бурой каймой гидроксидов железа и тонкозернистого магнетита. Хромшпинель представлена в основном зернами размером 0.03 мм. В центре она просвечивает вишневым цветом и только по трещинам и с периферии замещена магнетитом	1.03	0.09	11.76
14	Оливин-антигоритовая порода	1.48	-1.61	16.00

Хромитовые рудные тела в офиолитовых комплексах характеризуются невероятно сложными условиями локализации и распределения [Соболев и др., 1970; Луцкина, 1983; Булыкин, 1987; Савельева, Савельев, 1991; Малахов, 2003; Перевозчиков, 2006]. В сложной длительной истории развития мантийных ультрабазитов и залегающих в них хромитовых тел выделяются две группы закономерностей: первичные, обусловленные формированием в верхней мантии; вторичные (тектонические, метаморфизм), связанные с выдвиганием мантийных блоков пород в земную кору.

Существующие гипотезы рассматривают формирование разреза ультрабазитов с позиций однопольных процессов. По магматической гипотезе в массивах ультрабазитов снизу вверх более основные породы сменяются более кислыми: дуниты—гарцбургиты—лерцолиты [Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973]. Хромовые руды по этой гипотезе имеют магматическое происхождение. С позиций сторонников последовательного истощения мантийного вещества разрез ультрабазитов имеет противоположную направленность. От внутренних частей разреза к внешним, в направлении полосчатого комплекса и габброидов, происходит возрастание степени истощения мантийного материала и формирование ряда лерцолиты—гарцбургиты—дуниты [Савельева, Савельев, 1991]. Широко распространены взгляды о метасоматической природе дунитов, которые развиваются по гарцбургитам и лерцолитам на разных уровнях

разреза, и хромитовых руд. На генезис хромитовых руд разной хромистости существуют диаметрально противоположные точки зрения. Одни исследователи считают, что высокохромистые руды являются магматическими, а руды глиноземистого типа — метасоматическими; другие полагают, что все наоборот.

Алапаевский и Ключевской гипербазитовые массивы и многочисленные хромитовые месторождения в них детально описаны в научной литературе (например, [Соколов, 1948; Павлов, 1949; Соболев и др., 1970; Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973; Павлов, Григорьева, 1974; Шилова, 1977; Берлянд, 1982; Луцкина, 1983; Булыкин, 1987; Савельева, Савельев, 1991; Реестр..., 2000; Чашухин и др., 2002; Малахов, 2003; Перевозчиков, 2006; Пушкарев, 2006]). Эти массивы относятся к дунит-гарцбургитовой формации Урала. Они имеют много общего по геологическому положению, возрасту и составу пород. Обилие тел габбро, тесно ассоциирующих с гипербазитами, обусловило интенсивные метасоматические преобразования пород на контактах с габбро.

Однако рассматриваемые месторождения в пределах указанных массивов характеризуются и некоторыми различиями. Ниже описаны особенности месторождений, руд и вмещающих пород, которые могут оказать влияние на электрические параметры.

Ключевской гипербазитовый массив [Соколов, 1948; Павлов, 1949; Павлов, Григорьева, 1974; Берлянд, 1982; Луцкина, 1983; Реестр..., 2000; Пушкарев, 2006]. В нем выделены дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенитовый структурно-вещественные комплексы. Дунит-гарцбургитовый слагает северную и центральную части массива и представлен в основном апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами. Гарцбургиты истощенные (содержание пироксенов от 0 до 20 %), что обуславливает шпирово-такситовое строение комплекса, выражающееся в чередовании дунитов, пироксеновых дунитов и гарцбургитов. Пьяноборское месторождение находится в северной части массива среди аподунитовых серпентинитов. Породы сильно метасоматически преобразованы: оталькование, хлоритизация, карбонатизация, антигоритизация. Руда массивная, реже вкрапленная, полосчатая (полосчатое чередование руды и серпентинита), по составу хромшпинелидов — высокохромистая магнезиальная. Разновидность рудных хромшпинелидов — алюмохромит. Руда слабо-, среднеметаморфизована.

