

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Г. В. ГВАХАРИЯ, Е. К. ВЕЗИРИШВИЛИ, Т. Д. БАГРАТИШВИЛИ,
Р. М. МАНВЕЛИДЗЕ, Р. А. АХВЛЕДИАНИ

МАТЕРИАЛЫ ПО МИНЕРАЛОГИИ ГРУЗИИ

«МЕЦНИЕРЕБА»
1965

საქართველოს სსრ მეცნიერებათა აკადემია
ბიოლოგიური ინსტიტუტი

ურუმები, ახალ სერია, ნაკვ. 6

ბ. გვახარია, ე. ვაზირიშვილი, თ. ბაგრაჟიშვილი, კ. მანუაიძე,
კ. ახვლედიანი

მასალები საქართველოს მიწათმოქმედებისათვის
(ვიტამინები და ამფიბოლები)

ბიოლოგიური ინსტიტუტი
თბილისი — 1965

АКАДЕМИЯ НАУК ГРУЗИНСКОЙ ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды, новая серия, вып. 6

Г. В. ГВАХАРИЯ, Е. К. ВЕЗИРИШВИЛИ, Т. Д. БАГРАТИШВИЛИ,
Р. М. МАНВЕЛИДЗЕ, Р. А. АХВЛЕДИАНИ

МАТЕРИАЛЫ ПО МИНЕРАЛОГИИ ГРУЗИИ
(ПИРОКСЕНЫ И АМФИБОЛЫ)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МЕЦНИЕРЕБА»
ТБИЛИСИ — 1965

552 (С41)
549 (47.922) + (016.3]
М 341

Минералы из групп пироксенов и амфиболов известны в Грузии в различных по составу, возрасту и генезису образованиях. Они нередко являются главнейшими фемическими породообразующими минералами, как кислых и щелочных, так и преимущественно средних, основных и ультраосновных магматических пород.

Помимо интрузивных, эффузивных и переходных между ними пород, они входят в состав контакт-метасоматических и глубоко метаморфизованных комплексов. Очень редко (актинолиты и антофиллит-асбесты), амфиболы принимают участие так же и в гидротермальных образованиях.

Минералогически наиболее интересными являются пироксены связанные с широкоразвитыми в Грузии вулканогенными образованиями среднего эоцена. Это обстоятельство, обусловило преимущественный акцент работы на пироксены указанной формации.

В обширной петрографической литературе по Грузии, пироксены и амфиболы широко освещались, однако, специальных исследований посвященных минералогии этих групп, за исключением двух-трех работ проведено не было. Целью авторов было хотя-бы частично восполнить указанный пробел.

В работе приводятся результаты минералогических исследований пироксенов и амфиболов — освещены вопросы кристаллографии, химизма и условий их образования.

Редактор Т. В. Иваницкий

І. ПИРОКСЕНЫ

Морфология кристаллов

Кристаллы пироксенов приурочены к широко развитой в Грузии средне- и верхнеэоценовой вулканогенной формации. Лавы андезит-базальтового состава, лабрадор-пироксеновые порфириды, их туфы и туфобрекчии содержат идеально ограненные кристаллы авгита. Благодаря выветриванию вмещающих пород кристаллы нередко высвобождаются и могут быть собраны во многих пунктах распространения палеогеновых вулканогенных формаций. Из них отметим лишь главнейшие: Цихисdziри — Кобулетский район Аджарской АССР, гора Сакорния около курорта Бахмаро, сел. сел. Букис Цихе, Супса, Нога—Чохатаурского района, город Ахалцихе (Рабат, под крепостью) сел. Квишхети и Ташикарри — Хашурского района и ряд других.

В отношении крупности, свежести и морфологического многообразия, особо должны быть выделены кристаллы диопсид-авгита из устья реки Зваре в окрестностях селений Зваре и Нуниси Орджоникидзево района Грузинской ССР.

На отражательном двукружном гониометре ГД-1 (точность 0,5 минуты) были проведены измерения 50 кристаллов авгита различных габитусов. Как показали измерения, кристаллы авгитов из Грузии характеризуются бедностью простых форм; всего отмечено в комбинации 6 простых форм, из которых пять встречены на всех без исключения кристаллах, а шестая форма ортодома «g» с индексом (201) встречается лишь на кристаллах Зваре, Квишхети, Ахалцихе. В таблице 1, приводятся сводные результаты измерения 50 кристаллов.

Как можно видеть из таблицы, сигналы отдельных граней кристаллов не равнозначны по качеству. Блестящими, дающими большие кресты, являются грани пинакоидов — призматической зоны, менее блестящими являются грани вертикальной призмы, сигналы из них только в виде малых крестов; грани (011) и (0 $\bar{1}$ 1) клинопризмы матовые и улавливаются лишь точечным сигналом; что же касается грани (201) — ортодомы, она как правило матовая, изъеденная и измерение ее во всех 40 случаях происходило по отблеску.

Вычисленное отношение осей на основании проведенных измерений равно $a : b : c = 1,0933 : 1 : 0,5885$.

