

К. К. ЗОЛОВ

ХИМИЧЕСКАЯ ОСНОВА КОЛИЧЕСТВЕННО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ

(Представлено академиком Д. С. Коржинским 12 V 1969)

Ультраосновные горные породы складчатых областей образуют непрерывные ряды (серии), которые состоят из петрографически индивидуализированных единиц, представляющих собою определенную смесь трех главных породообразующих минералов (оливин + ортопироксен + клинопироксен). Выделяются три основных ряда: дунит-гарцбургит-ортопироксенитовый, дунит-верлит-клинопироксенитовый и дунит-лерцолит-вебстеритовый. Одним крайним членом каждого ряда является почти мономинеральная оливиновая порода, другим — пироксеновая. Переходы между членами рядов как внутри последних, так и между ними постепенные. В связи с этим, в существующих количественно-минералогических классификациях базисов и гипербазитов выделение отдельных петрографических видов горных пород предлагается проводить либо в условных границах (1), либо в границах, установленных по статистическим данным, учитывающим распространенность породных совокупностей (2, 3).

Между тем, любая количественно-минералогическая систематика горных пород вообще, и гипербазитов в частности, должна учитывать изменчивость каких-нибудь определенных свойств петрографических видов, включаемых в классификацию. Одним из таких свойств, изменчивость которых может быть положена в основу классификации ультраосновных пород, является химический состав гипербазитов.

Изменение химического состава ультраосновных пород, как известно, тесно связано с соответствующим изменением их минерального состава. Сравнительно простые сочетания двух или трех близких по химическому составу главных породообразующих минералов влекут за собой такие же простые вариации соотношений главных химических компонентов. Некоторое усложнение этих вариаций отмечается за счет изменчивости железистости породообразующих минералов (фаялитовой и геденбергитовой составляющих).

Изменение химического и минерального составов ультраосновных пород в ряду дунит — верлит — клинопироксенит показано на рис. 1, I*. Видно, что с изменением в породах количественного содержания оливина (Ol) и клинопироксена (cPy) соответственно изменяются соотношения химических компонентов: SiO_2 , MgO, CaO и FeO^- ($FeO + 0,9Fe_2O_3$). Точки равных содержаний компонентов — $a(MgO = SiO_2)$, $b(CaO = MgO)$, $c(CaO = FeO^-)$ — могут быть приняты за границы того или иного петрографического вида в рамках общего ряда. Этим петрографическим видам, как и границам между ними (a , b , c), соответствуют определенные количественные вариации главных минералов. В крайней левой части каждого графика находится почти мономинеральная оливиновая порода с соотношением $MgO > SiO_2$, $MgO > CaO$ и $CaO > FeO^-$. При продвижении слева направо эти соотношения главных химических компонентов уже в бими-

* На рис. 1 вертикаль слева отвечает по своему положению дунитам, справа — пироксенитам.

