

А К А Д Е М И Я   Н А У К   С С С Р

ТРУДЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ

Выпуск 2

Редакторы: акад. Д. С. Белякин и д-р геол.-мин. наук Г. П. Барсанов

Г. П. БАРСАНОВ

**К ВОПРОСУ О СВЯЗИ МЕЖДУ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕМ  
И МАГМАТИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ МАЛОГО КАВКАЗА**

В течение нескольких лет мы проводили геолого-минералогическое и петрографическое изучение обширного района Азербайджанской зоны Малого Кавказа. Оно дало интересные результаты, позволяющие нам уточнить геологическую и генетическую связь между наблюдающимся здесь интрузивным гранодиоритовым процессом и образованием некоторых минеральных ассоциаций. Лабораторная обработка материала, наряду со сводкой и сопоставлением полученных геолого-минералогических наблюдений, позволяет нам сформулировать ряд положений о причинной связи минералообразования с различными циклами формирования интрузий гранодиоритов, влиянием вмещающей толщи, уровнем эрозионного среза и т. д. Эти положения изложены в настоящей статье в форме сжатых выводов, полученных из весьма значительного фактического материала.

Сопоставляемые нами минеральные месторождения и интрузивные тела гранодиоритов и связанных с ними пород были изучены во время исследований северного склона Малого Кавказа, начиная от широты р. Кюрак-Чай (Кировабадский район Азербайджанской ССР) до широты р. Акстафа (Иджеванский район Армянской ССР). Северной границей исследованного района служит водораздел между системой р. Куры и системой оз. Гокча, состоящий из хребтов Муров-Даг, Кошкар-Даг и Мургуз. В исследованном районе входят известные месторождения серного колчедана, магнитного железняка и группа медных полиметаллических рудных проявлений со значительным разнообразием минералогического состава принадлежащих, однако, как показали геолого-петрографические исследования, к единому металлогеническому циклу.

Геологически область распространения гранодиоритовых интрузий связана с тектонической зоной Малого Кавказа, примыкающей к жесткой плите так называемой «Куринской» платформы [25, 26, 29, 36]. Описываемый район, как показали мои исследования 1930—1934 гг., а также работы К. Н. Паффенгольца [19, 20, 21, 22], Ш. Азизбекова [1, 2], А. Н. Соловкина [27, 28, 29] и др., сложен преимущественно свитами мезозоя от нижней юры до верхних отделов мела. Наибольшее распространение в южной, высокогорной части района имеет порфиритовая свита, относимая к келловее и представленная порфиритами и их туфогенными фациями. На порфириты налегают свиты верхнеюрских (район Дашкесана и Шамхор-Чая) или верхнемеловых известняков (Иджеванский район), сильно размытых и частично метаморфизованных последующей интрузией гранодиоритов. В северной части этой полосы значительно распространены крупные

покровы кварцевых порфиров, вероятно нижнемелового возраста, налегающих также на порфириты юры. В северной части района, прилегающей к долине р. Куры, значительное развитие приобретает меловая (?) порфировая свита, с налегающими на нее кое-где сохранившимися остатками размытых известняков сенона и сеномана.

В тектоническом отношении изученная зона Малого Кавказа представляет собой типичную складчатую область, с осями складок, вытянутыми в направлении западо-северо-запад, параллельно осевому направлению Главного Кавказского хребта. С севера складчатая зона, ограниченная жесткой «Куринской» плитой, затухает. По направлению на юг, к Гокчинскому водоразделу амплитуда и интенсивность складкообразования, наоборот, увеличиваются. Наблюдавшиеся структуры разломов (сбросы на г. Шарукар, у Кедабека, в районе Дашкесана, у сел. Куши, у баритового месторождения Човдар и т. д.) не имеют регионального характера и ограничиваются местными осевыми сбросами в сводовых частях складок или мелкими трещинами меридионального простирания (например, рудные жилы Иджеванского района). Разломы и сбросы, относящиеся к последней альпийской фазе орогенеза, являются контролирующими структурами для образования минеральных тел с медным, полиметаллическим и другим оруденением.

Интрузии гранодиоритов, сопровождавшие последние фазы орогенеза, несомненно явились возбудителями металлогенических процессов и поэтому заслуживают особого внимания. Исследования, проводившиеся мною и другими авторами [2, 6, 13, 14, 20, 21, 34, 37, 38, 1] в течение нескольких лет, показали, что вдоль осевой части местной складчатой зоны Малого Кавказа наблюдаются отдельные выходы гранодиоритовых интрузий, образующих непрерывную цепь, вытянутую в широтном направлении. Изучение геологического характера и состава интрузий показало, что во всех случаях мы несомненно имеем дело с одновозрастными и петрографически идентичными породами. Таким образом, как нам кажется, можно предположить, что в связи с последней фазой альпийского орогенеза вдоль осевой зоны рассматриваемого региона произошло крупное магматическое внедрение кислой магмы, давшее апофизы и лакколитообразные тела, ныне обнажающиеся на поверхности в виде отдельных интрузий. В изученном районе обнаружены с востока на запад следующие интрузии: Мехманинская (у сел. Мехмана), Чирагидзорская (у сел. Зурнабад), Дашкесанская, Кедабекская (Ново-Гореловка, Славянка, Кедабек), Дзегамская и две гранодиоритовые интрузии в Иджеванском районе (рис. 1). Районы, примыкающие к этим интрузиям, всегда богаты минеральными проявлениями, генетически несомненно связанными с гранодиоритами.

Гранодиориты, являющиеся материнскими породами для образовавшихся минеральных месторождений, петрографически представлены нормальными членами этой группы пород. Обычно это светлые розовые породы гипидиоморфнозернистой структуры, состоящие в главной массе из плагиоклаза (№ 15—18), кварца и редких зерен калиевого полевого шпата. Темноцветные минералы представлены роговой обманкой и, реже, авгитом. Развиты процессы сосюритизации и уралитизации. Контактное воздействие гранодиоритов на вмещающие толщи обычно весьма значительно, причем в случае контакта с известняками наблюдается вся серия минерализации, характерная для контактово-метасоматического процесса. При контакте же их с силикатными породами обычно происходит ороговикование или интенсивная эпидотизация.

Процессы дифференциации, связанные с ассимиляцией вмещающих пород и др., также очень характерны для малокавказских интрузий, при-

чем, с одной стороны, дифференциация идет в направлении образования гранитоидов и аплитовых жил, а с другой стороны, как показало тщательное петрографическое изучение, наблюдаются переходы в диоритовые и габбро-диоритовые дифференциаты с основным плагиоклазом, авгитом

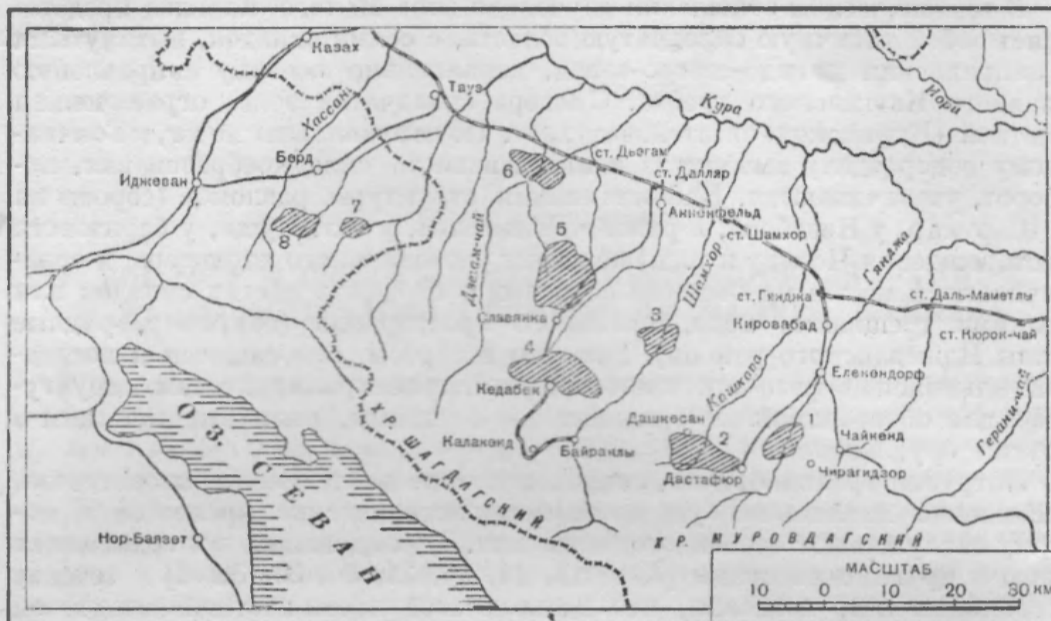


Рис. 1. Схема расположения интрузий гранитоидов в изученной зоне Малого Кавказа. 1—Зурнабадская; 2—Дашкесанская; 3—Ново-Гореловская; 4—Кедабекская; 5—Славянская; 6—Дзегамская; 7 и 8—Иджеванские.

и биотитом, обычно богатые вкрапленными сульфидами. Жильные породы основных дифференциатов обычно представлены лампрофирами, тесно связанными с областями распространения габброидных разновидностей.

#### ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНОДИОРИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ

Сложность интрузивного гранодиоритового комплекса Малого Кавказа и вместе с тем единое генетическое родство пород всех интрузий, вытягивающихся в зоне более 100 км длиной, помимо приведенных выше геологических соображений, наглядно демонстрируются таблицей всех дифференциатов, составленной по принципу постепенного уменьшения кислотности, т. е. дающих ряд от аплита и кислого адамеллита до характерных габбро (табл. 1).

