

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ И РАЗВЕДКИ

УДК 550.8:553.08:53/54

В.В. БАХТЕРЕВ

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ
ОБРАЗЦОВ ПОРОД ГИПЕРБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ УРАЛА
ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ**

Изучены образцы горных пород из различных структурно-вещественных комплексов некоторых гипербазитовых массивов Урала. Получены температурные зависимости электрического сопротивления в интервале температур 20—800 °С. Определены электрические параметры $\lg R_0$, E_0 исследованных образцов. Выявлена обратная линейная зависимость между параметрами. Она выражается формулой $\lg R_0 = a - bE_0$. При этом коэффициент a практически одинаков для всех исследованных массивов и участков в них (6,2—7,2). Коэффициент b — меняется непрерывно от 5,8 до 13,2; отличается не только для каждого гипербазитового массива, но даже для отдельного участка в пределах одного массива. Положение образцов на прямой $\lg R_0 = a - bE_0$ с конкретными коэффициентами a и b зависит от степени метаморфизма.

Ключевые слова: гипербазиты; метаморфизм; электрическое сопротивление; энергия активации; высокая температура.

Земные недра являются очень сложными и разнообразными как по строению, так и по вещественному составу образованиями. Это разнообразие заложено в самом их генезисе. Геологические явления протекают непрерывно, в результате образуются разные горные породы. Но и ряд различных геологических явлений может привести к образованию одной и той же по своим признакам горной породы. В процессе эволюции горные породы претерпевают разнообразные многократные изменения. При этом горные породы из отдельных однородных участков одного и того же геологического тела не всегда обособлены, а границу между ними можно провести в значительной мере условно.

Ультраосновные породы имеют специфический минеральный состав. Они состоят практически лишь из темноцветных минералов: оливина, ромбического и моноклинного пироксенов в различных соотношениях. Известен ряд классификаций [8, 9, 11].

Классификация гипербазитов по минеральному составу базируется на выделении основных типов пород по соотношению в них перечисленных минералов. Так, И.А. Малахов [11] для ультраосновных пород Урала выделяет пять основных групп в

зависимости от содержания в них оливина, %: дунит — 90—100, оливиновый гарцбургит — 70—90, гарцбургит — 55—70, оливиновый энстатит — 10—35, энстатит — 0—10.

Химическая классификация предусматривает выделение класса ультраосновных пород при $\text{SiO}_2 < 45\%$; но так как содержание SiO_2 зависит от степени метаморфизма пород, большинство исследователей используют классификацию на количественно-минералогической основе. Классификация пород по содержанию только одного кремнезема является с методологической точки зрения недостаточной. Современные классификации учитывают широкий комплекс элементов, входящих в состав горной породы. Наиболее детально такая классификация проведена А.Н. Заварицким [8].

Граничные значения содержаний как минералов, так и SiO_2 традиционны и подтверждены статистически, но при этом условны, так как породы смежных отрядов, как и групп более низких уровней, связаны между собой постепенными переходами, и «естественные» границы между ними, как правило, отсутствуют.

Плодотворной оказалась классификация гипербазитов по формационному признаку, поскольку в

этом случае выделяются закономерные ассоциации генетически связанных горных пород, повторяющиеся во времени и пространстве. Вполне естественно, что при этом помимо геологических особенностей необходимо учитывать и тектонический фактор. Иными словами, формации ультраосновных пород следует классифицировать как по набору пород, так и по их положению при развитии геологических структур.

Петрографический словарь под редакцией В.П. Петрова и О.А. Богатикова определяет формацию, как «...естественное сообщество магматических горных пород, обладающих определенной общностью состава, проявляющееся в определенной геотектонической обстановке. Термин является общим классификационным понятием, в котором обобщены главные петрографические, петрохимические и другие особенности» [13, с. 459].