Прикладным гониометром, в соответствующих разрезах шлифов, при последующей корректировке на отражательном гониометре, были измерены следующие двугранные углы:

$$\begin{aligned} \text{угол между } 100 \text{ и } 110 &= 46^{\circ}22, \\ 010 \text{ и } 110 &= 43^{\circ}43, \\ 011 \text{ и } 100 &= 76^{\circ}20, \\ \bar{0}11 \text{ и } 0\bar{1}\bar{1} &= 59^{\circ}07, \\ 201 \text{ и } 001 &= 55^{\circ}46. \end{aligned}$$

Таблица 1

Установка по призматическому поясу $\rho_0=1^{\circ}03'$ $\varphi_0=-4^{\circ}15'$

№№ по порядку	Измеренные		Качество сигналов	Одинаковые грани	Исправленные		Индексы по Миллеру	Буквенные обозначения по Гольдшмидту	Из 50 кристаллов обнаружена
	φ	ρ			φ	ρ			
1	355°45'	91°03'	A	1 и 5	360°	90°00'	010	в	50
2	39°18'	" "	a	2,4,6 и 8	43°33'	" "	110	м	50
3	85°45'	" "	A	3 и 7	86°	" "	100	а	50
4	129°18'	" "	a		133°33'	" "	110	м	50
5	175°46'	" "	A		180°01'	" "	010	в	50
6	219°18'	" "	a		223°33'	" "	110	м	50
7	265°45'	" "	A		270°	" "	100	а	50
8	309°18'	" "	a,		313°33'	" "	110	м	50
9	21°27'	34°15'	с	9 и 10	25°42'	33°12'	011	е	50
10	111°27'	34°15'	с		115°42'	33°12'	011	е	50
11	85°45'	40°56'	отблеск		90°	39°53'	201	д	40

Я. В. Самойловым (цитировано по Д. С. Белянкину и В. П. Петрову [4]) изучены крупные хорошо ограненные кристаллы авгита из верхнеэоценовой «авгитовой свиты» Аджарии. Отмечается наличие следующих форм a (100); b (010); m (110); s (111) эта форма та же что и A (011), у нас принята другая ориентация оси с наклоном от наблюдателя и ρ (101) по-видимому соответствующая нашей грани (201). Отношение осей $a : v : c = 1,0921 : 1 : 0,5893 = 74^{\circ}10'$.

Н. Н. Смирнов [23] выделяет на кристаллах авгита Бакурианского района формы m (110), b (010), a (100), e (011) при отношении осей: $a : b : c = 1,0925 : 1 : 0,5911$, $\beta = 75^{\circ}13,30'$.

Для монокристаллов устанавливаются два различных габитуса: удлиненный по оси Z (табл. 1 фото 1), который особенно характерен для авгитов из Цихисдзир и, сравнительно короткостолбчатый с почти равным развитием форм (100) и (010), что придает кристаллам псевдотетрагональный облик (табл. 1, фото 2).

Формы a и b характеризуются блестящими гранями, меньшим блеском обладают грани формы m ; грани формы e матовые что же касается формы g , то грани ее матовы и изъедены.

Нередко, преимущественно на кристаллах авгита из ущелья р. Зваре, грани первого пинакоида бывают изогнуты, сохраняя при этом присущий им стеклянный блеск.

Двойники

Для всех без исключения авгитов Грузии, характерны двойниковые образования кристаллов. По многообразию двойников особенно выделяются авгиты из ущелья реки Зваре. Помимо обычных двойников сростания в изобилии встречаются так-же двойники нарастания и прорастания.

Двойники сростания характерны для всех авгитов. Среди них различаются: а) обычные двойники сростания по (100) с

входящим углом на одном конце кристалла и выпуклой стороной на другом (табл. I, фото 3, 4).

б) Двойники срastания, в которых помимо двойникования по (100) индивиды двойниуются одновременно и по (011), благодаря чему на одном конце кристалла виден обычный входящий угол, а на другом конце — почти ровная поверхность ввиду наличия здесь грани 201 (индекс соответствует положению кристалла на фото 5, табл. II).

в) Сложные полисинтетические (мозаичные) двойники срastания в которых срastание идет параллельно (100) (табл. II, фото 6); параллельно (010) и (100) (табл. II, фото 7) и комбинировано параллельно (100) и (001) (табл. II, фото 8).

Комбинированные сложные двойники, в которых наряду с срastанием имеет место как нарастание так и прорастание неделимых индивидов.

Двойники нарастания встречаются очень часто, создавая большое многообразие неделимых. Несмотря на большое разнообразие случаев нарастания, выросшие индивиды всегда подчинены тем или иным кристаллографическим направлениям, причем нередко как основной индивид так и выросший сами по себе являются двойниками срastания. На фото 9 (табл. III) показан двойник нарастания, ось выросшего индивида параллельна ребру между гранями (110) и (011) основного индивида. Нарастание происходит на грани (001) и (201).