Из рассмотрения приведенной таблицы анализов пород, встреченных в гранодиоритовых интрузиях изученного района, прежде всего становится совершенно очевидным, что они тесно связаны между собой постепенными переходами, начиная от крайних основных габброидных дифференциатов и кончая самыми кислыми адамеллитами и жильными аплитами. Ни резких разрывов в изменении химического состава, ни каких-либо особенных специфических черт, не объясняющихся действительно наблюдаемыми явлениями ассимиляции и дифференциации, в таблице заметить нельзя. С другой стороны, нельзя не отметить, что химический характер габброидных дифференциатов довольно резко отличается от средних типов обычного габбро с аналогичной кислотностью. Отсюда следует, что

связывать эти породы с габброидной интрузией, происшедшей независимо от гранодиоритового цикла, невозможно и что габбро является прямым производным гранодиоритов, ассимилировавших достаточное количество CaO из известняков и туфогенов.

Из приводимой вариационной диаграммы молекулярных процентов главных окислов (рис. 2) видно, что наиболее резко выраженную вариацию испытывает CaO, содержание которого в габбровых дифференциатах и их

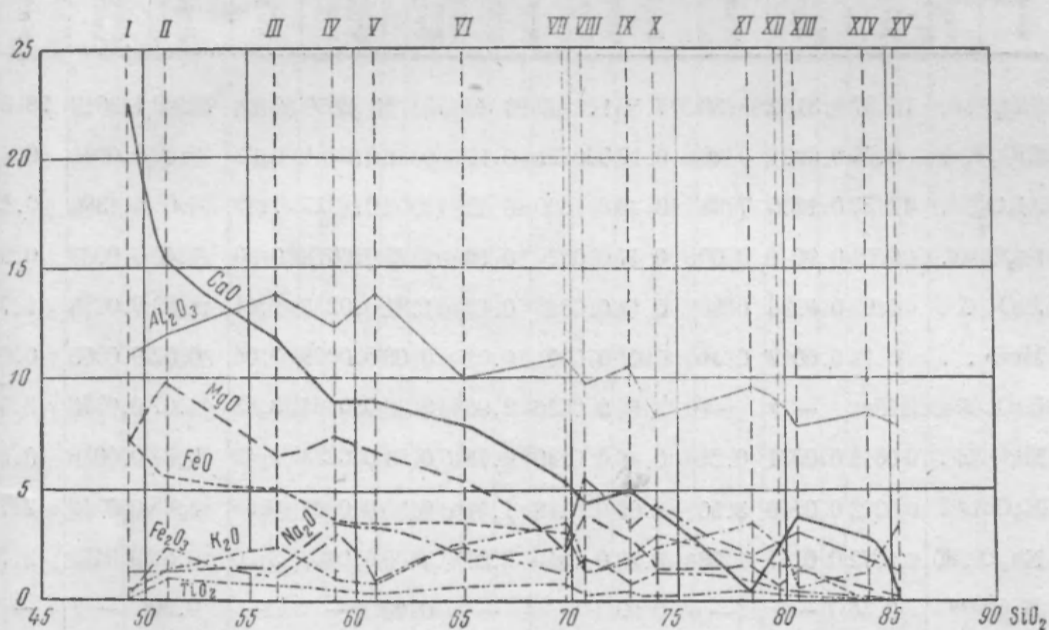


Рис. 2. Вариационная диаграмма гранитоидных дифференциатов Малого Кавказа. Вариации окислов (в молекулярных процентах)

SiO<sub>2</sub> 49.10—85.20 (лампрофир-аплит)  
 TiO<sub>2</sub> 0.97—0.13 (габбро-аплит)  
 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 13.89—7.89 (габбро-диорит-адамеллит)  
 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 3.00—0.00 (диорит-аплит)  
 FeO 7.30—0.12 (лампрофир-аплит)  
 MgO 9.86—0.24 (габбро-аплит)  
 CaO 23—19—0.00 (лампрофир-аплит)  
 K<sub>2</sub>O 3.62—0.37 (адамеллит-лампрофир)  
 Na<sub>2</sub>O 5.55—1.22 (гранодиорит-лампрофир)

Условные обозначения: I— жильный лампрофир, Дашкесан; II— габбро № 3/33, Дашкесан; III— габбро-диорит № 11/33, Дашкесан; IV— диорит № 1, Кедабек; V— диорит, р. Кедабек-Чай; VI— кварцевый диорит № 78, Кедабек; VII— гранодиорит № 1/33, Дашкесан; VIII— гранодиорит, Дашкесан; IX— гранодиорит, Зурнабад; X— адамеллит № 29, Иджеванский район; XI— адамеллит № 101, Кедабек; XII— адамеллит № 19, Иджеванский район; XIII— адамеллит, сел. Славянна; XIV— аплит № 71, Кедабек; XV— аплит № 12/33, Дашкесан.

производных — лампрофирах аналогично и ненормально высоко. Резкое падение CaO продолжается вплоть до кварцево-диоритовой группы пород, и дальнейшие вариации этого окисла принимают обычный характер, нормальный для явлений типа гравитационной дифференциации. Характерно, что MgO и FeO, направление вариаций которых параллельно (в общем) направлению вариаций CaO, таких резких падений кривой и таких ненормальных концентраций не обнаруживают; отсюда можно полагать, что эти окислы увеличивались в основных дифференциатах в результате нормального процесса дифференциации, связанной с нарушением равновесия магматической системы при ассимиляции CaO [см. Л. Боуэна, 4, 5].

Оксиды	Аллит № 12/33, Дашкесан, р. Куш- нар-Чан			Аллит грейзеннан- рованный № 71, Кедабек			Гранит (адамеллит) роговообманковый, с. Славянка (по Н. Н. Циффенгольцу)			Адамеллит рогово- обманково-эпидото- вый № 19, Иджеван- ский р-н, г. Лен-Дат		
	Весов. %	Молен. колич.	Молен. %	Весов. %	Молен. колич.	Молен. %	Весов. %	Молен. колич.	Молен. %	Весов. %	Молен. колич.	Молен. %
SiO <sub>2</sub> . .	78.97	1.3162	85.30	77.59	1.2932	83.90	75.12	1.2520	80.48	72.08	1.2013	79.62
TiO <sub>2</sub> . .	0.25	0.0031	0.20	0.17	0.0021	0.13	0.41	0.0051	0.32	0.52	0.0065	0.41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	12.55	0.1230	7.98	13.26	0.1300	8.43	12.52	0.1227	7.89	4.08	0.1380	9.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . .	0.01	0.000	0.00	0.47	0.0029	0.19	1.25	0.0078	0.50	1.40	0.0087	0.56
FeO . .	0.98	0.0136	0.88	0.13	0.0018	0.17	1.84	0.0255	1.64	1.93	0.0268	1.74
MnO . .	0.12	0.0017	0.11	0.01	0.0001	0.01	0.06	0.0008	0.06	0.02	0.0003	0.02
CaO . .	Нет	—	—	2.55	0.0456	2.96	3.33	0.0594	3.83	2.07	0.0370	2.43
MgO . .	0.15	0.0037	0.24	0.48	0.0120	0.78	0.94	0.033	1.49	0.24	0.0059	0.58
K <sub>2</sub> O . .	5.08	0.0540	3.50	2.05	0.0218	1.41	0.86	0.0191	0.59	3.88	0.0112	2.72
Na <sub>2</sub> O . .	1.12	0.0277	1.79	2.58	0.0319	2.07	3.09	0.0458	3.20	2.66	0.0429	2.79
H <sub>2</sub> O <sup>+110</sup>	0.56	—	—	0.93	—	—	0.65	—	—	0.90	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-110</sup>	0.14	—	—	0.13	—	—	0.12	—	—	0.12	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO <sub>2</sub> . .	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	0.08	—	—
Сумма	100.56	1.430	100	100.35	1.5414	100	100.19	1.5555	100	99.98	1.5086	100
	0.8 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot$ 10.7 SiO <sub>2</sub>			0.8 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot$ 9.6 SiO <sub>2</sub>			1.28 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot$ 9.6 SiO <sub>2</sub>			1.11 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot$ 8.6 SiO <sub>2</sub>		
	$\alpha = 5.6; \beta = 16.8; \gamma = 5.9$			$\alpha = 5.0; \beta = 18.7; \gamma = 5.3$			$\alpha = 4.45; \beta = 23.7; \gamma = 4.2$			$\alpha = 4.1; \beta = 25; \gamma = 4.0$		
	R <sub>2</sub> O : RO = 4.9 : 1			R <sub>2</sub> O : RO = 1 : 1.1			R <sub>2</sub> O : RO = 1 : 1.85			R <sub>2</sub> O : RO = 1.2 : 1		
	S — 85.50 s — 85.50 s — 84.03 s — 84.08 s — 80.80 s — 80.80			S — 85.50 s — 84.03 s — 84.08 s — 80.80 s — 80.80 s — 80.80			S — 80.03 s — 80.03 s — 80.03			S — 80.03 s — 80.03		
	A — 5.29 a — 11.49 A — 3.48 a — 7.30 A — 3.79 a — 6.54			A — 5.29 a — 11.49 A — 3.48 a — 7.30 A — 3.79 a — 6.54			A — 5.51 a — 9.16			A — 5.51 a — 9.16		
	C — 0.00 c — 0.00 C — 2.96 c — 6.21 C — 3.83 c — 6.61			C — 0.00 c — 0.00 C — 2.96 c — 6.21 C — 3.83 c — 6.61			C — 2.43 c — 4.04			C — 2.43 c — 4.04		
	F — 3.92 f — 8.51 F — 3.09 f — 6.49 F — 3.96 f — 6.85			F — 3.92 f — 8.51 F — 3.09 f — 6.49 F — 3.96 f — 6.85			F — 4.09 f — 6.80			F — 4.09 f — 6.80		
	K — 2.39 n — 3.38 K — 2.81 n — 5.99 K — 2.35 n — 8.44			K — 2.39 n — 3.38 K — 2.81 n — 5.99 K — 2.35 n — 8.44			K — 1.90 n — 5.06			K — 1.90 n — 5.06		