Применительно к гипербазитам нет единого мнения относительно того, что считать формацией. Противоречивость взглядов на формационное расчленение гипербазитов Урала традиционно исходит из различного понимания исследователями роли и масштабов тех или иных геологических процессов. Несмотря на это, среди гипербазитов Урала выделяют палеозойскую офиолитовую (альпинотипную), палеозойскую дунит-клинопироксенитовую (Платиноносный пояс) формации и протерозойские габброидные гипербазиты (расслоенные интрузии) [6, 7, 9, 20]. Главные формационные типы гипербазитов Урала различны по особенностям вещественного состава и металлогении. Гипербазиты отличаются большим разнообразием процессов серпентинизации, генезисом исходных пород и последующей тектоно-магматической эволюцией регионов локализации. Процессы серпентинизации многообразны по генетической природе. Ход и конечные продукты серпентинизации в значительной мере обусловлены физико-химической обстановкой и соотношениями явлений прогрессивного и регрессивного метаморфизма. При этом известны случаи выделения нескольких ассоциаций гипербазитов в пределах одного массива [5, 14, 19]. Особенности состава и структуры минералов этих пород отражают физико-химические условия обстановки генезиса и неодинаковым и сложным образом влияют на величину и характер температурной зависимости электрического сопротивления отдельных образцов горных пород.

Ранее [2, 3] нами были изучены образцы гипербазитов главных формационных типов. При исследовании высокотемпературной электропроводности горных пород выявлена обратная линейная зависимость между энергией активации (E_0) и так называемым коэффициентом электрического сопротивления ($\lg R_0$), с одной стороны, и принадлежностью образца к тому или другому формационному типу гипербазитов — с другой. Она выра-

жается формулой $\lg R_0 = a - bE_0$, где a и b — коэффициенты. Причем коэффициент a практически одинаков для всех исследованных образцов гипербазитов трёх главных формационных типов (7,0—7,4), а коэффициент b — отличается для разных типов исследованных гипербазитов (5,8 — Сарановский массив — расслоенные интрузии; 7,2 — Нижнетагильский массив, гора Соловьева — Платиноносный пояс Урала; 12,1 — Баженовский массив — альпинотипные гипербазиты). При этом было установлено, что электрические параметры образцов гипербазитов из определенного формационного типа ложатся на одну прямую, с параметрами $\lg R_0$ и E_0 . Однако некоторая часть исследованных образцов (около 10—15 %) несмотря на тщательность привязки их, как считалось, к главным формациям, выпадала из этой зависимости.

Настоящая работа продолжает названные выше исследования. Её основная задача: сбор фактического материала за счёт исследования образцов из большего числа генетически различных структурно-вещественных комплексов гипербазитов, на основе чего попытаться установить как меняются электрические параметры образцов, отобранных из разных массивов, хотя и относимых (по геологическим данным) к «главным» формационным типам.

Методика исследований и образцы. Методика определения электрического сопротивления образцов горных пород и электрических параметров при высоких температурах описана в [2—4]. Образцы для исследований вырезали в форме кубика с ребром 0,02 м. Измерения выполнены в открытой системе при атмосферном давлении. Электрическое сопротивление измеряли двухэлектродной установкой через 10 в интервале температур 20—800 °С. Скорость нагревания 0,066 град/с. Температуру в системе определяли платино-платинородиевой термопарой в 0,01 м от образца. Измерения осуществляли на постоянном токе. Измерительный прибор — тераомметр Е6-13 с динамическим диапазоном от 10 до 10^{14} Ом и относительной ошибкой от 2,5 до 4% в конце диапазона.

Большинство минералов и горных пород являются ионными кристаллическими диэлектриками. В физике диэлектриков электрическое сопротивление описывают формулой [16]:

$$R = \frac{6kT}{n_0^2 q^2 v} \exp \frac{E_0}{kT}. \quad (1)$$

Здесь E_0 — энергия активации, которую необходимо затратить на освобождение иона (носителя заряда) от связей в кристаллической решетке; n_0 — общее число ионов в 1 см³, участвующих в переносе тока; q — заряд иона; v — длина свободного пробега; ν — частота колебаний иона в полустойчивом положении; k — постоянная Больцмана; T — температура в градусах Кельвина.