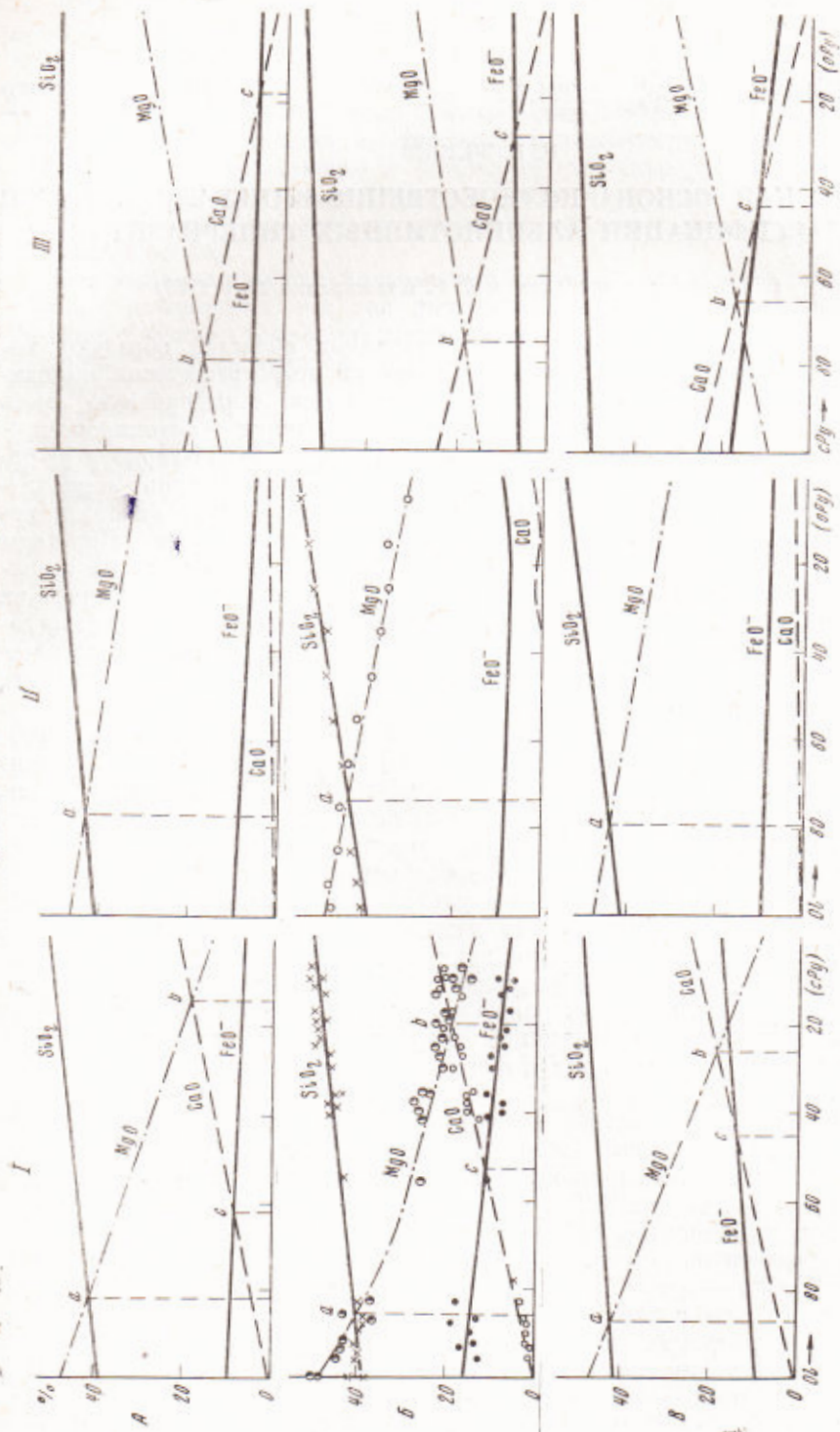