Таблица 1

Адамеллит хлоритовый лейкократовый № 101. Кедабек			Адамеллит хлоритовый № 29. Иджеванский р-н, Аваки-Бина			Гранодиорит авгитовый, с. Зурнабад (по К. Н. Паффенгольцу)			Гранодиорит роговообманковый. Дашкесан, г. Ялдаш (по Кременчукову)		
Весов. %	Молек. колич.	Молек. %	Весов. %	Молек. колич.	Молек. %	Весов. %	Молек. колич.	Молек. %	Весов. %	Молек. колич.	Молек. %
70.02	1.1670	78.40	66.28	1.1046	73.96	65.55	1.0925	72.77	64.12	1.0686	70.61
0.70	0.0087	0.58	0.47	0.0058	0.39	0.51	0.0065	0.43	0.35	0.0043	0.29
14.48	0.1419	9.65	12.51	0.1227	8.22	16.02	0.1570	10.46	15.22	0.1492	9.86
2.01	0.0125	0.93	3.10	0.0196	1.31	2.02	0.0126	0.84	4.80	0.0300	1.98
2.14	0.0297	1.99	3.40	0.0472	3.16	2.35	0.0326	2.17	1.64	0.0227	1.50
0.04	0.0005	0.03	0.13	0.0018	0.12	0.009	0.0012	0.09	—	—	—
0.50	0.0089	0.59	3.58	0.0639	4.28	4.19	0.0748	4.98	3.90	0.0696	4.60
1.06	0.0265	1.78	0.99	0.0247	1.65	1.71	0.0424	2.82	2.65	0.0632	4.18
4.93	0.0524	3.62	3.56	0.0378	2.54	2.74	0.0291	1.93	2.04	0.0217	1.43
2.34	0.0677	2.43	4.05	0.0653	4.37	3.26	0.0526	3.51	5.20	0.0839	5.55
1.22	—	—	2.14	—	—	1.02	—	—	} 0.80	—	—
0.02	—	—	0.19	—	—	0.37	—	—		—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.02 Летуч. 0.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
39.66	1.4853	100	100.40	1.4934	100	99.83	1.5013	100	100.43	1.5132	100
1.0 RO · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 7.5 SiO <sub>2</sub>			1.7 RO · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 7.9 SiO <sub>2</sub>			1.4 RO · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 6.6 SiO <sub>2</sub>			1.55 RO · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 5.9 SiO <sub>2</sub>		
α = 3.7; β = 26.6; γ = 3.7			α = 3.3; β = 34.1; γ = 2.9			α = 3.0; β = 36.3; γ = 2.7			α = 2.3; β = 43.2; γ = 2.3		
R <sub>2</sub> O : RO = 1.3 : 1			R <sub>2</sub> O : RO = 1 : 1.3			R <sub>2</sub> O : RO = 1 : 1.9			R <sub>2</sub> O : RO = 1 : 1.17		
S — 78.98	s — 78.87		S — 74.35	s — 74.35		S — 73.20	s — 73.10		S — 70.90	s — 70.90	
A — 6.05	a — 8.41		A — 6.91	a — 8.57		A — 5.44	a — 6.64		A — 6.98	a — 7.24	
C — 0.59	c — 0.82		C — 2.62	c — 3.25		C — 4.98	c — 6.08		C — 2.88	c — 2.99	
F — 7.74	f — 10.77		F — 6.59	f — 8.18		F — 5.96	f — 7.28		F — 9.41	f — 9.77	
K — 1.74	n — 4.02		K — 1.39	n — 6.32		K — 1.50	n — 6.45		K — 1.24	n — 7.95	

Оксиды	Гранодит рогово-обманковый № 1/33. Дашкесан			Гварцелин порф., роговообманково-пироксениты № 78. Кедабек			Диорит роговообманковый № 1. Енджеб, Везушкола, одна (по Чпринс. отг П. Н.)		
	Весов. %	Молев. кол-ва	Молев. %	Весов. %	Молев. кол-ва	Молев. %	Весов. %	Молев. кол-ва	Молев. %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	61.98	1.0330	69.86	57.98	0.9663	65.15	52.33	0.8720	59.02
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.98	0.0122	0.81	0.92	0.0115	0.78	0.58	0.0012	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	16.56	0.1623	10.98	15.03	0.1473	9.94	18.78	0.1841	12.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.90	0.0181	1.23	5.75	0.0359	2.42	7.10	0.0444	3.00
FeO . . . . .	3.26	0.0452	3.07	3.95	0.0518	3.69	3.99	0.0554	3.75
MnO . . . . .	0.13	0.0018	0.13	0.10	0.0014	0.09	0.11	0.0015	0.11
CaO . . . . .	4.61	0.0823	5.58	6.51	0.1162	7.83	7.43	0.1326	8.97
MgO . . . . .	1.35	0.0337	2.28	3.37	0.0812	5.67	4.37	0.1081	7.31
K <sub>2</sub> O . . . . .	4.91	0.0522	3.53	3.29	0.0350	2.36	1.41	0.0150	1.01
Na <sub>2</sub> O . . . . .	2.33	0.0376	2.55	1.90	0.0306	2.07	3.53	0.0569	3.85
H <sub>2</sub> O <sup>+10</sup> . . . . .	0.75	—	—	0.38	—	—	0.58	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>-10</sup> . . . . .	0.01	—	—	0.16	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	—	—	—	—	—	—	0.03	—	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	0.02	—	—	0.01	—	—	—	—	—
				0.34					
Сумма . . . . .	99.78	1.4784	100	99.59	1.4832	100	100.24	1.4775	100
	$1.4 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.7 SiO_2$ $\alpha = 2.6; \beta = 41.7; \gamma = 2.4$ $R_2O: RO = 1:1.8$			$1.7 \overline{RO} \cdot R_1O_3 \cdot 5.2 SiO_2$ $\alpha = 2.2; \beta = 51.9; \gamma = 2.0$ $R_2O: RO = 1:3.9$			$1.6 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.8 SiO_2$ $\alpha = 1.65; \beta = 68.4; \gamma = 1.4$ $R_2O: RO = 1:4.18$		
	S—70.67	s—70.67	S—65.93	s—65.93	S—65.93	S—59.51	s—59.51	S—59.51	s—59.51
	A—6.08	a—6.87	A—4.43	a—4.06	A—4.86	a—3.46	A—4.86	a—3.46	A—3.46
	C—5.56	c—6.27	C—7.83	c—7.18	C—7.62	c—5.43	C—7.62	c—5.43	C—5.43
	F—6.05	f—6.86	F—9.55	f—8.76	F—15.55	f—11.11	F—15.55	f—11.11	F—11.11
	K—1.31	n—4.17	K—1.27	n—4.67	K—0.99	n—7.92	K—0.99	n—7.92	K—7.92

Таблица 1 (окончание)