Исследователи, проводившие измерения электрического сопротивления при температурах 20–900 °С, экспериментально выявили зависимость, которую можно выразить в виде [17]:

$$\lg R = A + \frac{B}{T}. \quad (2)$$

Сопоставляя формулы (1) и (2) находим, что

$$A = \lg \frac{6kT}{n_0^2 q^2 v}, \quad B = \frac{0,43 E_0}{k}. \quad (3)$$

Однако линейная зависимость (2) наблюдается только в том случае, когда с повышением температуры в исследуемом образце не происходят никакие физико-химические реакции. Поскольку, как правило, температурный ход электрического сопротивления горных пород характеризуется в интервале температур 20–900 °С нарушением линейной зависимости, для определения электрических параметров используют только линейные участки кривой. Температурные кривые электрического сопротивления 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. Коэффициент электрического сопротивления A в формуле (2), численно равный логарифму электрического сопротивления $\lg R_0$ при $1/T = 0$, определён как величина отрезка, отсекаемого касательной к кривой $\lg R = f(1/T)$ на оси ординат.

В работе приведены результаты исследований образцов горных пород, отобранных из ряда гипербазитовых массивов Урала разных формаций и структурно-вещественных комплексов. Образцы изучены физическими, физико-химическими, химическими, минералого-петрографическими методами. Из части образцов изготовлены шлифы, а из руд — полировки.

Результаты и их обсуждение. Данные, приведённые на рис. 1–6 и в табл. 1 и 2, подтверждают и дополняют результаты выполненных ранее исследований. Из анализа полученных материалов следует, что коэффициент a в уравнении $\lg R_0 = a - b E_0$ практически одинаков для всех исследованных объектов; коэффициент b меняется от 5,8 до 13,2 в зависимости от структурно-вещественного комплекса и формационной принадлежности гипербазитов. На рис. 1 в координатах $\lg R_0$, E_0 даны прямые корреляции исследованных образцов, связанных постепенными переходами от гипербазитов перидотитовой формации (прямая 1) через гипербазиты Платиноносного пояса (3, 6, 7) к офиолитовым гипербазитам (8–13). Особое место в этой схеме занимают образцы из Тургоякского (2, 13), Верблюжьего (4), Хабарнинского (5) массивов. Экспериментальные значения ввиду их большого количества (всего отобрано и исследовано около 2500 образцов), чтобы не загромождать

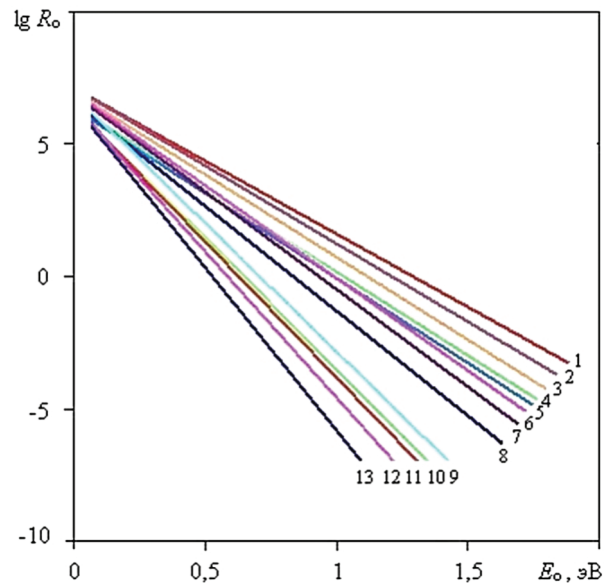


Рис. 1. Зависимости $\lg R_0 = f(E_0)$ гипербазитов из некоторых структурно-вещественных комплексов массивов Урала различной формационной принадлежности: 1 — Сарановский; 2 — Тургоякский (серпентиниты апогарцбургитовые лизардитовые с преобладанием лизардита; апогарцбургитовые антигоритовые; аподунитовые антигоритовые); 3 — Уктусский; 4 — Верблюжьегорский; 5 — Хабарнинский; 6 — Соловьева гора; 7 — Кытлымский; 8 — Войкаро-Сыньинский; 9 — Алапаевский; 10 — Ключевской; 11 — Каркодинский; 12 — Баженовский; 13 — Тургоякский (серпентинит апогарцбургитовый лизардитовый с преобладанием антигорита)