На фото 10 (табл. III) показан двойник нарастания, в котором ось Z выросшего индивида параллельна ребру между гранями (011) и (100) основного индивида. Такую же ориентацию имеет двойник нарастания показанный на фото 11 (табл. III).

На фото 12 (табл. IV) показан двойник нарастания. Плоскостью нарастания является грань a . Ось Z выросшего индивида параллельна ребру образованному гранями (011) и (100) основного индивида (двойникование идет по (122) по ориентации Ниггли или (011) по общепринятой ориентации).

На фото 13 (табл. IV) показан двойник нарастания (нарастание на грань (011) основного индивида). Ось выросшего индивида параллельна ребру образованного гранями (011) и (010) основного индивида.

На фото 14 (табл. IV) показан сложный комбинированный двойник прорастания и нарастания. Нарастание происходит на гранях (011), (010) и частично (100). Ось выросшего индивида параллельна ребру образованному гранями (011) и (110). Как можно было видеть на кристаллах авгитов Грузии, мы имеем большое разнообразие двойников нарастания. Нарастания на косых гранях (011) и (201) и на (100) с различной, но всегда с кристаллографической ориентацией.

Просмотр основной литературы V. Goldschmidt [33], C. Hintze [36], A. Lacroix [38], P. Niggli [40] показал, что за исключением двойника нарастания показанного на фото 12 (табл. IV), двойники подобные двойникам нарастания Грузии, нигде не описываются. Указанный двойник нарастания описан из Шимы в Чехословакии, и с юга Франции А. Лакруа [38].

Таким образом, приведенные выше двойники нарастания, за исключением двойника изображенного на фото 12 (табл. IV), отмечаются вперые.

Двойники прорастания встреченные на кристаллах авгитов Грузии (преимущественно в ущ. р. Зваре) представляют исключительный интерес. На фото 15 (табл. IV) показан крестообразный двойник прорастания, в котором плоскостью двойникования служит грань (100), которая не видна на кристалле. Угол между двумя проросшими индивидами равен 90° . В вышеотмеченной справочной литературе описано множество двойников прорастания, у которых оси неделимых, наклонены относительно друг друга, составляя между собой углы в 40 или 60° (см. атлас V. Goldschmidt'a B, VII Taf. 25 [33] fig. 261, 262, 263, 264 кристаллы авгитов из Donoradico в Castagnetto (Pisa) описанные d'Achiardi).

Еще более интересны крестообразные шестерники прорастания; срastaются 3 индивида, каждый из которых представляет собой обычный двойник по (100). Оси каждого из 3 двойников образуют между собой угол в 90° . Подобные шестерники так же не отмечены в литературе (табл. V, фото 16 и 17).

Уникальны крестообразные тройники прорастания, каждый неделимый креста представляет собой обычный для авгита двойник по (100) с типичным для него входящим углом. Таким образом, по существу, мы имеем шестерник. Необходимо отметить, что 2 оси крестообразующих сдвойникованных индивидов образуют между собой прямой угол, а один из них наклонен параллельно ребру образованному гранями (011) и (010), т. е. параллелен оси x . Подобные двойники нами также нигде не встречены в литературе (табл. V, фото 18 и 19).

Как мы видим, кристаллы авгитов Грузии характеризуются рядом индивидуальных черт:

1. Наличием короткостолбчатых, почти изометричных кристаллов.
2. Присутствием блестящих, но изогнутых граней (100).
3. Большой распространенностью полисинтетических двойников прорастания по различным законам.
4. Развитием своеобразных двойников нарастания.
5. Наличием крестообразных двойников, тройников и шестерников прорастания, представляющих собой совершенно оригинальные образования.

Рентгенометрические исследования пироксенов

По сравнению с другими константами кристаллического вещества (оптическими, геометрическими, физическими и физико-химическими), величины межплоскостных расстояний как и размеры элементарной ячейки являются более постоянными и, потому наиболее надежными для диагностики минерала. Методом Дебая были сняты кристаллы авгитов из Зваре, Ташискарри, Цихисдзири и Дагва. Дебаграммы этих авгитов были сняты младшим научным сотрудником отдела геохимии Геологического института АН Грузинской ССР, Г. В. Цинцадзе.

В таблице 2 приводится сопоставление полученных нами данных с «эталоном» авгита из рентгенометрического определителя минералов В. И. Михеева [18].

В качестве «эталоны» для авгита, В. И. Михеев приводит снятую им же дебаграмму авгита из лавы Везувия.