Диорит авгитово-биотитовый, р. Кедабек-Чай (по К. Н. Шаффенгольцу)			Габбро-диабаз, авгитово-биотитовый. Дашкесан, р. Кушкар-Чай (по Кременчукову)			Габбро-диорит рогово-обманковый № 11/33. Дашкесан, г. Зиярат-Дар			Габбро-пироксено-биотитовое № 3/33. Дашкесан, р. Кушкар-Чай		
Весов. %	Молек. колич.	Молек. %	Весов. %	Молек. колич.	Молек. %	Весов. %	Молек. колич.	Молек. %	Весов. %	Молек. колич.	Молек. %
51.36	0.8560	60.83	50.32	0.8386	54.18	49.17	0.8195	56.20	45.75	0.7625	51.02
0.59	0.0073	0.51	0.83	0.0103	0.67	0.98	0.0122	0.84	1.18	0.0145	0.97
19.85	0.1946	13.83	16.77	0.1644	10.62	20.68	0.2027	13.89	18.20	0.1784	11.94
2.34	0.0146	1.03	3.23	0.0202	1.30	2.91	0.0182	1.25	5.58	0.0349	2.33
3.67	0.0508	3.61	6.80	0.0944	6.11	5.45	0.0757	5.19	6.04	0.0839	5.61
0.14	0.0020	0.14	0.16	0.0022	0.16	0.14	0.0019	0.14	0.14	0.0020	0.13
7.11	0.1270	9.03	9.88	0.1764	11.39	9.75	0.1741	11.94	12.87	0.2300	15.39
3.84	0.0953	6.77	7.96	0.1975	12.76	3.90	0.0975	6.68	5.89	0.1472	9.86
1.16	0.0123	0.87	0.76	0.0080	0.51	3.17	0.0337	2.32	1.93	0.0205	1.37
2.95	0.0476	3.38	2.21	0.0356	2.30	1.40	0.0226	1.55	1.28	0.0206	1.38
1.09	—	—	0.94	—	—	1.80	—	—	0.93	—	—
0.10	—	—	0.52	—	—	0.08	—	—	0.06	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0.10	—	—	0.02	—	—	0.02	—	—
						Потери при прок. 0.13			Потери при прок. 0.31		
100.14	1.4075	100	100.48	1.5476	100	99.56	1.4581	100	100.18	1.4945	100
1.6 RO · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 4.6 SiO <sub>2</sub>			2.8 RO · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 4.6 SiO <sub>2</sub>			1.8 RO · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3.7 SiO <sub>2</sub>			2.3 RO · R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · 3.6 SiO <sub>2</sub>		
α = 2.0; β = 56.5; γ = 1.8			α = 1.6; β = 82.6; γ = 1.2			α = 1.5; β = 75.7; γ = 1.3			α = 1.3; β = 94.3; γ = 1.06		
R <sub>2</sub> O : RO = 1 : 4.7			R <sub>2</sub> O : RO = 1 : 11			R <sub>2</sub> O : RO = 1 : 6.2			R <sub>2</sub> O : RO = 1 : 11.2		
S — 61.34	s — 61.34		S — 54.85	s — 54.85		S — 57.04	s — 57.04		S — 51.99	s — 51.99	
A — 4.25	a — 3.35		A — 2.81	a — 1.62		A — 3.87	a — 2.78		A — 2.75	a — 1.63	
C — 9.03	c — 7.11		C — 7.81	c — 4.54		C — 11.27	c — 8.10		C — 11.52	c — 6.83	
F — 12.10	f — 9.54		F — 23.91	f — 13.84		F — 12.68	f — 9.12		F — 19.47	f — 11.54	
K — 1.10	n — 7.95		K — 0.97	n — 8.18		K — 0.97	n — 4.00		K — 0.88	n — 5.02	



Характерно слабое, но неизменное понижение содержания  $TiO_2$  от основных дифференциатов к кислым. Очень интересна вариация  $Na_2O$ ; наибольшее содержание молекул этого окисла характерно для пород гранодиоритового и адамеллитового типа интрузий Малого Кавказа, т. е. для родоначального типа магмы. Это связано с обогащением пород плагиоклазом ряда олигоклаз — андезин. Резкое увеличение ассимилированного  $CaO$  в основных дифференциатах вызывает понижение относительного содержания  $Na_2O$ , так как начинает образовываться основной плагиоклаз, богатый аортитовой частицей и бедный  $Na_2O$ .

С другой стороны, отщепление кислых дифференциатов гранитоидов и аплитов ведет к общему уменьшению полевошпатовых молекул (см. вариацию  $Al_2O_3$ ), среди которых главную роль начинает играть ортоклаз, что тоже ведет к заметному уменьшению молекул  $Na_2O$ . Вариации  $K_2O$  показывают, что его молекулы являются «антагонистами»  $Na_2O$ , что вообще нормально для всей группы гранитоидов. Вместе с тем, постоянное и иногда довольно высокое содержание  $K_2O$  даже в породах габброидной группы (например, габбро-диорит № 11/33) является аномальным, сопровождается присутствием ортоклаза и дает еще одно доказательство полной генетической связи габброидных пород с гранитоидами. Указание на отклонение пород от типа нормального габбро и, следовательно, их особого для интрузий Малого Кавказа происхождения дает и сравнительная таблица магматических коэффициентов средних типов пород и пород интрузий Малого Кавказа (табл. 2). Средние данные для пород взяты по данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга [16].

Таблица 2

Наименование пород	RO	SiO <sub>2</sub>	R <sub>2</sub> O : RO	$\alpha$	K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O
Средний валовой состав габбро	2.6	4.12	1 : 9	1.5	1 : 2.8
Габбро № 3/33, Дашкесан . . .	2.3	3.15	1 : 11.2	1.3	1.5 : 1
Средний валовой состав диорита	1.5	4.0	1 : 4.3	1.77	1 : 1.5
Диорит р. Кедабек-Чай . . . . .	1.6	4.6	1 : 4.7	2.00	1 : 2.5
Средний состав кварцевого диорита . . . . .	1.5	6.4	1 : 2.4	2.8	
Кварцевый диорит № 78, Кедабек . . . . .	1.7	5.2	1 : 3.9	2.2	1.7 : 1

Из приведенной таблицы видно, что наибольшее отклонение от средних нормальных данных наблюдается для габбро, что выражается в повышенном отношении RO : R<sub>2</sub>O и характерно в соотношениях между калием и натрием.

#### ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ГРАНИТОИДОВ, ФАЗЫ ПРОЦЕССА И ТИПЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

I. Приведенный фактический материал по сравнительному химическому изучению гранодиоритовых интрузий Малого Кавказа позволяет нам сделать несколько выводов, касающихся генезиса интрузивных пород, их взаимоотношений и явлений дифференциации, имеющих, повидимому, региональное развитие в изученной нами петрографической провинции.

Не оставляет сомнений, что все изученные выходы интрузивных пород, расположенные на осевой тектонической линии Малого Кавказа, представляют собой проявления единого магматического цикла, связанного с внедрением в осевую зону крупной гранодиоритовой интрузии, сопровождавшей последнюю крупную фазу альпийской складчатости верхнеолигоценового возраста [20, 21, 22]. Несмотря на некоторое петрографическое отличие отдельных интрузий (например, более кислые интрузии Славянки и Иджеванского района), я считаю их генетически едиными, связанными с одним магматическим циклом, и полагаю, что выделение в отдельные фазы гранодиоритовых и гранитных типов интрузий для Малого Кавказа не обосновано. Приуроченность и тех и других к одной тектонической зоне, приведенные выше петрографические наблюдения над переходами одних типов пород в другие, полная аналогия в специфических химических чертах обеих групп пород являются достаточными доказательствами в пользу такого утверждения. Наблюдения характера тектоники и связанных с ней процессов образования жильных фаций магмы и некоторых рудных месторождений показывают, что в период, последовавший за интрузией гранитоидов, могли быть только мелкие дизъюнктивные нарушения, выразившиеся в образовании мелких трещин и сбросов, главным образом северо-западного простирания или, реже, перпендикулярных ему. Нарушения эти сопровождалось процессом образования аплитовых и лампрофировых жил, для которых указанные трещины служили проводниками. Говорить о крупных тектонических подвижках в этот период, которые могли бы сопровождаться новым внедрением магмы гранитного типа, чем некоторые авторы объясняют появление гранитных более кислых интрузий, — нет никаких оснований. Эта мелкая тектоника является следствием затухания главного тектонического цикла, с которым связано внедрение гранитоидной интрузии; отчасти она связана, может быть, и с процессами, вызванными остыванием самого гранитного тела. Как показало изучение минералогического состава пород интрузии и характера ее структур, она должна быть отнесена к гипабиссальному типу [30], т. е. типу пород, в которых обычно широко развиты процессы дифференциации и образования производных, связанных с обособлениями постмагматических эксталяций.

Таким образом, мы склонны рассматривать все интрузии гранитоидов описываемой нами части Малого Кавказа как генетически единое образование. Наблюдающееся же разнообразие в типах пород, представленных от аплитов до габбро, появляющихся в одних и тех же или в разных интрузиях, вызывается, по нашему мнению, следующими причинами: а) явлениями нормальной гравитационной дифференциации, что дает породы от типа адамеллитов до кварцевых диоритов с жильными фациями аплитов; б) ассимиляцией карбонатных пород и последующей дифференциацией магмы, что приводит к образованию пород от габбро до гранодиоритов, с жильными фациями лампрофирового типа.

Образование и выход на поверхность тех или иных интрузивных дифференциатов связаны: а) с характером вмещающих пород (есть карбонатные породы или нет), б) с эрозионным уровнем размывших интрузивных тел.

Таким образом, в соответствии с нашими представлениями, если на поверхности обнажаются слабо размывшие апикальные части магматических апофиз, секущих силикатные толщи, мы встречаемся с верхними кислыми дифференциатами типа адамеллитов, богатых аплитовыми жильными фациями (тип интрузий Иджеванского района, Славянки и отчасти Зурбада). Если эти же интрузии более крупны, апикальные части их размываются, мы обнаруживаем более глубинные дифференциаты типа гранодиоритов и в краевых частях даже породы диоритового типа. Аплитовые фации

в этом случае развиты слабо; микропегматитовых структур, наблюдающихся в породах апикальных частей, здесь не наблюдается (тип главных частей интрузий Кедабека и Дашкесана).

Если в интрузиях мы наблюдаем средние или глубинные размывые зоны и если данные части интрузий интродировали и ассимилировали карбонатные породы, входящие в свиту вмещающих пород, это означает, что происходит развитие пород типа габбро и габбро-диоритов до диоритов включительно, которые могут постепенно переходить в гранодиориты и всегда сопровождаются жильными лампрофировыми фациями (краевые части интрузий у Дашкесана, часть Кедабекской интрузии у г. Мис-Даг). Особенно благоприятны условия для аккумуляции основных дифференциатов в тех случаях, когда апофиза имеет пластовый или лакколитовый характер. Для иллюстрации высказанных положений мы прилагаем графическую схему генезиса интрузивов (рис. 3).