Дунит-верлит-клинопироксенитовый структурно-вещественный комплекс распространен в южной и юго-восточной частях массива. Для дунитов характерны полосчатые текстуры, обусловленные неравномерной вкрапленностью хромшпинелидов. Здесь сосредоточены наиболее крупные и многочисленные месторождения и рудопроявления, приуроченные к серпентинизированным дунитам: Первомайское, Козловское, Барсучье и др. Переменяемость рудных слоев различной густоты вкрапленности определяет полосчатую текстуру руд. Руды здесь от редковкрапленных до массивных с содержанием Cr_2O_3 до 50 %.

Алапаевский массив [Шилова, 1977; Реестр..., 2000; Чашухин и др., 2002; Малахов, 2003; Бахтерев, 2006] сложен преимущественно гарцбургитами и апогарцбургитовыми серпентинитами. Ультрабазиты претерпели интенсивный метаморфизм, включающий серпентинизацию и тальк-карбонатизацию. Рудопроявления объединены в два рудных поля: Северное и Южное. Преобладают руды, сложенные глиноземистым среднехромистым хромшпинелидом; реже встречены руды с высокохромистым хромшпинелидом. Поденное месторождение расположено в Северном рудном поле в гарцбургитовом комплексе. Гарцбургиты неистощенные (содержание пироксенов 20—35 %). Месторождение находится в северной части массива среди серпентинизированных гарцбургитов. Местами вмещающие породы карбонатизированы, хлоритизированы. Тип руды по составу хромшпинелидов глиноземистый магнезиальный. Разновидность рудных хромшпинелидов — алюмохром. Руды слабо-, среднеметаморфизованы. В хромшпинелидах повышена железистость.

Курмановское месторождение расположено в дунит-гарцбургитовом комплексе. Гарцбургиты истощенные (содержание пироксенов 10—20 %). Месторождение находится в юго-западной части массива среди серпентинизированных дунитов. Вкрапленное хромитовое оруденение с нехарактерным для Алапаевского массива высокохромистым магнезиально-алюмохромитовым составом рудообразующего хромшпинелида. Линзовидные тела вкрапленных руд приурочены к сложным шпирово-полосчатым комплексам дунит-перидотитового состава среди гарцбургитов в зоне полосовидного чередования гарцбургитов и дунитов. Разновидность рудных хромшпинелидов — алюмохромит. Руды слабометаморфизованные. При одинаковой хромистости рудообразующий хромшпинелид Северного рудного поля имеет большую железистость по сравнению с Южным.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты исследований приведены на рис. 1 и 2, где показана связь между E_0 и $\lg R_0$ исследованных образцов серпентинитов и хромитовой руды. Чтобы не загромождать рис. 1, на нем показана только часть результатов. Около некоторых точек на рисунках даны номера образцов, описанных в табл. 1 и 2, чтобы наглядно можно было проследить изменение их электрических параметров в зависимости от степени метаморфизма. Известно, что степень метаморфизма увеличивается с приближением к рудному телу [Соколов, 1948; Павлов, Григорьева, 1974]. Принимаем приведенные в табл. 1 и 2 значения потерь веса