Как можно видеть из сопоставления наших данных с «эталонными» данными В. И. Михеева, изученные нами авгиты, сохраняя общую природу величин межплоскостных расстояний и интенсивность линий характерных для авгита Везувия, отличаются от последних величинами межплоскостных расстояний более чем это допустимо в рентгеновской практике. Не смотря на указанное обстоятельство, учитывая полную сходи-

Таблица 2

Сравнение дебаграмм пироксенов

№№ п/п	Ташискари			Дагва			Цихисдзирн			Зваре			Эталон авгита по Михееву В. И. [18]				Примечание		
	l	d α /n	d β /n	№№ п/п	l	d α /n	d β /n	№№ п/п	l	d α /n	d β /n	№№ п/п	l	d α /n	d β /n	№№ п/п		l	d α /n
1	3	—	3,104	1	2		3,199	1	2	3,61)	3,27	1				1	5	3,25)	
2	10*	3,18		2	2	3,46)	3,117	2	3	3,46)	3,115	2	3	3,44)	3,113	2	10	2,98	
3	10*	2,69		3	10*	3,20		3	10*	3,22		3	10*	3,20		3	10	2,522	
4	1	—	2,276	4	10*	2,75		4	10*	2,74		4	10*	2,71		4	2	2,290	
5	3	2,46		5	3	2,49		5	1	2,49		5	2	2,469		5	2	2,213	
6	1	—	2,151	6	5	2,31		6	1	2,42		6	2	2,369	2,15	6	6	2,120	
7	9-10	2,29		7	5	2,20		7	5	2,31		7	8	2,31		7	6	2,017	
8	8	2,167		8	1,5		1,753	8	5	2,21		8	8	2,194		8	3	1,832	
9	0,5	2,101	1,905	9	4	1,84		9	0,5		1,937	9	1	1,961	1,778	9	4	1,743	
10	0,5		1,879	10	2	1,79		10	4	1,934		10	5	1,881		10	3	1,665	
11	3	1,961)		11	6	1,75		11	1	1,82		11	1	1,817)	1,647	11	10	1,619	
12	0,5		1,745	12	3		1,500	12	8	1,75		12	9	1,76		12	4	1,555	
13	5	1,877		13	4	1,612		13	1		1,535	13	0,5		1,534	13	5	1,503	
14	2	1,795		14	10	1,519		14	1	1,677		14	0,5	1,67		14	10	1,412	
15	9	1,727		15	6	1,443		15	1	1,653		15	0,5	1,65		15	8	1,324	
16	0,5	1,690)	1,531	16	3	1,402		16	1	1,629		16	0,5		1,463	16	6	1,277	
17	0,5	1,667)	1,511	17	3	1,381		17	1	1,609		17	10	1,536		17	4	1,246	
18	1	1,639		18	2	1,352		18	8	1,541		18	0,5		1,347	18	2		
19	1	1,619		19	2	1,332		19	3	1,530		19	8	1,444		19	3	1,152	
20	10	1,547		20	10	1,161		20	0,5		1,364	20	3	1,389		20	2	1,108	
21	0,5		1,414	21	3	1,152		21	6	1,434		21	3	1,347		21	10	1,071	
22	1	1,536		22	2	1,085		22	0,5	1,402		22	0,5		1,144	22	10	1,071	
23	1	1,488		23	4	1,046		23	3	1,388		23	0,5		1,064	22	3	1,066	
24	8	1,428		24	5	1,016		24	2	1,369		24	10*	1,159		23	3	1,053	
25	1	1,387		25	5	1,001		25	3	1,353		25	2	1,140		24	2	1,041	
26	1	—	1,232					26	2	1,316		26	1		1,022				
27	1	1,341						27	3		1,151	27	1	1,115					
28	1	1,324						28	4	1,249		28	1	1,095					
29	2	1,314						29	1	1,174		29	3	1,089					
30	3	—	1,151					30	10*	1,159		30	1	1,071					
31	4	1,247						31	1	1,142		31	1	1,062					
32	2	1,171						32	1	1,134		32	1	1,042					
33	10*	1,161						33	1	1,129		33	3	1,022					
34	1	1,139						34	2	1,116									
35	1		1,0258					35	4	1,095									
36	1		1,0162					36	3	1,076									
37	2	1,111						37	2	1,072									
38	2	1,099						38	2	1,067									
39	3	1,084						39	1	1,048									
40	4	1,071						40	6-7	1,044									
41	3	1,062						41	5	1,028									
42	10*	1,044						42	6	1,001									
43	8*	1,0153																	

Условия съемки:
 а) диаметр камеры — 57,3 мм;
 б) диаметр образца — 0,6 мм;
 в) антикатод — Fe; $\kappa\alpha$, β ;
 г) напряжение — 35kV;
 д) силы тока и экспозиция
 для:
 Ташис-Кари и Цихис-Дзирн — 12mA; 5 часов;
 Дагва и Зваре — 10mA; 4,5 часа
 Поправка вносилась по особому снимку с NaCl.
 х) — широкие линии

Химические анализы

Оксиды	Ташис-Кари	Зваре	Дагва	Цихис-Дзирн	Эталон авгита по Михееву [18]
SiO ₂	46,24	48,93	49,98	50,37	48,97
TiO ₂	0,60	0,60	0,55	0,37	1,06
Al ₂ O ₃	3,81	5,55	5,14	4,55	5,81
Cr ₂ O ₃	—	0,15	0,07	0,15	0,07
Fe ₂ O ₃	4,81	5,02	3,78	3,59	2,23
FeO	5,82	3,29	5,20	3,88	7,26
MgO	13,79	14,26	13,90	12,70	13,22
CaO	21,54	21,93	20,68	22,62	20,35
MnO	0,14	0,09	0,11	0,07	0,24
п. п. п.	0,10	0,09	0,20	0,25	1,06

мость результатов четырёх рентгенограмм авгитов Грузии между собой и имеющуюся их оптическую и химическую характеристику, мы нашли возможным считать полученные данные эталонными для диопсид-авгитов эоценовых пород Грузии.