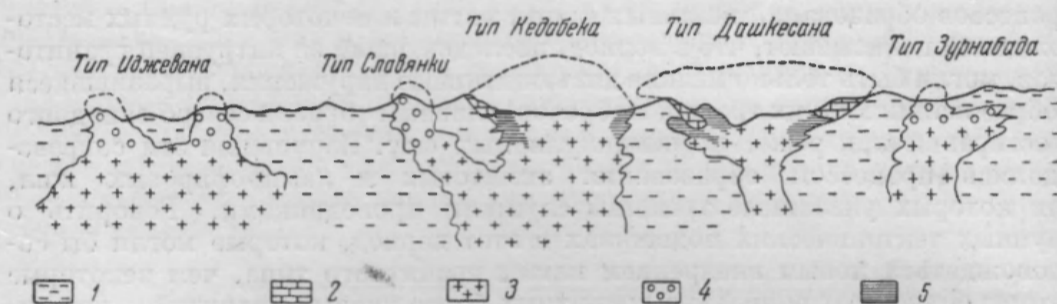


Рис. 3. Схема генезиса интрузивов гранодиоритового ряда.

1 — силикатные вмещающие породы; 2 — известняки; 3 — нормальный гранодиорит; 4 — адамеллитовый дифференциат; 5 — габброидные дифференциаты.

II. Явления дифференциации играли наиболее существенную роль в образовании различных типов гранитоидов. Эти вопросы в части, касающейся Дашкесанской интрузии, были мной намечены еще в отчетах 1932 г. и подробно разработаны затем Г. А. Кременчуговым и другими [14], а позднее А. Н. Соловкиным [27, 29]. Некоторые выводы из этих исследований могут быть приложены и к малокавказской интрузии в целом. Родоначальным типом магмы интрузий гранитоидов Малого Кавказа следует признать гранодиоритовый, характеризующийся постоянным повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$ . Схему образования различных изученных нами пород, получившихся в результате дифференциации и частично ассимиляции, предшествующей ей и изменяющей ее ход, можно представить в следующем виде (см. рис. 4).

Таким образом, при формировании пород, связанных с гранодиоритовым циклом, мы признаем для малокавказских интрузий два основных процесса — гравитационную дифференциацию (в смысле М. Швейга и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга) и ассимиляцию карбонатных пород, сопровождающуюся резким нарушением гранодиоритовой физико-химической системы, с последующим процессом дифференциации гравитационного типа. Согласно известным физико-химическим схемам, приводимым Л. Боуэном [5], нарушение равновесия системы  $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2$  в случае привноса избытка  $\text{CaO}$  ведет к избыточному образованию анортитовых частиц, т. е. к повышению основности плагиоклаза и образованию пироксенов ряда диопсид — авгит. Однако несомненно, что привнесением одного только  $\text{CaO}$  нельзя объяснить и вывести все типы пород, наблюдавшиеся в поле. Акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [17] определенно указывает, что

дифференциация, вызванная нарушением равновесия (в данном случае полученным избытком CaO), вызывает дальнейшее перемещение не отдельных окислов, а их групп, соответствующих получающемуся вновь составу породы. Несомненно, что в нашем случае получения габбро-диоритовой ветви избыток CaO повел к аккумуляции в выделяющемся дифференциате всей группы RO, что выражается в повышении содержания и MgO и двухвалентного железа. Интересно проследить изменения минералогического состава пород габбро-диоритовой ветви. Помимо получения более основных

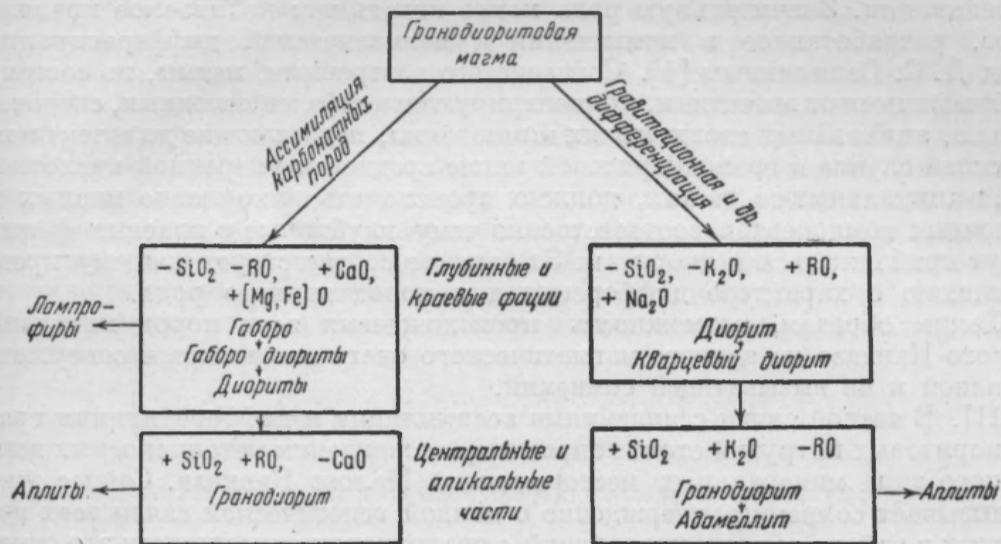
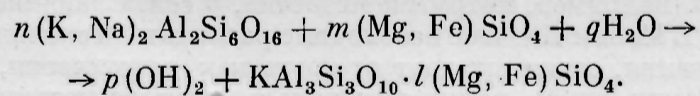
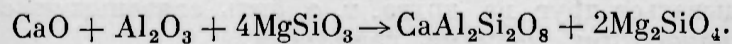


Рис. 4. Схема дифференциации гранитоидной магмы Малого Кавказа.

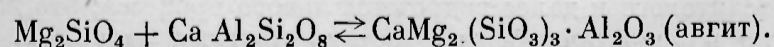
плагноклазов, заслуживает внимания образование большого количества биотита, который наряду с авгитом является характерным минералом основных дифференциатов. Это, по нашему мнению, вызывается аккумулятивным накоплением FeO и MgO, согласно изложенным выше принципам. Не приводя уравнений, иллюстрирующих образование комплексных молекул авгита, анортита и других, входящих в состав кристаллизующегося расплава, так как большинство их является только схемами, укажем лишь, что образование биотита можно вполне представить себе как результат гидратации алюмокремневых щелочных молекул, с одной стороны, и присоединения к ним форстеритовой молекулы в боковой цепи, с другой, т. е.



Такой процесс является вполне вероятным, так как, согласно взглядам В. И. Вернадского, слюды состоят из двух молекул — гидратизированного алюмосиликата каолинового строения и молекулы ортосиликатовой или хлоритовой структуры. Следовательно, получение биотита вполне возможно и закономерно для основных дифференциатов гранодиорита. Изменение в составе полевых шпатов может идти хотя бы по следующей схеме:



Образование авгита при повышении давления в глубинных частях интрузии, согласно проф. В. И. Лучицкому [18], может идти по схеме:



Таким образом, в конечном продукте дифференциации часть анортитовых молекул, связываясь с форстеритом, может давать авгит, а часть форстеритовых молекул, связываясь с молекулой щелочных полевых шпатов, дает при гидратации биотит, причем освобождающийся от реакции в последнем случае анортит идет на образование основных плагиоклазов.

Нормальный дифференциационный ряд схемы диорит — адамеллит — аплит образуется согласно классическим схемам кристаллизационной дифференциации. Значительную роль могло играть так называемое правило Сорэ, разработанное в применении к магматической дифференциации акад Д. С. Белянкиным [4]. Согласно его воззрениям, магмы, по составу отличающиеся от эвтектики, концентрируют в наиболее холодных, следовательно, апикальных своих частях компоненты, недостающие до эвтектики. В нашем случае в гранодиоритовой магме средней и умеренной кислотности, в апикальных ее частях, должно происходить накопление кислых и щелочных компонентов, соответственно чему глубинные и краевые фации будут приближаться к диоритам. Это вполне соответствует нашему представлению о характере дифференциации пород данного рода.

Таким образом, возможность происхождения всех пород интрузий Малого Кавказа из единого магматического очага нам кажется совершенно ясной и не вызывающей сомнений.

III. В тесной связи с явлениями ассимиляции и дифференциации гранодиоритовых интрузий стоит вопрос о происхождении металлоносных жил и иного типа минеральных месторождений Малого Кавказа. Сейчас уже не вызывает сомнения утверждение о полной генетической связи всех известных в районе рудных проявлений с гранодиоритовым циклом; это отмечается с той или иной степенью доказанности всеми исследователями, изучавшими рудные проявления района. Однако все авторы говорят о связи рудных месторождений с гранодиоритами вообще, совершенно не уточняя некоторых наблюдающихся генетических особенностей, являющихся важным фактором в распределении минеральных образований по отношению к интрузиям гранодиоритов.

Прежде всего необходимо отметить, что нельзя говорить о связи минеральных жил с гранодиоритами «вообще», а необходимо уточнить, где и почему могли образоваться минеральные комплексы, так как есть гранодиоритовые интрузии, с которыми на значительном протяжении не связано никаких минеральных проявлений или их очень мало (например, Зурнабадская), в то время как ареалы других интрузий богаты жильными проявлениями (например, интрузии Кедабека, у сел. Славянка, Иджеванская группа). В Малом Кавказе необходимо различать несколько типов минералообразования, отличных друг от друга как генетически, так и геохимически. Таких типов намечается три: контактово-метасоматический, гидротермальный глубинный и средних глубин, дающий руды меди с As и другими металлами, и гидротермальный средних и малых глубин, дающий типичные комплексы полиметаллических руд Zn, Pb, Fe, Cu, с As и Ag, вплоть до баритовых жил. На основании проведенных мною исследований можно утверждать, что появление каждого типа связано с определенными петрологическими процессами. Типы минералообразования могут накладываться друг на друга, т. е. быть связанными с налагающимися тектоническими мелкими подфазами.