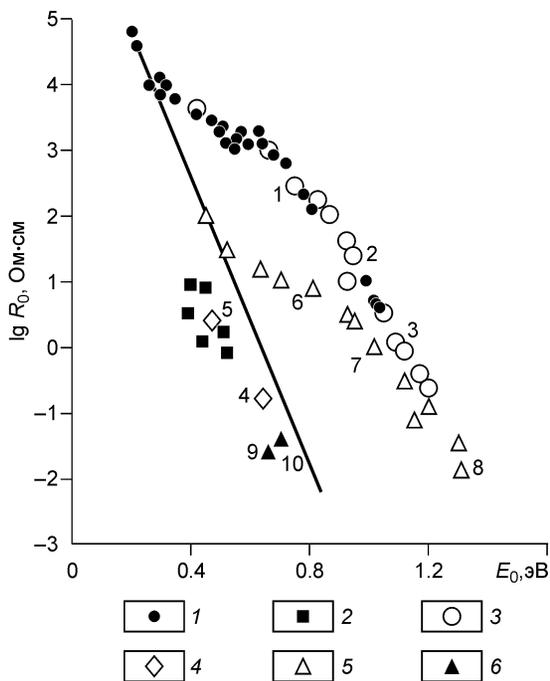


Рис. 1. Связь между E_0 и $\lg R_0$ исследованных образцов хромитовых руд и вмещающих их серпентинитов из месторождений Алапаевского массива.

1 — серпентиниты, 2 — хромитовая руда из действующего карьера Поденного месторождения [Бахтерев, 2006]; 3 — серпентиниты, 4 — хромитовая руда Поденного месторождения, со склада руды обогащательной фабрики; 5 — серпентиниты, 6 — хромитовая руда из отработанного карьера Курмановского рудопроизводства. Линия — прямая корреляции $\lg R_0 = f(E_0)$ для серпентинитов из нехромитоносных гипербазитовых массивов и площадей дунит-гарцбургитовой формации, полученная ранее [Бахтерев, 2004]. Цифры на рисунке — номера проб по табл. 1.

при прокаливании в первом приближении пропорциональными степени изменения пород. Следовательно, чем сильнее метаморфизована порода (чем больше потери веса при прокаливании), тем ближе к рудному телу она расположена. Из приведенных данных видно, что для всех четырех исследованных объектов характер распределения точек с координатами E_0 , $\lg R_0$ одинаков. Наблюдается отклонение от базовой линии, и оно тем больше, чем ближе к рудопроизведению отобран образец. Вдали от рудных тел точки с координатами E_0 , $\lg R_0$

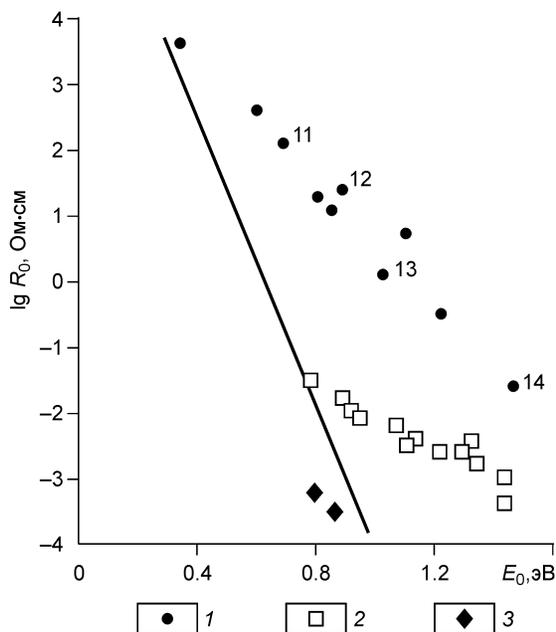
исследованных образцов укладываются на прямую, характерную для безрудных массивов и площадей в них, где справедлива зависимость $\lg R_0 = a - bE_0$ с коэффициентами для альпинотипных гипербазитов. К сожалению, на основании имеющегося материала невозможно указать, на каком расстоянии (например, в метрах) от места отбора образца находится рудное тело. Поэтому вынуждены оперировать чисто качественными понятиями „ближе“, „дальше“. Для получения количественной характеристики необходимы целенаправленные специальные исследования.

