

Д. П. МАЛЮГА

О СООТНОШЕНИЯХ МЕЖДУ ЭЛЕМЕНТАМИ СЕМЕЙСТВА ЖЕЛЕЗА В ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОДАХ

(Представлено академиком Д. С. Белянкиным 8 VIII 1947)

Появившиеся за последние 3—4 года новые данные по содержанию малых элементов семейства железа — V, Cr, Ni, Co в изверженных горных породах иногда резко не соответствуют прежним данным Кларка и Вашингтона (2), Фохта (3) и др. Это несоответствие было отмечено еще ранее В. М. Гольдшмидтом (4) и явилось поводом для дальнейших исследований.

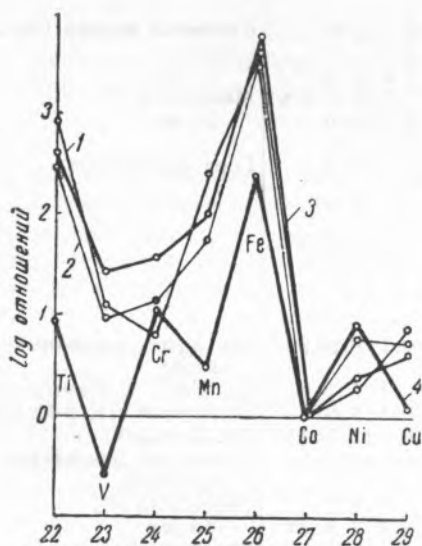


Рис. 1. 1 — кислые породы, 2 — основные породы, 3 — средние породы, 4 — ультраосновные породы

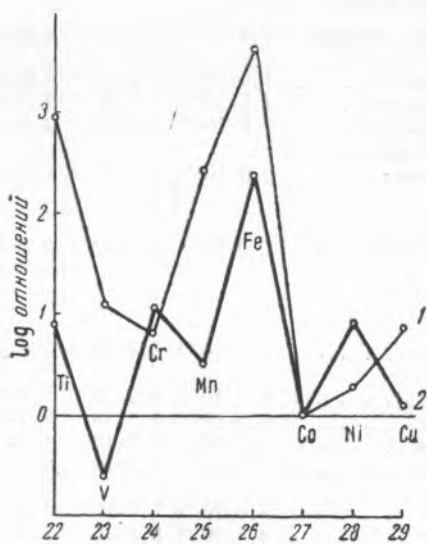


Рис. 2. 1 — кислые породы; 2 — ультраосновные породы

Целью настоящей работы являлось подойти к изучению распределения элементов семейства железа в изверженных горных породах на генетической основе, учитывая происхождение пород, их место в ходе нормальной кристаллизации из расплавленной магмы. Далее, исходя из количественных соотношений, попытаться объяснить причины, которые могут приводить к концентрации или рассеянию этих элементов в породах, рудах и минералах.

Для решения поставленной задачи ощущается явный недостаток данных по содержанию отдельных элементов семейства железа, напри-

Таблица 1

Содержание кобальта, никеля и меди в изверженных горных породах СССР, США и др.

Породы	Содержание элементов в ‰			Отношение	Место взятия породы и автор
	Co	Ni	Cu	Co : Ni : Cu	
А. Основные					
Базальт	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	1:7:10	Большеземельская тундра*
Габбродиабаз	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$	1:9:2,5	Устье р. Енисей*
Андезит оливинный	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$7,7 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	1:14:7	Камчатка, вулкан Шивелуч*
Базальт	$6,1 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$7,8 \cdot 10^{-3}$	1:4:12	То же
Базальт щелочный	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	1:3:5,6	То же
Диабаз	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	1:4:5,4	Миннесота (15)
Габбро	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	1:8:4,3	То же
Диабаз	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	1:5,5:4,2	То же
Диабаз	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-2}$	1:4,5:6	То же
Диабаз	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$	1:3,5:1,2	Миссури (15)
Среднее	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	1:5,5:4,5	
Б. Средние					
Андезит средний	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	1:2,6:3,7	Камчатка, вулкан Шивелуч*
Андезит	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	1:2:5	То же
Гранодиорит	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	1:2,2:6,6	Миннесота (15)
Гранодиорит	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	1:3:6	То же
Сенит микропертитовый	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	1:3:4	Гора Благодать*
Среднее	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$	1:2,3:5	
В. Кислые					
Гранит	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	1:0,9:2	Ср. Урал, восточный склон*
Гранит	$6,1 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	1:1:8,8	Ср. Урал, с. Камышево*
Гранит	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	1:1,6:5	Приазовье, с. Кур-Кулак*
Гранит	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	1:1,7:10	Оз. Байкал*
Гранит	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	1:2:6,5	Казахстан, Заилийское Ала-Тау*
Гранит	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	1:2:3	Миннесота (15)
Гранит	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	1:1,8:31	То же
Гранит	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	—	1:0,5	Миссури (15)
Гранит	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	1:0,5:3	Ц. Техас (Town Mountain (12))
Гранит	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	1:0,6:5	То же
Гранит	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	1:0,5:2	То же
Гранит	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	1:2:10	То же
Гранитогайеис	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	1:2:5	Миннесота (15)
Риолит	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	1:1:1,3	Миссури (15)
Гранит раппакини	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	1:1,1:3,5	Финляндия*
Среднее	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	1:1,3:7	