Не будем останавливаться на общих рассуждениях о накоплении пневматолитовых фаз в апикальных частях интрузий, последовательном развитии пневматолитового и далее гидротермального процесса; это достаточно общеизвестно и теоретически разработано многими авторами, давшими



Генетическая таблица контактовых комплексов Малого Кавказа

	Комплекс первичных пород			Контактово-метасоматический комплекс				Тип и характеристика метаморфического процесса
	Первоначальная порода	Минералогический состав (главный)	Геохимический характер	Полученная метаморфическая порода	Минералогический состав (главный)	Геохимический характер	Элементы привноса	
цесса при наличии мощной карбонатной толщи	Порфирит диабазовый и туфопорфиры средней юры	Плагиоклаз (лабрадор), авгит, роговая обманка, хлорит, (кальцит), (сосюритовые продукты)	Si, Al, Ca, (Mg), (Fe), Na	Роговики	Плагиоклаз (лабрадор-битовнит), кварц, актинолит, (кальцит), (гранат), (эпидот)	Si, Al, Ca, Fe, (Na)	Si	Нормальный контактовый метаморфизм. Перекристаллизация обусловлена термическим воздействием. Незначительный кремневый метасоматоз
				Скарн гранатовый	Гранат, эпидот, хлорит, кварц, (магнетит), (плагиоклаз)	Si, Al, Fe, Ca, (Na)	Si, Fe, (Al)	Пневматолитический метаморфизм. Полное метасоматическое замещение; феррикремневый и частично алюмокремневый метасоматоз
	Порфириты и палеобандезиты нижнего мела	Плагиоклаз, (лабрадор-андезин), авгит, хлорит, (кальцит), (сосюритовые продукты)	Si, Al, Ca, (Mg), (Fe), Na	Роговики	Плагиоклаз, (лабрадор-битовнит), кварц, эпидот, актинолит (кальцит), (гранат)	Si, Al, Ca, Fe, (Na)	Si	Нормальный контактовый метаморфизм. Перекристаллизация обусловлена термическим воздействием. Незначительный кремневый метасоматоз
Известняки верхней юры	Кальцит	Ca, CO <sub>2</sub>	Рудный магнетитовый скарн	Магнетит, гранат, эпидот, гематит, (кварц), (актинолит), (хлорит), (скаполит), (пирит), (халькопирит)	Fe, Ca, Si, Al, (Mg), (H <sub>2</sub> O), (Cl), (Cu), (S)	Fe, Si, Al, (H <sub>2</sub> O), (Cl), (Cu), (S)	Пневматолитический метаморфизм. Полное метасоматическое замещение. Железный и частично алюмокремневый метасоматоз	

Тип контактового процесса при ограниченном участии карбонатных пород	Тип контактового процесса	Породы	Химический состав	Минеральный состав	Химический состав	Минеральный состав	Метаморфизм
Порфириды и туфогены средней юры	Скарн гранатовый			Гранат, эпидот, актинолит, хлорит, гематит, (диопсид), (кальцит), (кварц)	Si, Al, Ca, Fe, (H <sub>2</sub> O), (Mg)	Si, Al, Fe, (H <sub>2</sub> O)	Пневматолитический метаморфизм. Полное метасоматическое замещение. Алюмокремневый и частично железный метасоматоз
	Скарн рогово-обманково-эпидотовый (дашкесанитовый)			Роговая обманка, дашкесанит, эпидот, (хлорит), (кварц), (гранат), (гематит), (сульфиды)	Si, Al, Ca, Fe, Cl, (H <sub>2</sub> O), (S)	Si, Al, Fe, Cl, (H <sub>2</sub> O), (S)	Пневматолитический и гидротермальный метаморфизм. Полное метасоматическое замещение. Алюмокремневый метасоматоз. Фиксация летучих
	Мрамор скарнированный			Кальцит, гранат, волластонит, диопсид, эпидот, (кварц), (хлорит), (апатит)	Ca, Si, (Fe), Al, (H <sub>2</sub> O), (P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )	Si, (Fe), Al, (H <sub>2</sub> O), (P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )	Нормальный контактный метаморфизм. Перекристаллизация и частичное наложение кремневого и алюмокремневого метасоматоза
Известняки верхней юры	Пироксено-гранатово-плаггиоклазовые скарны («кедабекиты»)	Плаггиоклаз (лабрадор), авгит, роговая обманка, хлорит, (кальцит), (сосюритовые продукты)	Si, Al, Ca, (Mg), (Fe), Na	Плаггиоклаз (анортит), андрадит, геденбергит, диопсид, кварц, эпидот, (хлорит), (апатит), (магнетит), (скаполит), (кордиерит)	Si, Al, Ca, Fe, (Cl), (H <sub>2</sub> O), (Mg)	Si, Al, (Fe), (Cl), (H <sub>2</sub> O)	Пневматолитический метаморфизм. Полное метасоматическое замещение; кремнеалюминиевый метасоматоз с участием железа и летучих
Известняки верхней юры	Гранато-везувиановые, гранато-везувиан-геленитовые и гранато-везувиан-диопсидовые скарны	Кальцит	Ca, CO <sub>2</sub>	Гроссуляр, везувиан, диопсид, геленит, волластонит, кальцит, ксантофиллит-брандизит, хлорит, (эпидот), (альбит), (кварц)	Ca, Si, Al, (Fe), (Mg), (H <sub>2</sub> O), (CO <sub>2</sub> ), (Na), (B), (F)	Si, Al, (Fe), (Mg), (H <sub>2</sub> O), (Na), (B), (F)	Пневматолитический метаморфизм. Полное метасоматическое замещение. Алюмокремневый метасоматоз. Фиксация летучих

Примечание. В скобках поставлены второстепенные минералы и элементы.



б) наличие достаточно крупного известнякового горизонта, могущего дать достаточное количество CaO для накопления магнетитового дистиллята; в противном случае, если в избытке будет кислый силикат, железо пойдет на образование минералов скарна, граната, пироксена и др. [например, по Грубенману и Ниггли,  $Fe_3O_4 + 4CaSiO_3 + SiO_2 = Ca_3Fe_2Si_3O_{12} + CaFe(SiO_3)_2$ ]; последнее, по нашему мнению, и наблюдается полностью на примере контактов Кедабека. Образование минеральных тел контактово-метасоматического типа не определяется тектоническими направлениями, а идет инъекционно за счет замещения неустойчивых в химическом

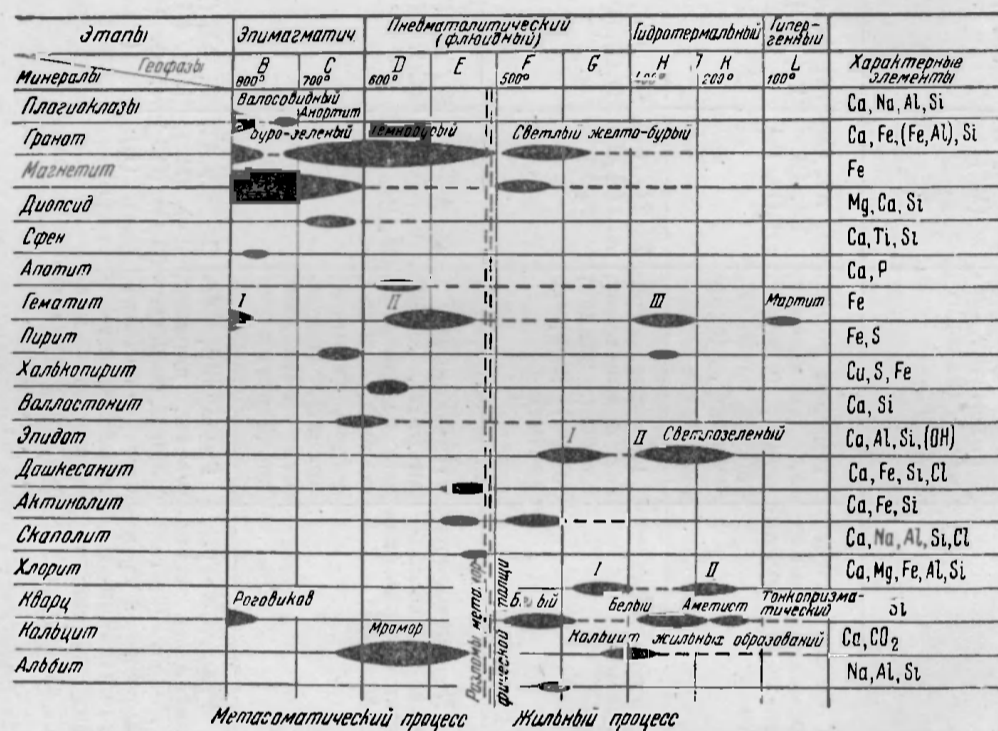


Рис. 5. Генетическая диаграмма контактово-метасоматического комплекса в зонах, богатых карбонатными породами.

отношении пород, т. е. известняков. Вся трещинная тектоника, сопровождаемая сбросами и т. д., позднейшая по отношению к контактово-метаморфическим толщам, сечет их и является определяющей для дальнейших сульфидных типов минералообразования. Таким образом, контактовый метасоматоз — самый ранний, образуется в обособленном процессе; на него могут накладываться более поздние гидротермальные сульфидные проявления.