В то же время графическое изображение этой связи в координатах E_0 , $\lg R_0$ четко показывает, что поля распределения фигуративных точек не совпадают. Характер изменения физических свойств, в том числе и электрических, в силу специфики истории развития хромитоносных массивов определяется как первичной геологической ситуацией, так и последующими преобразованиями, связанными с геотектонической эволюцией, сопровождающейся метаморфизмом. Поэтому физические свойства пород принимают множественный ряд состояний, отличающихся различным значением параметров и распределением их в пространстве.

В работе [Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973] исследованы гипербазиты хромитоносного Кемпирсайского массива и нехромитоносного Восточно-Тагильского. Было „выявлено, что геохимические различия между хромитоносными и нехромитоносными массивами существуют, однако они невелики по абсолютной величине. Поэтому для их выявления, как правило, необходимы количественные методы анализа“ [Павлов, Григорьева-Чупрынина, 1973, с. 101]. А.И. Бахтиным с сотрудниками [Бахтин и др., 1997] изучены кристаллохимические особенности оливина, входящего в состав дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) ассоциации, методами оптической спектроскопии. Показано вхож-

Рис. 2. Связь между E_0 и $\lg R_0$ исследованных образцов хромитовых руд и вмещающих их серпентинитов из месторождений Ключевского массива.

1 — серпентиниты Пьяноборского месторождения; 2 — серпентиниты, 3 — хромитовая руда из месторождений дунит-верлит-клинопироксенового структурно-вещественного комплекса. Линия — то же, что на рис. 1. Цифры на рисунке — номера проб по табл. 2.



дение в структуру оливинов различных оптически-активных центров, представленных элементами группы железа. На основе соотношения концентраций оптически-активных центров в минералах рассмотрены вопросы катионного перераспределения в сосуществующей паре минералов оливин—ортопироксен и сделан вывод о том, что в ходе преобразований вещества гипербазитов, сопровождающих хромитообразование, происходит вынос железа как из оливинов, так и из ортопироксенов, причем более значительный — из оливинов. Потенциальная хромитоносность изученных гипербазитовых массивов Урала четко коррелирует с отношением в сосуществующей паре минералов концентрации двухвалентного железа. Наши результаты по параметрам высокотемпературной электропроводности не противоречат этим исследованиям. И они, возможно, еще один независимый поисково-оценочный критерий потенциальной хромитоносности гипербазитовых массивов Урала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены зависимости электрического сопротивления от температуры в интервале 20—800 °С образцов руды и вмещающих пород из четырех хромитовых месторождений Алапаевского и Ключевского гипербазитовых массивов Урала. Установлены параметры высокотемпературной электропроводности исследованных образцов (энергия активации E_0 и так называемый коэффициент электрического сопротивления $\lg R_0$). Подтвержден сделанный ранее вывод о том, что для безрудных массивов и площадей в них справедлива зависимость $\lg R_0 = a - bE_0$ с коэффициентами для альпинотипных гипербазитов. Для хромитоносных массивов и площадей точки с координатами E_0 , $\lg R_0$ отклоняются от базовой линии. Отклонение тем больше, чем ближе к рудопоявлению отобран образец, что может оказаться возможным поисковым признаком хромитоносности гипербазитового массива или отдельной площади в нем. Для всех четырех исследованных объектов характер распределения точек с координатами E_0 , $\lg R_0$ одинаков. В то же время графическое изображение этой связи в координатах E_0 , $\lg R_0$ четко показывает, что поля распределения фигуративных точек разных объектов не совпадают. Такое поведение высокотемпературной электропроводности является отражением своеобразия геологических условий, истории становления и развития исследованных гипербазитовых массивов и месторождений в них. Установленные закономерности, возможно, позволят использовать данные свойства в качестве косвенных поисковых признаков хромитового оруденения. Полученные результаты согласуются с данными кристаллохимических исследований оливина, входящего в состав дунит-гарцбургитовой (альпинотипной) ассоциации, выполненные методами оптической спектроскопии [Бахтин и др., 1997].