* Анализы автора.

мер, кобальта, никеля и др. При этом менее всего данных имеется для тех пород, которые, согласно схеме Фохта — Боуэна — Гольдшмидта (5), в ходе магматической дифференциации образуются позже, т. е. для средних, кислых и ультракислых пород. В связи с этим нами были предприняты дополнительные исследования, в которых использован метод, описанный нами ранее (6). Метод состоит в отделении никеля, кобальта, меди рубеоановой кислотой и их полярографическом определении. Данные, полученные нами, и частично другие данные приведены в табл. 1.

Использование многочисленных литературных данных, известных из сводных работ Кларка и Вашингтона (2), Фохта и др. (7-18), позволило в достаточной мере полно охарактеризовать распределение элементов семейства железа среди отдельных групп изверженных горных пород. Все имеющиеся данные мы обобщаем в табл. 2. Средние величины по Fe, Ti, V, Cr и Mn, показанные в таблице, выведены по литературным данным.

Из данных табл. 2 можно заметить, как сравнительно близкие величины отношений между элементами семейства железа в ультраосновных породах нарушаются в основных, средних и кислых породах. Так например, отношение Co:Ti в ультраосновных породах равно 1:8, а в средних и кислых 1:400 (759) и т. д. Наиболее резко эти отличия выявляются на логарифмическом графике отношений (рис. 1 и 2). Из диаграмм видно, что отношения между элементами семейства железа в основных, средних и кислых породах отличаются между собою меньше, чем в любой из этих пород и в ультраосновных породах, что, очевидно, указывает на некоторую особенность образования ультраосновных пород.

Из рис. 1. можно заметить эти отличия в содержании ванадия и, в особенности, хрома и никеля. Эти отличия являются характерными фаціальными или генетическими признаками и могут быть использованы в геохимической диагностике отдельных пород (19).

Явление нарушения количественных отношений элементов семейства железа наиболее резко проявляется при сравнении конечных путей магматической дифференциации в ультраосновных и кислых породах. Так, если в ультраосновных породах отношения Ti:V:

Таблица 2

Содержание элементов семейства железа в изверженных горных породах

Характер пород	Содержание химических элементов в %										Отношение Ti:V:Cr:Mn:Fe:Co:Ni:Cu (содержание Co принято за единицу)
	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu			
Ультраосновные	0,25	0,012	0,550	0,15	8,8	0,032	0,500	0,04	8:0,4:11:5:275:1:9,4:1,3		
Основные	0,75	0,028	0,036	0,14	8,3	0,024	0,016	0,014	312:12:15:58:3460:1:6,5:6		
Средние	0,40	0,023	0,045	0,11	4,76	0,031	0,0025	0,005	400:23:45:1:0:4760:1:2,5:5		
Кислые	0,318	0,005	0,0027	0,10	1,85	0,0004	0,00085	0,003	795:12,5:6,7:250:4625:1:2:7,5		

Cr : Mn : Fe : Co : Ni : Si выражаются сравнительно небольшими числами — 8 : 0,4 : 11 : 5 : 275 : 1 : 9,4 : 1,3, то в кислых и других породах эти величины резко возрастают, что можно видеть из табл. 2.