Таблица 1

Коэффициенты уравнения связи $\lg R_0 = a - b E_0$ исследованных гипербазитов

Номер п/п	Гипербазитовый массив	Коэффициенты уравнения	
		a	b
1	Сарановский	7,0	5,8
2	Тургоякский	7,4	6,0
3	Уктусский	7,1	6,2
4	Верблюжьегорский	6,4	6,6
5	Хабарнинский	6,2	7,0
6	Соловьева гора	7,0	7,2
7	Кытлымский	7,0	7,6
8	Войкаро-Сыньинский	7,1	8,5
9	Алапаевский	6,7	10,0
10	Ключевской	7,2	11,0
11	Каркодинский	7,2	11,7
12	Баженовский	7,1	12,1
13	Тургоякский	7,0	13,2

рисунок, здесь не показаны. В табл. 1 даны коэффициенты уравнения связи $\lg R_0 = a - b E_0$ исследованных гипербазитов.

Детальные исследования на Тургоякском гипербазитовом массиве. Образцы серпентинизированных гипербазитов отобраны из обнажений массива. Каждый образец изучен в прозрачных петрографических шлифах с применением иммерсии. Все образцы удалось разделить на четыре группы: лизардитовые апогарцбургитовые с преобладанием ан-

Таблица 2

Параметры электропроводности серпентинитов
из Туроякского массива

Серпентинит	Параметр	
	E_0	$\lg R_0$
Апогарцбургитовый лизардитовый с преобладанием антигорита	0,25—0,43	3,6—1,2
Апогарцбургитовый лизардитовый с преобладанием лизардита	0,85—1,5	(-2)—(1,75)
Апогарцбургитовый антигоритовый	0,76—1,16	(-0,2)—(2,75)
Аподунитовый антигоритовый	0,36—0,8	0,8—5,0

тигорита, лизардитовые апогарцбургитовые с преобладанием лизардита, антигоритовые апогарцбургитовые, антигоритовые аподунитовые [3].

Лизардитовые серпентиниты в целом довольно однообразны по минеральному составу и структуре. Некоторые особенности отдельных образцов заключаются в форме проявления и интенсивности метаморфизма, различном содержании в первичной породе оливина и хромшпинели. Лизардитовые серпентиниты с преобладанием антигорита в большей степени серпентинизированы, в них больше магнетита, антигорита, а также бастита, так как первоначально порода была богаче ромбическим пироксеном. Лизардитовые серпентиниты с преобладанием серпентина в меньшей степени серпентинизированы. Они меньше содержат бастита, так как первичная порода была богаче оливином.

Антигоритовые серпентиниты делятся на апогарцбургитовые и аподунитовые. Апогарцбургитовые серпентиниты, в отличие от аподунитовых, содержат псевдоморфозы магнетита по ромбическому пироксену. Основная ткань антигоритовых серпентинитов сложена мелкочешуйчатым и микрозернистым антигоритом, среди которого спорадически встречаются лизардит I, II, брусит, тальк, тремолит, карбонат, хризотил, серпофит.

Кажущееся однообразие серпентинитов обманчиво. Это подтверждается и термограммами (кривые ДТА), приведёнными на рис. 2. Лизардитовые апогарцбургитовые серпентиниты (рис. 2, кривые 1—4) характеризуются максимумами серпентиновых эндотермических эффектов в интервале температур 680—720 °С. Эти температуры соответствуют разложению лизардита поздней генерации. Антигоритовые серпентиниты (рис. 2, кривые 5—8) разлагаются при более высоких температурах с максимумами эндотермического эффекта при 750—760 °С. Экзотермический эффект, связанный с кристаллизацией форстерита, наблюдается при температурах 805—815 °С. Величина этого пика и характер перехода к нему от эндотермического разложения зависят от вида серпентиновых минералов (лизардит I, II, антигорит), фазности серпентинитов, степени серпентинизации.