Минералогическая характеристика процесса представлена на рис. 5 и 6.

Гидротермальный медно-сульфидный тип связан исключительно с основными габбро-диоритовыми дифференциатами гранодиоритовых интрузий (Дашкесан, Кедабек, сел. Ново-Гореловка), что является неременным критерием образования данного типа.

В связи с рассмотренной выше общей характеристикой процесса дифференциации становится вполне ясным предположение о более позднем застывании основного дифференциата, как накапливающегося в глубинных частях интрузии. Следовательно, и производные его лампрофиры и рудные медно-сульфидные образования должны накладываться, как более позд-

ние тела, на контактово-метаморфический комплекс. Тем не менее, возбудителями обоих процессов является одна и та же магма. Появлению этого типа месторождений всегда предшествует тектоника, создающая трещины, небольшие сбросы и зоны дробления. Такие сбросы и зоны дробления, смещающие и раздробляющие метаморфические толщи, констатированы в Дашкесане [21] на г. Шарукар, у сел. Човдар, у сел. Куци, у Кедабека [20, 31, 35] и т. д. Эта тектоническая фаза настолько приближена к контактово-метаморфическим процессом, что поздние его минеральные комплексы —

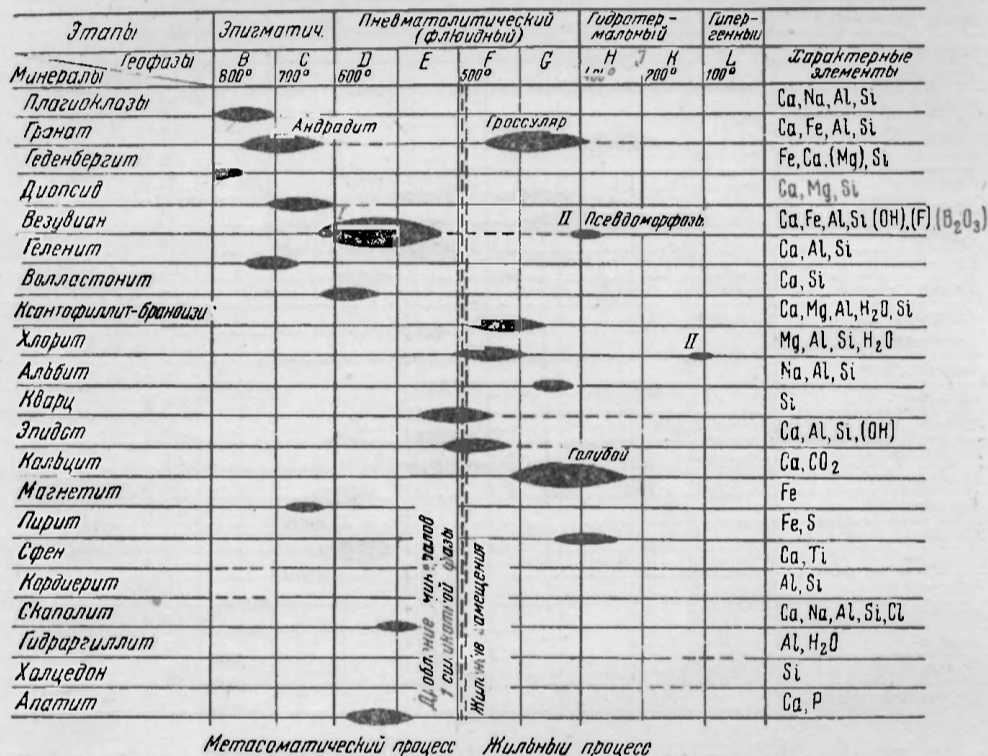


Рис. 6. Генетическая диаграмма контактово-метасоматического минерального комплекса в контактах, бедных карбонатами.

жильный магнетит, гранат, эпидот — идут уже частично и по получающимся тектоническим трещинам. Повидимому, с этой же поздней тектоникой связано, помимо трещин, появление зон разлистывания в скарновой толще, особенно в верхних ее (надмагнетитовых) горизонтах. В образовавшиеся тектонические трещины устремились жильные производные основного габбро-диоритового дифференциата, образовав многочисленные дайки лампрофиров, жильных диоритов (монзонитов), секущие как метаморфические толщ, так и застывшие ранее апикальные части гранодиоритов. По этим же путям одновременно и частично несколько позднее устремились и летучие погоны, которые дали при остывании гидротермы, обогащенные сульфидами и сульфосарсенидами Cu, Fe и др., отложившимися по вертикальным трещинам вдоль даек и в раздробленных зонах в виде жильообразных лет и импрегнаций. Сульфиды отлагаются в самих аутометаморфизированных дайках, частично в зальбандах даек и переходят в разлистованные зоны надмагнетитовых скарнов.

Несомненно, что условием, благоприятствующим образованию крупных концентраций руд этого типа, может служить наличие над зоной

разлистывания плотной силикатной покрывки (роговики, кварцпорфиры и др.), что для Кедабекского типа рудных тел было отмечено еще Н. Т. Успенским [31, 32]. Геохимически характерным для этого типа месторождений является постоянное присутствие  $\text{Cu}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Fe}$ , в то время как  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$  и др. находятся в подчиненных количествах или почти совсем не встречаются. Это следует объяснить свойствами самой основной магмы аккумулировать сульфидные соединения указанных элементов,

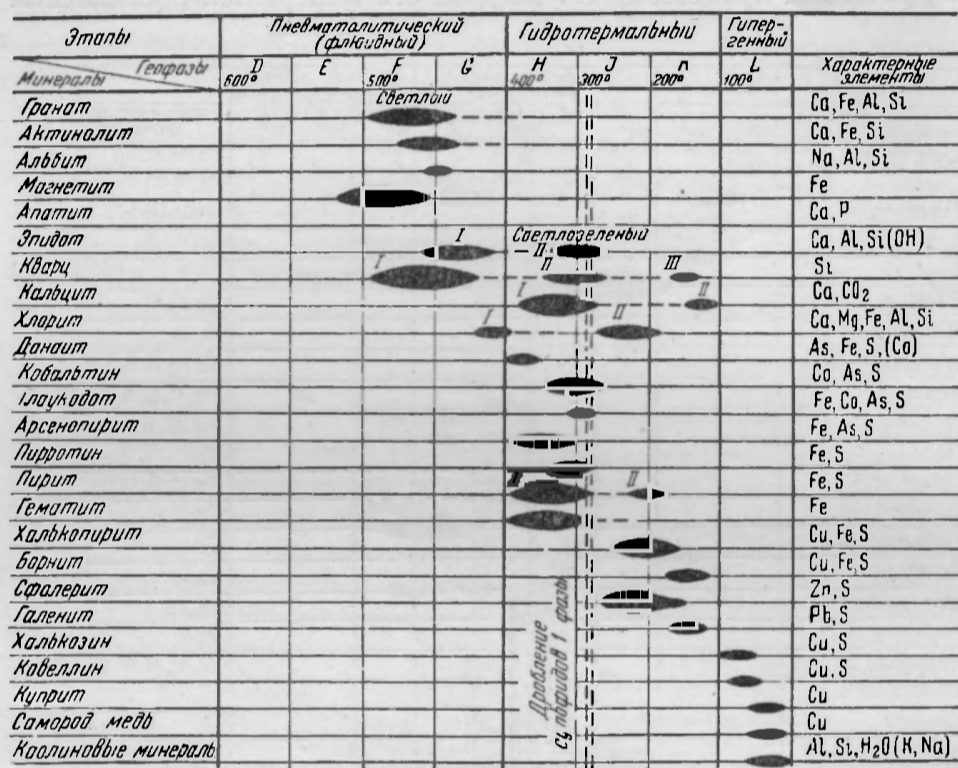


Рис. 7. Генетическая диаграмма медно-кобальтового типа минералообразования.

что отмечается для всех месторождений, хотя бы типа Седбери и др. Следовательно, в дальнейшем эти элементы могли быть вынесены при гидropневматолитовом процессе, образуя минеральные комплексы с преобладанием того или иного элемента.

Таким образом, условиями, определяющими появление данного типа минералообразования, являются: а) наличие основных дифференциатов гранодиоритовой магмы как результат ассимиляции известняков из вмещающих пород; б) наличие постгранодиоритовой тектоники с разломами северо-западного или широтного простирания, сопровождающимися зонами разлистывания и контролирующими жильные дериваты основной фации, а также пути проникновения сульфидных растворов в места отложения сульфидов; в) низкий эрозионный уровень размыва гранитных тел, в результате чего обнажаются краевые и глубинные фации гранодиоритов и связанных с ними металлоносных метаморфических толщ; г) наличие плотной силикатной кровли над зонами разлистывания, связанной с путями проникновения сульфидных растворов, что может обусловить накопление значительных сульфидных концентраций. Минералогический характер этого типа минералообразующего процесса иллюстрируется рис. 7.

Полиметаллический тип средних и малых глубин является весьма распространенным типом минералообразования, связанным с гранодиоритовым циклом Малого Кавказа. Месторождения данного типа здесь в общем редки, и большинство представлено мелкими минеральными проявлениями, во множестве рассеянными в виде мелких жилообразных тел с развитой зоной импрегнации в ареалах гранодиоритовых интрузий изученной нами зоны Малого Кавказа.