Известно принципиальное различие в минералогическом составе ультраосновных и кислых пород. Первые, например перидотиты и дуниты, слагаются в значительной части оливином и пироксеном, т. е. орто- и метасиликатами, кислые же породы — граниты и др. слагаются алюмосиликатами, ортоклазом и другими минералами группы полевых шпатов. Одним из важных отличий в химическом составе, например, оливинов и ортоклаза является, как нам кажется, резкое несоответствие отношения Fe_2O_3/FeO . В оливине это отношение равно 1:15, а в ортоклазе мы имеем обратную зависимость. Это явление сказалось и на общем составе изверженных горных пород. Так, в основных и ультраосновных породах $Fe_2O_3/FeO < 1$, в средних это отношение равно 1, а в кислых — более 1. Следовательно, ультраосновные и основные породы являются менее окисленными. Именно здесь следовало ожидать накопления элементов устойчивых валентностей, неспособных окисляться и обладающих постоянными ионными радиусами, притом близкими к ионному радиусу ведущего здесь элемента, магния (0,78). Таковыми элементами, как известно, является Ni и отчасти Co и Si.

Усложнение атомной структуры силикатов от наиболее простого типа фемических минералов (оливин) к пироксенам и амфиболам (²⁰) явилось причиной образования совершенно определенного последовательного парагенетического ряда минералов и элементов, относящихся к прото-кристаллизации магмы.

Единство этого процесса наилучшим образом характеризуется известным постоянством соотношений элементов семейства железа в ультраосновных породах и их составляющих минералов.

Замена кремния алюминием в силикатовом „каркасе“, как отмечает А. Н. Заварицкий, сопряжено с существенными изменениями в химизме атомной постройки, что приводит к глубоким различиям между простыми силикатами и алюмосиликатами. С этим явлением, очевидно, связано резкое нарушение отношений элементов семейства железа в ультраосновных породах, с одной стороны, и в основных, средних и кислых, с другой (их концентрация или рассеяние в породах, рудах и минералах).

Считаю своим приятным долгом выразить благодарность А. П. Виноградову за советы и ценные указания при выполнении настоящей работы, а также Б. М. Куплетскому и Д. С. Коржинскому за любезное предоставление образцов пород.

Институт геохимии и аналитической химии
им. В. И. Вернадского Академии Наук СССР

Поступило
8 VIII 1947

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ V. M. Goldschmidt, *Stahl und Eisen*, H. 18, 1 (1929). ² F. Clagge and H. Washington, *Profess. Paper U. S. Geol. Survey*, 127, 1 (1924). ³ J. H. Vogt, *Econ. Geol.*, 28, 53 (1923). ⁴ В. М. Гольдшмидт, *Усп. хим.*, 7, в. 2, 288 (1933). ⁵ В. М. Гольдшмидт, *Основные идеи геохимии*, Л., 1933, стр. 15. ⁶ Д. П. Малюга, *Тр. Биогеохим. лаб.*, 8, 77 (1946). ⁷ J. H. L. Vogt, *Skr. Norske Vid. Akad. Oslo, Mat. Natv. Klasse*, No. 7 (1931). ⁸ Р. О. Дели, *Изверженные горные породы и глубины земли*, Л. — М., 1936, стр. 20. ⁹ Ф. Ю. Левинсон Лессинг, *Петрография*, Л., 1931. ¹⁰ E. Tröger, *Chemie der Erde*, 9, H. 3, 1935, S. 186. ¹¹ Г. Гевеш и, *Основные идеи геохимии*, Л., 1935, стр. 110, 124. ¹² W. Tongeren, *Contributions to the Knowledge of the Chemical Composition of the Earth's Crust in the East Indian Archipelago*, I, II, Amsterdam, 1938, p. 139—178. ¹³ L. K. Wager and R. L. Mitchell, *Min. Mag.*, 26, No. 180, 283 (1943). ¹⁴ P. H. Lundegårdh, *Nature*, 155, No. 3947, 753 (1945). ¹⁵ E. B. Sandell and S. S. Goldich, *J. of Geol.*, 51, No. 2, 99 (1943). ¹⁶ E. B. Sandell and S. S. Goldich, *ibid.*, No. 3, 167, (1943). ¹⁷ R. C. Wells, *Profess. Paper U. S. Geol. Survey*, No. 205A, 1 (1943). ¹⁸ R. Pieruccini, *Periodico di Mineralogia*, Anno 15, No. 1—3, Roma, 147 (1946). ¹⁹ Д. П. Малюга, *ДАН*, 58, № 8 (1947). ²⁰ А. Н. Заварицкий, *Введение в петрохимию изверженных горных пород*, изд. АН СССР, 1944, стр. 25.