Микросклерометрические исследования пироксенов

Микросклерометрическими исследованиями ставилась цель изучения абсолютной твердости и хрупкости пироксенов Грузии с учетом проявления в них анизотропии.

Исследования проводились на специальном микроскопе ПМТ—3 конструкции М. М. Хрущева и Е. С. Берковича [27]. Абсолютная твердость H определялась по формуле: $H = 1,854 \frac{P}{d^2}$ кг/мм² где p —нагрузка в граммах на алмазную пирамиду, d —длина в μ диагонали полученного отпечатка. Число $1,854 = 2 \sin \frac{\alpha}{2}$, α —угол алмазного индентора, который равен 136°.

Таблица 3
Результаты измерения среднего числа твердости

Месторождение измеренных пироксенов	Грани и направл.	Кол. изм.	Среднее число твердости	Принятые нагрузки	Категория хрупкости и пластичности	Наиболее удобная нагрузка
Зваре—Нуниси	(010) продол. поперечн.	40	от 365 до 610	30—60 грамм	Слабо пластичные	50 грамм
	(110) продол. поперечн.	10	от 321 до 595			
	(100) продол. поперечн.	10	от 437 до 630			
Цихисдзири	(010) продол. поперечн.	12	от 335 до 635			
	(110) продол. поперечн.	8	от 300 до 482			
	(100) продол. поперечн.	6	от 400 до 835			
Дагва	(010) продол. поперечн.	12	от 349 до 634			
	(110) продол. поперечн.	10	от 267 до 460			

Изучение механических свойств пироксенов производилось на специально подобранных естественных гранях кристаллов, а также на ориентированных срезах. На каждом кристалле подбирались свежие грани, преимущественно призматического пояса. Исследовались 5—12 участков, по 6—18 точек на каждом участке. Применялись нагрузки в интервале от 30 до 60 грамм, при одинаковом времени действия во всех случаях и при статическом действии полной нагрузки 5 секунд. Скорость спуска индентора равнялась 10—15 секундам. Результаты измерений сведены в таблице 3.

В таблице 4 приводятся данные по величине отпечатков в μ для различных граней пироксенов при разных нагрузках.

Таблица 4

Величина отпечатков в μ для различных граней пироксенов при разных нагрузках
(показаны короткие и длинные стороны ромба)

Месторождение	Грани	Величина отпечатков при нагрузках			
		30 гр.	40 гр.	50 гр.	60 гр.
Зваре—Нуниси	110	11,8—20,1	11,3—20,5	11,8—14,8	13,0—15,2
	110	11,9—14,9	14,6—16,4	—	13,2—15,5
	100	—	—	11,6—13,02	—
Цихисдзири	010	9,9—12,0	10,6—14,9	12,0—12,8	—
	110	10,5—12,5	14,3—18,6	—	—
Дагва	010	—	11,2—14,5	9,9—10,8	—
	110	—	14,0—15,0	—	—
Самеба	010	—	14,2—18,6	—	—
	110	—	15,2—16,0	—	—

Как можно видеть из таблиц, в морфологически и внешне однородных кристаллах, в пределах даже одних и тех-же граней, мы видим значительную анизотропию в твердости.

Столь значительная неоднородность в твердости проявляется и в том, что при одной и той же нагрузке и скорости спуска индентора, получаются отпечатки заметно разной величины даже в соседних точках грани кристалла, причем расстояния между точками измеряются единицами или в крайнем случае одним или двумя десятками микрон. Размеры диагоналей отпечатка нередко отличаются на 10—12 микрон. Как доказано Г. Д. Нейлем [20], подобная неоднородность твердости связана с различной степенью напряженности в различных точках граней монокристалла.

Согласно А. В. Шубникову [31], эта картина неоднородной твердости реального кристалла, непосредственно связана с непараллельной ориентировкой агрегатных молекул, имеющей место во время роста кристалла из раствора.

В пределах одной и той же грани призматического пояса кристаллов пироксена, **средняя величина твердости в продольном направлении всегда меньше чем в поперечном.**

Следует отметить, что непосредственно около трещин и включений, наблюдаемых на гранях некоторых кристаллов пироксенов, обычно наблюдается сильно пониженная твердость и сколотые края отпечатков, что А. Наданом [19] объясняется увеличенным напряжением в этих точках.

На грани (010) и других гранях призматического пояса кристаллов пироксенов, отпечатки обычно имеют вид удлиненного ромба, причем удлинение параллельно направлению оси Z кристалла. Параллельно ортооси пироксена всегда располагается короткая ось ромба, указывающая на наличие наиболее упругих сил в данном направлении кристалла.