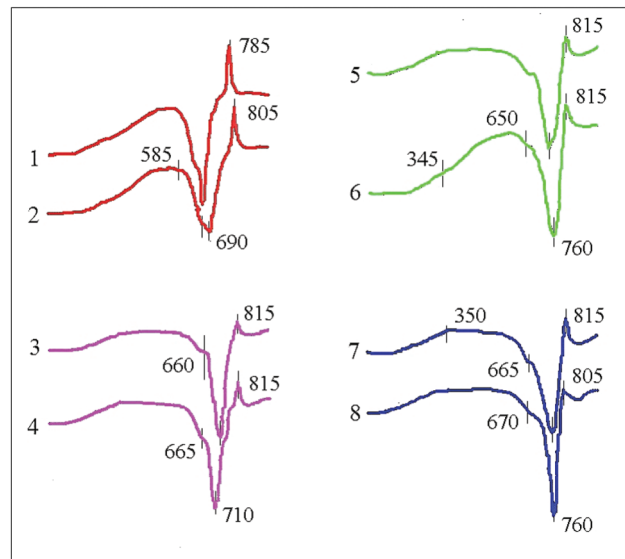


Рис. 2. Термограммы (кривые ДТА) образцов серпентинитов: шифр кривых — номера исследованных образцов

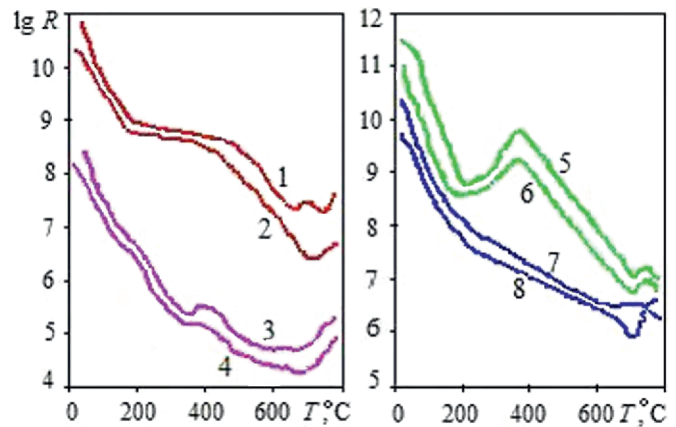


Рис. 3. Типичные температурные зависимости электрического сопротивления образцов серпентинитов: усл.обознач. см. на рис. 2

Это отразилось и на характере температурной зависимости электрического сопротивления. На рис. 3 в качестве примера приведены типичные температурные зависимости электрического сопротивления $\lg R = f(T)$ исследованных образцов. По величине электрического сопротивления и характеру температурных зависимостей $\lg R = f(T)$, по электрическим параметрам $\lg R_0$ и E_0 все исследованные серпентиниты также подразделены на четыре группы.

Лизардитовые серпентиниты с преобладанием антигорита в интервале температур 300—800 °С имеют электрическое сопротивление примерно на два порядка ниже, чем лизардитовые серпентиниты с преобладанием лизардита. Антигоритовые аподунитовые серпентиниты обладают сопротивлением примерно на порядок ниже, чем антигоритовые апогарцбургитовые, во всем отмеченном интервале (рис. 3).

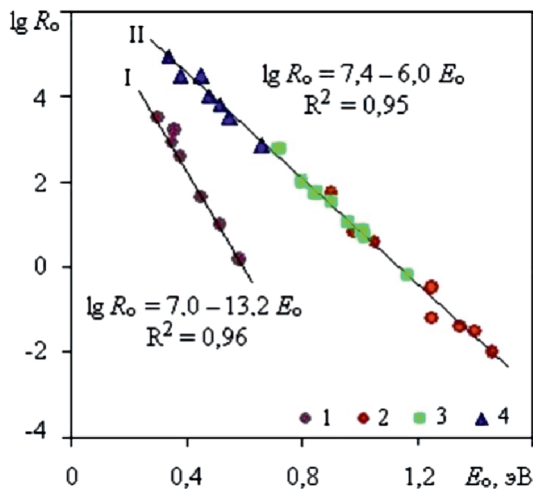


Рис. 4. Связь между E_0 и $\lg R_0$ исследованных образцов серпентинитов из Тургойского гипербазитового массива: 1 — серпентинит апогарцбургитовый лизардитовый с преобладанием антигорита; 2 — серпентиниты апогарцбургитовые лизардитовые с преобладанием лизардита; 3 — апогарцбургитовые антигоритовые; 4 — аподунитовые антигоритовые; прямые линии — прямые корреляции $\lg R_0 = f(E_0)$

На рис. 4 показана связь между $\lg R_0$ и E_0 для четырех групп образцов, отобранных из Тургойского массива, а в табл. 2 — параметры электропроводности. На рисунке показана часть результатов, четко прослеживающих тенденцию изменения параметров в зависимости от состава пород.