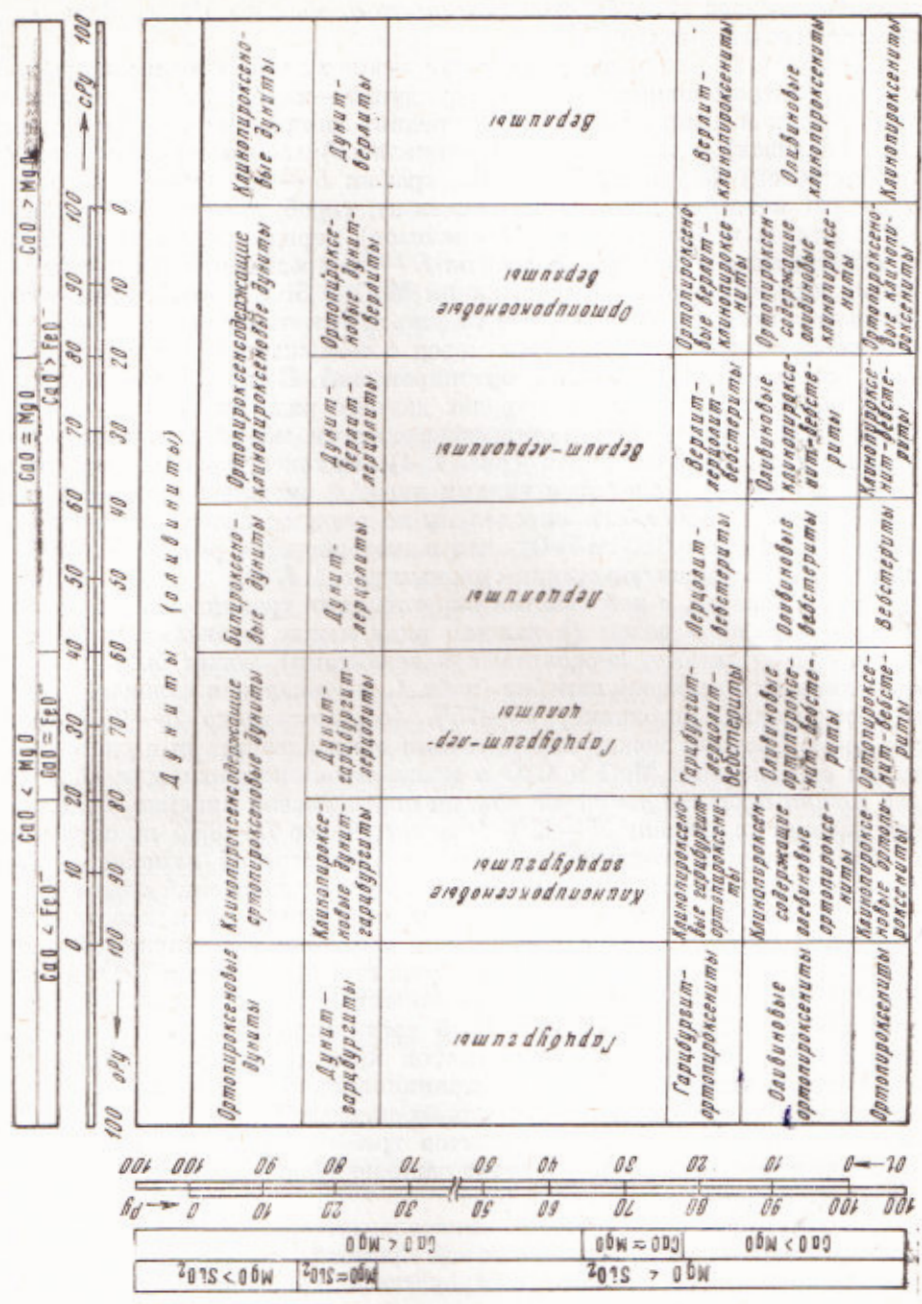