При нагрузках превышающих 50 грамм, получаются отпечатки с разрушенными краями. При этом, иногда сохраняется форма отпечат-

ка, но вещество вокруг отпечатка растрескивается. В некоторых случаях, исследуемая грань деформируется не только в области отпечатка, но и на значительной площади последнего с одновременным образованием фигур давления, трещин и осколков.

Растрескивание и выкрашивание пироксенов увеличивается с увеличением нагрузки до 60—70 грамм, и, наоборот, исчезает при нагрузках в 30—40 гр.

Таким образом, предельной нагрузкой или так называемым «числом хрупкости» (по С. Д. Дмитриеву [11]) нужно принять 50 грамм. Ниже этой нагрузки, пироксены, за исключением некоторых уже трещиноватых участков, ведут себя как пластичные тела.

Согласно пятибальной шкале хрупкости предложенной С. Д. Дмитриевым [11] и др., на основании полученных данных измерений, пироксены Грузии попадают в третью группу шкалы, т. е. в группу слабо пластичных минералов¹.

Заслуживает внимания проведенное нами с этой целью изучение большого количества кристаллов пироксенов (диопсид-авгита) из месторождения Нуниси—Зваре. В результате выяснилось, что различные грани одного и того же кристалла обладают различной степенью хрупкости; больше того, различные направления (участки) одной и той же грани при одинаковых нагрузках, дают различное число трещин. Так, если в центральной части грани (010) при нагрузке в 50 или 60 гр появляются 1 или 2 трещины, то по направлению к (110) или (011), при этой же нагрузке появляются 3—4 трещины. С приближением к указанным граням число трещин увеличивается. Отмеченные данные доказывают, что подобно твердости, степень хрупкости пироксенов в различных направлениях также является изменчивой, что еще раз подтверждает ярко выраженную анизотропию и в механических свойствах пироксенов.

Микроскопическое исследование пироксенов

В нашем распоряжении был обширный материал пироксен-содержащих пород: базальтов, диабазов, долеритов, порфиритов, габбро и других пород из разных районов Грузии.

На основании изученного материала, стало возможным выделение следующих типов пироксенов:

1. Пироксен диопсидового ряда:

- а) пироксен близко стоящий к диопсиду — в шлифах совершенно бесцветный;
- в) диопсид-авгитовый пироксен — в шлифах бледно-зеленый, почти всегда с желтоватым иногда с слабым синеватым оттенком или без всякого оттенка.

Отметим, что расчленение этих типов несколько условное, так как оба ряда характеризуются повышенным содержанием диопсидовой молекулы (в пределах 60—80% в диопсид-авгите) и различие состоит лишь в том, что в первом, процентное содержание диопсидовой молекулы более высокое (по-видимому больше 80%).

Термин «авгит» употребляется для обозначения сложности состава этих пироксенов, так как в их строении всегда принимают участие геденбергит (в пределах 26%—12%) и силикат Чермака (в пределах 8%—15%), хотя диопсида всегда больше чем в два раза.

¹ Для сравнения можно указать, что к этой же группе хрупкости относятся кварц и пирротин.

2. Титан-авгит — в шлифах сиреневато-розовый, или синевато-зеленый.

3. Эгирин-авгит — в шлифах сравнительно густо окрашен в зеленый цвет.

4. Ромбический (псевдоромбический) пироксен—в шлифах бледно-зеленый, с желтоватым, или с буроватым оттенком.

У нас в Грузии, самым большим распространением в породах основного и среднего состава, пользуются диопсид-авгитовые пироксены.

Распространение других типов пироксенов по сравнению с диопсид-авгитом, значительно ограничено.

Обычно диопсид и диопсид-авгит встречаются вместе. Но, в породах разных формаций, между этими типами пироксена наблюдается количественно разная зависимость.

На основании оптического и химического исследования пироксенов, Г. С. Дзоценидзе констатирует большую приближенность юрских авгитов к диопсиду, чем авгитов эоценовых пород [10].

Сравнение юрских и эоценовых пироксенов в пределах Локского массива, приводится в статье Э. Варсимашвили [6]. На основании оптического исследования, автор приходит к выводу, что пироксены порфиритов обоих толщ относятся к диопсид-авгитовому ряду; байосские пироксены ($cNg=43-45^\circ$, $2V=46-47^\circ$) более близки к диопсиду, чем ср. эоценовые ($cNg=48-47^\circ$, $2V=49-50^\circ$).

К аналогичным выводам приходим и мы в результате наших исследований. Наши наблюдения показали, что в юрской вулканогенной толще и в породах слагающих неинтрузии Верхней Сванетии, доминирует диопсидовый пироксен, а в породах туфогенной свиты альб-сеномана и вулканогенной толще эоцена преобладает диопсид-авгит.

Пироксен юрских вулканогенных пород бесцветный. В порфиритах он часто образует хорошо развитые, идиоморфные фенокристаллы, в диабазах выполняет пространство между призматическими кристаллами плагиоклаза. $+2V$ колеблется в пределах $50-56^\circ$, преимущественно $52-54^\circ$, cNg в подавляющем большинстве случаев равно $36-42^\circ$; лишь иногда доходит до $45-47^\circ$. Часто по пироксену развивается хлорит. Нередки случаи полной псевдоморфозы хлорита или серпентина по пироксену.