ЛИТЕРАТУРА

- Бахтерев В.В.** Методика измерения электрического сопротивления гипербазитов при высоких температурах // Уральский геофизический вестник, № 1. Екатеринбург, УрО РАН, 2003, с. 18—20.
- Бахтерев В.В.** Оценка формационной принадлежности гипербазитов Урала по параметрам их высокотемпературной электропроводности // Докл. РАН, 2004, т. 398, № 3, с. 371—373.
- Бахтерев В.В.** Параметры высокотемпературной электропроводности дунит-гарцбургитовых (альпинотипных) гипербазитов Урала как возможный признак их потенциальной хромитоносности // Докл. РАН, 2006, т. 408, № 3, с. 363—365.
- Бахтин А.И., Лопатин О.Н., Денисов И.Г., Золоев К.К., Булькин Л.Д.** Кристаллохимия силикатов альпинотипных гипербазитов Урала и поисковые критерии хромитового оруденения. Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1997, 100 с.
- Берлянд Н.Г.** Районирование Урала по типу строения земной коры // Сов. геология, 1982, № 11, с. 78—89.
- Булькин Л.Д.** Структурная позиция и главные генетические типы хромитовых месторождений в гипербазитах Среднего и Северного Урала // Рудообразование в геологической истории Урала. М., Мингео РСФСР, 1987, с. 38—47.
- Булькин Л.Д., Андреев М.И.** Главные генетические типы хромитовых месторождений Урала и закономерности их размещения // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, УрО АН СССР, 1990, с. 65—74.
- Золоев К.К., Булькин Л.Д.** Формационные типы гипербазитов Урала и их металлогения // Вопросы геологической корреляции и металлогения Урала. М., Мингео РСФСР, 1983, с. 72—82.
- Луцкина Н.В.** Классификация хромитовых месторождений для прогнозирования // Разведка и охрана недр, 1983, № 2, с. 7—12.
- Малахов И.А.** Положение различных типов хромитового оруденения в разрезе ультрамафитов Урала, их состав и особенности метаморфизма // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: текто-

ника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Материалы научной конференции (IX чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2003, с. 185—189.

Павлов Н.В. Химический состав хромшпинелидов // Труды Института геологических наук АН СССР, Вып. 103. Серия рудных месторождений, 1949, № 13, с. 10—35.

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

Павлов Н.В., Григорьева И.И. Месторождения хрома // Рудные месторождения СССР, Т. 1. М., Недра, 1974, с. 168—220.

Перевозчиков Б.В. Хромовые руды офиолитовых комплексов // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы международной научной конференции (XII чтения памяти А.Н. Заварицкого). Екатеринбург, ИГГ УрО РАН, 2006, с. 295—300.

Пушкарев Е.В. Ключевской офиолитовый массив на Среднем Урале // Там же, с. 334—346.

Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь, КамНИИКИГС, 2000, 474 с.

Савельева Г.Н., Савельев А.А. Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала // Геотектоника, 1991, № 3, с. 47—58.

Соболев Н.Д., Уханов А.В., Смирнова Т.А., Алиева О.З. Сравнительное геохимическое изучение ультраосновных массивов в связи с их хромитоносностью // Сов. геология, 1970, № 1, с. 88—101.

Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения // Труды Института геологических наук АН СССР, Вып. 97. Серия рудных месторождений, 1948, № 12, 128 с.

Чащухин И.С., Сурганов А.В., Булыкин Л.Д., Гмыра В.Г., Чащухина В.А. Закономерности состава аксессуарного и рудообразующего хромшпинелида в ультрамафитах Алапаевского массива // Ежегодник-2001. Информ. сб. науч. трудов Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого. Екатеринбург, УрО РАН, 2002, с. 281—289.

Шилова Т.А. О хромшпинелидах Алапаевского массива // Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Минералогический сборник № 13. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1977, с. 33—45.

Штейнберг Д.С. Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск, УрО РАН, 1988, с. 3—11.

*Рекомендована к печати 30 января 2007 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
12 сентября 2006 г.*