Одна группа образцов из Тургойского массива (серпентиниты апогарцбургитовые лизардитовые с преобладанием антигорита) как бы «сформировала» в координатах $\lg R_0$ прямую $\lg R_0 = a - b E_0$ с коэффициентами a и b , близкими с образцами дунит-гарцбургитовых массивов (рис. 1, прямая 13; рис. 4, прямая 1). Вторая, вероятно, — как с образцами дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса, так и расслоенных интрузий (рис. 1, прямая 2; рис. 4, прямая 2). К какой формации отнести эти образцы, сказать затруднительно. По описанию шлифов они четко разделяются на: апогарцбургитовые лизардитовые с преобладанием лизардита, апогарцбургитовые антигоритовые и аподунитовые антигоритовые. Отличаются они и по электрическим параметрам, укладываются по этим показателям на одну прямую, как бы формируя ее разные участки (рис. 4, прямая 2; табл. 2). Их положение на прямой зависит от степени изменения пород. С увеличением степени преобразования пород увеличивается энергия активации и уменьшается коэффициент электрического сопротивления для всех исследованных образцов.

Полученные результаты не противоречат геологическим данным. На Таловском гипербазитовом массиве, южным продолжением которого является Тургойский массив, наряду с дунит-гарцбургитами выделены дунит-клинопироксенитовые ком-

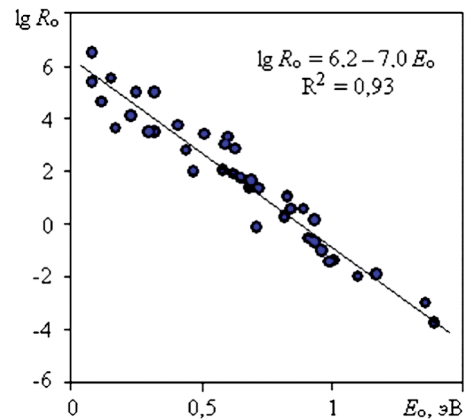


Рис. 5. Связь между E_0 и $\lg R_0$ исследованных образцов серпентинитов из Хабаровинского гипербазитового массива: кружки — экспериментальные значения $\lg R_0 = f(E_0)$; прямая линия — то же, что на рис. 4

плексы пород, сходные по составу и строению с дунит-клинопироксенитовыми массивами Платиноносного пояса [5, 18].

На рис. 5 показана связь между $\lg R_0$ и E_0 для исследованных образцов из Хабаровинского массива. На Хабаровинском массиве, входящем, как и Тургойский, в Уфалейско-Кемпирсайский пояс ультраосновных пород, выделены три ассоциации гипербазитов: дунит-гарцбургитовая (альпинотипная), дунит-клинопироксенитовая (аналогичная Платиноносному поясу Урала), дунит-периодит-габбровая, сопоставимая со стратиформными комплексами типа Сарановского [19]. Возможно, эти конкретные образцы относятся к породам дунит-клинопироксенитового комплекса.

Геологическая характеристика Верблюжьегогорского гипербазитового массива описана в ряде работ [10, 12, 15]. Массив подвергся интенсивному метаморфизму в коровых условиях. Это выразилось в меланжировании, трансформации первичных структур и серпентинизации. Кроме того, массив претерпел прогрессивный метаморфизм антигоритовой фации в связи с термальным воздействием гранитоидов Джабык-Карагайского массива. Эпимагматические (вторичные) тектонические воздействия оказали сильное динамическое влияние на серпентиниты, в результате чего главная масса их была в той или иной степени расслаивана, смята, местами раздроблена. Пород, не затронутых вторичными изменениями, в массиве не наблюдалось. Все они в разной степени изменены процессами серпентинизации, карбонатизации, оталькования, окремнения.