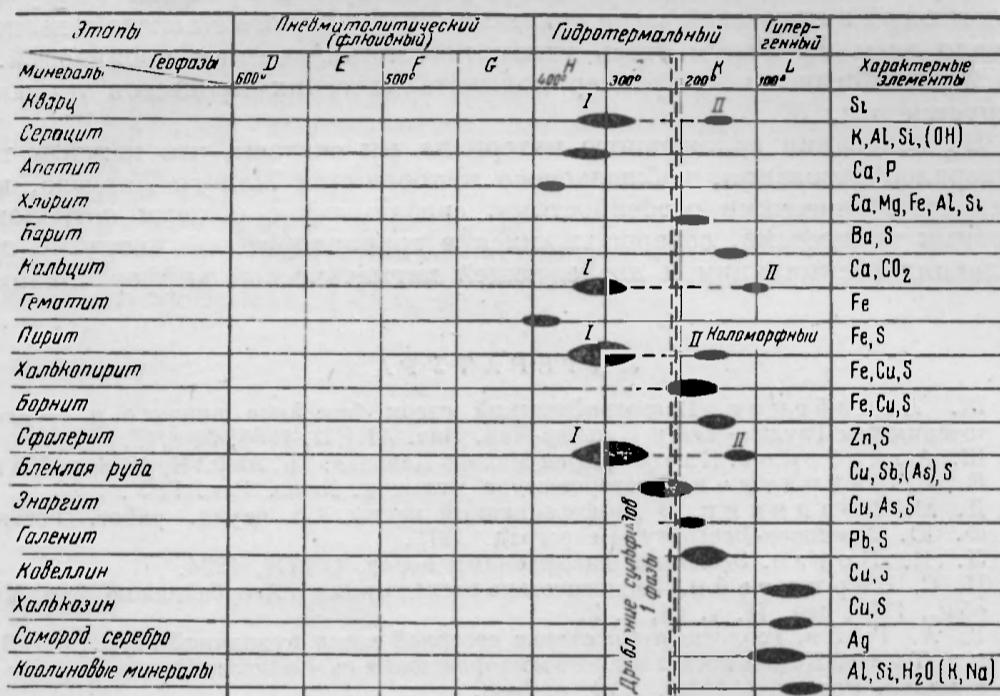


Рис. 8. Генетическая диаграмма жил полиметаллического типа.

Огромное количество мелких рудных проявлений известно также в районе Иджевана. Эта же провинция протягивается на запад и в Делижанский район Армянской ССР [12, 13], а на востоке известна в районе Мехманинской интрузии по р. Тертер [1, 3, 28]. Этот тип связан почти исключительно с апикальными частями небольших гранодиоритовых интрузий, характеризующихся, как было указано выше, кислым составом дифференциатов гранодиоритового и адамеллитового ряда. Пути проникновения сульфидных растворов служили тектонические трещины, также постгранодиоритового цикла, но, разумеется, весьма сближенного и появляющегося еще в период застывания самих интрузий. Главное направление трещин — юго-восточное или широтное, т. е. они являются дополнительными к главным крупным тектоническим направлениям и разломам, имеющим для Малого Кавказа северо-западное простирание. Поэтому рудные тела этого типа обычно мелкие и быстро выклиниваются. Геохимически месторождения характеризуются Zn, Pb, Fe, Cu, Ba, S, As, Sb и др., т. е. относятся к типичным полиметаллическим комплексам, переходящим в частях, наиболее удаленных от интрузий, и в жилы барита (например, зоны разлома у сел. Човдар и Куши). Наличие этих жил определяется и уровнем эрозии, так как они приурочены к самым апикальным частям интрузии и, следовательно, в глубоко эродированных массивах должны быть размыты. Нахождение более крупных концентраций

обуславливается приуроченностью их к разломам северо-западного простирания (например, баритовые жилы Човдара) или особыми условиями конденсации рудоносных растворов в прикупольных частях вмещающих пород, когда они еще не размыты и в них имеется плотная кровля, способствующая конденсации растворов и образованию штокообразных тел (например, Чираги-Дзор). Таким образом, генетически полиметаллический тип оруденения Малого Кавказа мы связываем с кислыми дифференциатами, т. е. с апикальными частями гранодиоритовой интрузии, залегающей в приосевой части складчатой зоны Малого Кавказа и давшей начало всем известным здесь типам полиметаллических проявлений.

Минералогический характер полиметаллических процессов иллюстрируется рис. 8.

На основании изложенного материала мы считаем, что каждый тип минералообразования, наблюдаемого в провинции Малого Кавказа, вызван специфическими особенностями, связанными с общими петрологическими процессами, совершавшимися в гранодиоритовой интрузии при явлениях ассимиляции и последующей магматической дифференциации.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Ш. Азизбеков. Петрографический очерк бассейнов нижнего и среднего течения рек Ганджа-Чай и Кушкар-Чай. Изд. АКНИ, 1935, № 8/15.
2. Ш. Азизбеков. К петрографии Малого Кавказа. Тр. АзФАН, 1936, т. XXIV.
3. Е. Г. Багратуни. Месторождение Мехмана. Бюлл. Зак. ГРУ, 1933.
4. Д. С. Белянкин. О дифференциации магмы. Сб. научн. работ, посвящ. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу. Петроград. 1915.
5. Л. Н. Боуэн. Эволюция изверженных пород. ОНТИ, 1934.
6. П. С. Бернштейн. Геологические исследования в Азербайджане. Зап. Мин. общ., 1935, сер. II, ч. 64, в. 2.
7. Г. А. Гейн. Геологическая съемка северной части рудничной горы (Мис-Даг) и г. Толстой Кедабекского медного месторождения на Кавказе. Ежегодн. по геол. и минер. России, 1914, т. XVI, в. 7—8.
8. В. М. Гольдшмидт. О метасоматических процессах в силикатных породах. Сб. «Основн. идеи геохимии», 1933, в. 1.
9. V. Goldschmidt. Die Kontaktmetamorphose im Kristiania Gebiet. Kristiania, 1911.
10. У. Грубенман и П. Ниггли. Метаморфизм горных пород. Георазведиздат, 1933.
11. А. Н. Заварицкий. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1927, в. 122.
12. В. Н. Котляр. Геологический очерк восточной части Даралагезского уезда ССР Армении. Мат. по общ. и прикл. геологии, 1930, в. 136.
13. В. Н. Котляр. Материалы к изучению рудных месторождений северной части ССР Армении. Тр. ВГРО, 1934, в. 835.
14. Г. А. Крутов, Г. А. Кременчугов, Н. В. Борисевич. Месторождения кобальта на Кавказе. Тр. ВИМС, 1935, т. 82.
15. Г. А. Крутов. Дашкесанит — новый хлорсодержащий амфибол группы гастингсита. Изв. АН СССР, сер. геологич., 1936, № 2/3.
16. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Петрография. ОНТИ, 1935.
17. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Успехи петрографии в России. Петроград, 1923.
18. В. И. Лучицкий. Петрография, т. III, ОНТИ, 1937.
19. К. Н. Паффенгольц. Чираги-Дзор. Матер. по общ. и прикладн. геол., 1928, в. 102.
20. К. Н. Паффенгольц. Кедабек. Тр. ВГРО, 1932, в. 218.
21. К. Н. Паффенгольц. Дашкесан и Заглик. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1928, в. 170.
22. К. Н. Паффенгольц. Основные черты геологического строения и тектоники Ганджиского района АзССР. Изв. Геол. ком., 1929, в. 43, № 3.
23. К. Н. Паффенгольц. Армутлы-Кульп. Тр. ЦНИГРИ, 1935.
24. И. А. Преображенский. Альбитит из Курдистана АзССР. Изв. АзФАН, 1936, № 1.

25. В. П. Ренгартен. Новые данные по тектонике Кавказа. Зап. Мин. общ., сер. 2, 1926, ч. 55, № 2.
26. В. П. Ренгартен. Тектоническая характеристика складчатых областей Кавказа. Тр. III Всесоюзн. съезда геологов, 1928, в. 2.
27. А. Н. Соловкин. К петрографии Малого Кавказа. Изв. АГНИ, 1933, № 5.
28. А. Н. Соловкин. Гюльятагское полиметаллическое месторождение в Наг.-Карабах. авт. обл. Изв. АзФАН, 1938, № 2.
29. А. Н. Соловкин. Интрузии и интрузивные циклы АзССР. АзФАН, Баку, 1939.
30. М. А. Усов. Фации и фазы интрузивов. Томск, 1929.
31. Н. С. Успенский. Кедабекский тип медных месторождений на Кавказе, Изв. Общ. горн. инж., 1910.
32. Н. С. Успенский. Кедабекский медный рудник. Горн. журн., 1910, № 2.
33. Е. С. Федоров. Кедабекит и виолаит. Изв. Моск. с.-х. инст., 1903, № 1.
34. Е. С. Федоров. Горные породы Кедабека. Зап. Ак. Наук, 1903, т. XIV, № 3.
35. Е. С. Федоров. Геологические исследования летом 1900 г. Ежегодн. по геол. и минер. России, 1901.
36. В. Е. Хаин. Геологическое строение междуречья Ганджа-Чай и Тертера. Сов. геол., 1938, т. VIII, № 8—9.
37. П. Н. Чирвинский. К петрографии и геологии Кедабекского медного месторождения в Закавказье. Изв. Донск. политехн. инст., 1914, т. III, в. 1.
38. П. Н. Чирвинский. Кварцевый диорит из Кедабека в Азербайджане. Изв. Донского политехн. инст., 1928, т. XI, в. 2.