В литературе отмечаются полисинтетические двойники юрских пироксенов по (100) [10].

Диопсидовый пироксен является одним из главных (наряду с роговой обманкой) темноцветных компонентов пород, слагающих интрузии г. Кирар и г. Абакур.

В породах Эчерской интрузии и в малых интрузиях окрестностей с. Дизи он встречается редко в виде реликтов в роговой обманке.

Как в породах интрузии г. Кирар, так и в породах интрузии г. Абакур диопсидовый пироксен совершенно бесцветный. Он ксеноморфный и обычно выполняет пустоты между идиоморфными кристаллами плагиоклаза. Часто включает в себе образования плагиоклаза наряду с идиоморфными кристаллами апатита и рудного минерала.

В результате многократных измерений мы имеем: $2V=+54^\circ$, $cNg=37^\circ$ — для диопсидового пироксена пород г. Абакур и $2V=+55$, $cNg=39^\circ$ — для диопсидового пироксена г. Кирар (результаты измерений $2V$ приводятся по двум выходам оптических осей и cNg по двум системам спайности).

Некоторыми авторами даются значения $2V$ в пределах $52-62^\circ$ и cNg — в пределах $30-45^\circ$, это указывает на то, что в породах интрузий г. Киар и г. Абакур, наряду с диопсидовым пироксеном, содержится так же в диопсид-авгит, распространение которого, по-видимому, сильно ограничено.

Нами был встречен диопсид-авгит лишь в одном шлифе в котором он имеет бледнозеленый цвет, с желтоватым оттенком.

Диопсид-авгит является одним из главных темноцветных компонентов магматических пород туфогенной свиты верхнего мела (выходы г. Мтавари), пород вулканогенной толщи эоцена (выходы, ущ. р. Чхеримела, дорога Молита-Зваре, с. Нуниси, г. Самеба, Чохатаури, Насакирали, Боржом, Цихисдзири, Махинджаури и Дагви) и постпалиоэновых вулканических образований южногрузинской глыбы (Цалка, Дманиси, Кечутский хребет).

В вулканогенных породах туфогенной свиты альб-сеномана, диопсид-авгит слабо окрашен в зеленый цвет, часто с желтоватым оттенком. В малом количестве, вместе с ним, встречаются бесцветные зерна диопсидового пироксена.

В шлифах часто наблюдаются идиоморфные фенокристаллы диопсид-авгита с хорошо развитыми характерными формами. Базальные разрезы представлены изометричными восьмиугольными с почти одинаково развитыми гранями призмы и пинакоидов (рис. 1). $2V$ диопсид-авгита колеблется в пределах $55-64^\circ$; cNg — в пределах $45-48^\circ$.

$$Ng' = 1,719 \pm 0,002$$

$$Np' = 1,698 \pm 0,003 \quad \text{Наблюдается дисперсия оптических осей. } \frac{Ng' - Np'}{Ng'}$$

$$Ng' - Np' = 0,021$$

Диопсид-авгит частично замещен биотитом, хлоритом и карбонатом. В тех случаях когда плагиоклаз сильно серицитизирован и карбонатизирован, в трещинках спайности диопсид-авгита отлагается серицит-карбонатная масса.

В диабазах и порфиритах Боржомского района наблюдаются диопсидовые и диопсид-авгитовые пироксены. Процентное содержание диопсидового пироксена, по сравнению с диопсид-авгитовым низкое. Оба пироксена часто присутствуют совместно. Нередко одно зерно пироксена обладает неоднородным составом, часть его представлена диопсидом, а часть диопсид-авгитом.

В изученных шлифах, участки диопсидового и диопсид-авгитового состава распределены хаотично, в виде пятен; но, в литературе, в аналогичных породах Бакурианского района, описываются случаи, когда вышеотмеченные участки распределены закономерно, т. е. кристалл обладает зональным строением. Н. Н. Смирнов [23] специально исследовал кристаллы авгита в порфиритах Бакурианского района (ср. эоцен). Н. Н. Смирнов описывает зональный авгит, который состоит из ядра с $cNg = 44^\circ$ и широкой наружной каймы с $cNg = 39^\circ$, т. е. (судя по cNg) в центральной части кристалла % содержания геденбергита более высокий.

Оптические константы вообще всех бакурианских авгитов исследованных Н. Н. Смирновым, колеблются в следующих пределах.

$$cNg = 38-45^\circ, \quad Ng - Np = 0,021-0,030;$$

$$Nm - Np = 0,005-0,010; \quad Ng - Nm = 0,015-0,023.$$

В диабазах и порфиритах Боржомского района диопсид-авгит бледно-зеленого цвета с желтоватым оттенком, $+2V$ в пределах $54-58^\circ$; $cNg = 44-48^\circ$.