По текстурным признакам С.А. Кашин [10] выделил серпентиниты массивные, смятые, сланцеватые, полосчатые, грубобрекчированные. Все литологические разности серпентинитов локализованы в определенных участках массива. Серпентиниты местами претерпели существенное изменение и

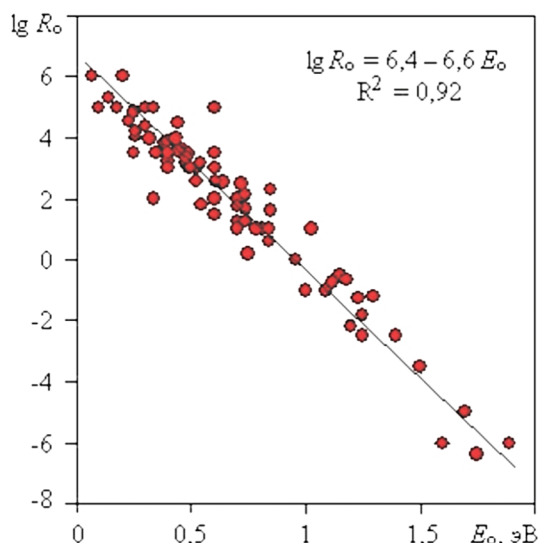


Рис. 6. Связь между E_0 и $\lg R_0$ исследованных образцов серпентинитов из Верблюжьего гипербазитового массива: кружки — экспериментальные значения $\lg R_0 = f(E_0)$; прямая линия — то же, что на рис. 4

в минеральном составе, выразившееся в окварцевании, карбонатизации, отальковании, в сопровождении выделений тремолита, актинолита, иддингита и других минералов. Первичные минералы в верхней зоне массива отсутствуют. Отдельные зёрна оливина встречаются лишь на некоторой глубине, насколько можно судить по данным буровых скважин. Присутствие в породе бастита и структурные особенности серпентинитов позволяют отнести большую часть материнских пород, слагающих Верблюжьего массив, к перидотитам типа гарцбургитов.

По данным [15], природа части серпентинитов гарцбургитовая, части, «вероятно, гарцбургитовая», части неясная. И.А. Малахов с соавторами [12] считают, что массив сложен антигоритовыми серпентинитами неясной природы (вероятно, гарцбургитовыми). Правда, в другой работе утверждается, что «Верблюжьего массив представляет собой верхние горизонты ультрамафитового комплекса, сложенные исключительно гарцбургитами. Интенсивные тектонические подвижки привели ... к выводу на поверхность некоторых глубинных блоков массива, представленных дунит-гарцбургитовым комплексом» [1, с. 155].

По величине коэффициентов a и b в уравнении связи $\lg R_0 = a - b E_0$ исследованные образцы из

Верблюжьего массива занимают промежуточное положение между образцами из Уктусского массива и горы Соловьевой, относимых к массивам Платиноносного пояса (рис 1, кривая 4; табл. 1). При этом для образцов из Верблюжьего массива выявлен самый большой диапазон вариаций электрических параметров в сравнении с другими массивами (рис. 6). Энергия активации (E_0) здесь изменяется от 0,1 до 2 эВ, коэффициент электрического сопротивления ($\lg R_0$) — от -6 до 6. Для сравнения: для гипербазитов из Уктусского массива E_0 меняется от 1 до 1,4 эВ, $\lg R_0$ — от -1, до -2,5; для гипербазитов горы Соловьевой E_0 меняется от 0,5 до 0,9 эВ, $\lg R_0$ — от 0,5 до 3. Такой большой диапазон параметров, вероятно, обусловлен большим разнообразием пород, претерпевших многократный метаморфизм.

Заключение

Сложный состав и генезис гипербазитов трудно поддаются идентификации. Исследованные электрические свойства не всегда позволяют установить естественную классификацию гипербазитов по формационному признаку. Электрические свойства, как и составы и структуры горных пород, изменяются непрерывно, так что напрашивается вывод о невозможности их естественной классификации с резкими разделительными границами. Тем не менее, электрические свойства горных пород, как весьма чувствительные индикаторы их вещественного состава и генетических процессов, отражают своеобразие каждого гипербазитового массива и отдельных его участков; являются важными источниками информации.