Рис. 1. Изменение химического и минерального состава пород в рядах дунит-ферлит-клинопроксит (I), дунит-гардбургит-ортопроксит (II) и ортопроксит-клинопроксит (вебстеритовая колонка) (III). Объяснение в тексте

Таблица 1

Количественно-минералогическая классификация гипербазитов



неральных горных породах сохраняются до определенного момента, в который одна из пар главных компонентов (MgO и SiO₂) уравнивается по содержанию. Далее при соотношении MgO < SiO₂ в равновесие приходит вторая пара главных компонентов породы (MgO и CaO). Еще далее, при противоположных первоначальных соотношениях главных компонентов, естественная граница может быть выделена в точке перехода от биминеральной породы к мономинеральной (от оливинового пироксенита к пироксениту). График А на рис. 1, I построен по данным средних химических анализов дунитов (292 анализа) и диаллагитов (20 анализов) Платиноносного пояса Урала, график В — по данным химического и модаального мине-

рального состава гипербазитов Кытлымского массива (⁴), график *B* — по среднемировым данным (⁵).

На рис. 1, II, иллюстрирующем изменение химического и минерального состава ультраосновных пород в ряду дунит — гарцбургит — ортопироксенит, график *A* построен по данным средних химических анализов дунитов (148 анализов) и энстатитов (10 анализов) габбро-перидотитовой (гипербазитовой) формации Урала (⁶), график *B* — по данным средних химических анализов дунитов (93 анализа), гарцбургитов (338 анализов), энстатитов и бронзитов (17 анализов) перидотитовой (гипербазитовой) формации Урала (³), а график *B* — по среднемировым данным (⁵). Видно, что точки равных содержаний MgO и SiO₂ (*A*) на графиках отклоняются несколько правее, чем на рис. 1, I, и отвечают по своему положению петрографическим видам пород с содержанием оливина от 79 до 73% (соответственно 21—27% ортопироксена). В связи с ничтожным количеством окиси кальция в породах данного ряда границу между гарцбургитами и оливиновыми ортопироксенитами можно провести условно по аналогии с первым рядом (рис. 1, I). Наконец, границы между различными петрографическими видами пород в смежных рядах (вебстеритовая колонка) могут быть определены по точкам равных отношений двух пар CaO \simeq MgO и CaO \simeq FeO⁺, что иллюстрируется рис. 1, III, графики на которых построены по средним данным рис. 1, I, II.

Таким образом, с небольшими округлениями граница между дунитами и перидотитами в целом (в каждом ряду между дунитами и соответственно гарцбургитами, лерцолитами и верлитами) может быть проведена по оливин-пироксеновой линейке (табл. 1, вертикальная колонка) в интервале содержаний по оливину 85—75% (соответственно 15—25% по пироксену). Границы между перидотитами и пироксенитами с учетом изменения соотношения MgO и CaO в клинопироксенсодержащих гипербазитах можно провести также по оливин-пироксеновой линейке в интервале содержаний по оливину 25—15% (соответственно 75—85% по пироксену).

Аналогично проводятся границы по пироксеновой линейке (табл. 1, горизонтальная колонка), при этом интервалы содержаний клинопироксена (или соответственно ортопироксена) принимаются в пределах 20—40%, что соответствует с некоторыми округлениями точкам примерно равных соотношений CaO и MgO, с одной стороны, и CaO и FeO⁺ — с другой. Методика построения классификационной таблицы (табл. 1) и предложения по номенклатуре некоторой части горных пород приводятся в работе И. М. Волохова (¹), из которой нами заимствована общая идея систематики гипербазитов, но на принципиально новой основе. Учет изменчивости химического состава горных пород в количественно-минералогической классификации гипербазитов требует выделения гораздо большего числа петрографических видов даже по сравнению с вышеуказанной, довольно дробной систематикой (¹).

Предлагаемая количественно-минералогическая классификация имеет, по-видимому, общее значение, так как принципы построения систематики на химической основе возможно перенести на гипербазиты других формационных типов, базиты и другие группы горных пород. При накоплении соответствующих экспериментальных данных в основу количественно-минералогической классификации гипербазитов могут быть положены физико-механические, электромагнитные и другие свойства горных пород.

Уральское территориальное
геологическое управление
Свердловск

Поступило
7 V 1969

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ И. М. Волохов, ДАН, 184, № 3 (1969). ² Б. М. Куплетский, Тр. Петрограф. инст. АН СССР, в. 9 (1936). ³ И. А. Малахов, Петрохимия ультрабазитов Урала, Свердловск, 1966. ⁴ А. А. Ефимов, Л. П. Ефимова, Кытлымский платиноносный массив, М., 1967. ⁵ Р. А. Дэли, Изверженные породы и глубины Земли, М., 1936. ⁶ Л. Д. Булыкин, К. К. Золотов, ДАН, 180, № 4 (1968).