По электрическим параметрам установлен непрерывный переход от гипербазитов перидотитовой формации, дунит-клинопироксенитовой к гипербазитам дунит-гарцбургитовой формации. В пределах участка параметры образцов «выстраиваются» в одну прямую, формируя разные ее участки, положение которых на прямой зависит от степени изменения пород. С увеличением степени преобразования пород увеличивается энергия активации и уменьшается коэффициент электрического сопротивления для всех исследованных образцов пород, претерпевших различное неоднократное воздействие.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев А.В., Малахов И.А., Бурмако П.Л. Метаморфизм хромитовых руд Верблюжьего массива (Южный Урал) // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов (IX чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург: УрО РАН. 2003. С. 153–156.
2. Бахтерев В.В. Оценка формационной принадлежности гипербазитов Урала по параметрам их высокотемпературной электропроводности // Докл. РАН. 2004. Т. 398. № 3. С. 371–373.
3. Бахтерев В.В. Высокотемпературные исследования гипербазитов Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 152 с.
4. Бахтерев В.В. Электропроводность при высоких температурах образцов магнетитовых руд — возможный индикатор их минерального состава и генетических особенностей месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка. 2012. № 5. С. 40–45.
5. Булыкин Л.Д. К минералогии и петрологии дунит-клинопироксенитовых комплексов в альпинотипных гипербази-

- тах Урала (на примере Нуралинского массива) // Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Минералогический сб. № 13. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 58–61.
6. Булыкин Л.Д., Андреев М.И. Главные генетические типы хромитовых месторождений Урала и закономерности их размещения // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск: УрО РАН, 1990. С. 65–74.
 7. Варлаков А.С. Петрология процессов серпентинизации гипербазитов складчатых областей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 224 с.
 8. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы / Отв. ред. ак. А.Г. Бетехтин. М.: АН СССР, 1961. 478 с.
 9. Золотов К.К., Булыкин Л.Д. Формационные типы гипербазитов Урала и их металлогения // Вопросы геологической корреляции и металлогения Урала. М.: МГ РСФСР, 1983. С. 72–82.
 10. Кашин С.А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале) // Хромиты СССР. Т. 1 / Под ред. А.Е. Ферсмана и А.Г. Бетехтина. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 251–338.
 11. Малахов А.И. Петрохимия главных формационных типов ультрабазитов. М.: Наука, 1983. 223 с.
 12. Малахов И.А., Алексеев А.В., Бурмако П.Л. Многостадийность формирования хромитов в гарцбургитах уральских массивов и влияние на их состав процессов метаморфизма // Известия УГГА. Вып. 18. Серия: Геология и геофизика. Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2003. С. 78–84.
 13. Петрографический словарь / Под ред. В.П. Петрова, О.А. Богатикова. М.: Недра, 1981. 496 с.
 14. Попова В.И., Попов В.А., Ключков И.К. Хромиты Таловского массива // Уральский минералогический сборник. 1994. № 3. С. 124–130.
 15. Реестр хромитопоявлений в альпинотипных ультрабазитах Урала. Пермь: КамНИИКИГС, 2000. 474 с.
 16. Сканин Г.И. Физика диэлектриков (область слабых полей). М.-Л.: Гостехтеориздат, 1949. 500 с.
 17. Стевелс Д. Электрические свойства стекла. М.: Изд-во иностр. литер., 1961. 90 с.
 18. Степанов С.Ю., Пилюгин А.Г., Лазаренков В.Г. О минералах элементов платиновой группы и золота в хромитовых рудах Тургорского рудопоявления Таловского массива (Южный Урал) // Уральская минералогическая школа-2012. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 162–166.
 19. Царица Е.П. Петрохимические особенности гипербазитов и состав акцессорных хромшпинелидов Хабаровского ультраосновного массива // Минералогия и геохимия гипербазитов Урала. Минералогический сб. № 13. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 17–32.
 20. Штейнберг Д.С. Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов / Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО РАН, 1988. С. 3–11.

Институт геофизики имени Ю.П. Булашевича
УрО РАН
(620016, г. Екатеринбург, ул. Амурдсена, 100;
e-mail UGV@bk.ru)