Диопсидовый пироксен бесцветный, $2V = 53-55^\circ$, в результате измерения угла оптических осей по двум выходам $2V$ определилось в 54° , что соответствует среднему значению вышеприведенных измерений. $cNg = 39-46^\circ$, чаще cNg равно 42° . В итоге можно считать:

- 1) для диопсидового пироксена $2V \approx +54^\circ$
 $cNg \approx 42^\circ$
- 2) для диопсид-авгита $2V \approx +56^\circ$
 $cNg \approx 46^\circ$

В диабазах (обладающих офитовой структурой), пироксен характеризуется неясными очертаниями, он восполняет пространство между кристаллами плагиоклаза, относительно которых резко ксеноморфен.

В порфиритах нередко наблюдаются хорошо развитые, идиоморфные фенокристаллы пироксена.

Значительная часть диопсид-авгита и диопсидового пироксена, в изученных породах Боржомского р-на замещена вторичными продуктами, — роговой обманкой, биотитом и хлоритом; последний часто представлен волокнистой разновидностью — делесситом. Замещение, по-видимому, происходит в такой же последовательности, в какой перечислены вторичные продукты.

К образованиям пироксена почти всегда приурочен рудный минерал особенно в тех местах, где пироксен обильно замещен вторичными продуктами.

В порфиритах ср. эоцена Гурии (выходы г. Самеба, Чохатаури, Насакирале) наблюдается, главным образом, диопсид-авгит бледно-зеленого цвета с желтоватым оттенком. Редко, в отдельных индивидах, интенсивность окраски повышается (порфирит г. Самеба), что несомненно вызвано повышенным содержанием геденбергитовой молекулы. Содержание диопсидового пироксена, по сравнению с диопсид-авгитовым ничтожное.

Диопсид-авгит наблюдается как в основной массе, так и в порфировых выделениях.

Некоторые базальные разрезы у пироксена мероздрические, с неравномерно развитыми гранями (рис. 2).

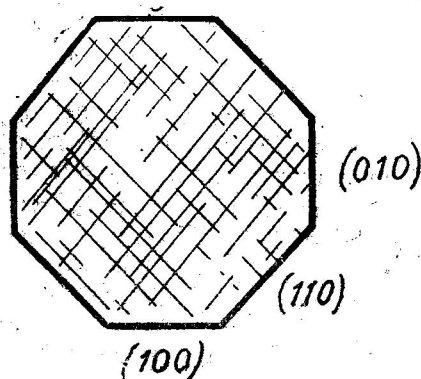


Рис. 1. Изометрический базальный разрез пироксена, с почти одинаково развитыми гранями призмы и пинакоидов

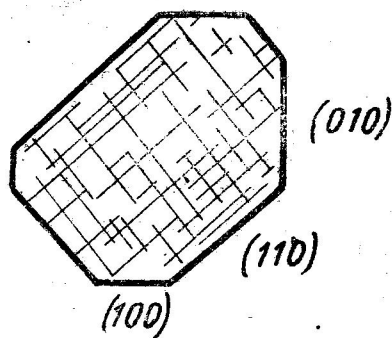


Рис. 2. Мероздрическое развитие кристалла пироксена

Под микроскопом нами измерены углы между пинакоидальными и призматическими гранями.

$$\begin{aligned} < (010) : (110) = 135,5^\circ; 136,5^\circ; 134^\circ; 137^\circ \\ < (100) : (110) = 131^\circ; 134^\circ; 135^\circ; 137,5^\circ. \end{aligned}$$

Иногда кристаллы диопсид-авгита сдвойникованы по первому пинакоиду (рис. 3), двойники простые.

$2V$ Колеблется в пределах 50° — 60° ; $cNg' = 42$ — 46° ; $Ng' = 1,717$; $Np' = 1,690$; $Ng - Np = 0,027$.

Наблюдается слабая дисперсия оптических осей.

При соприкосновении фенокристаллов диопсид-авгита, в некоторых случаях, один из кристаллов бывает резко ксеноморфным.

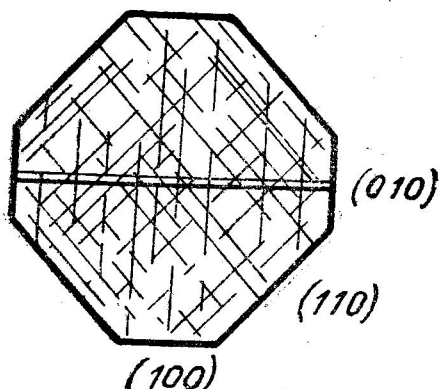


Рис. 3. Простой двойник пироксена по (100)

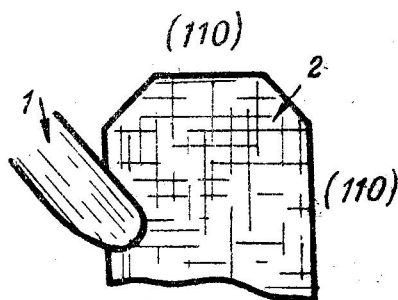


Рис. 4. Кристаллы пироксена с различной степенью идиоморфизма

По нашим наблюдениям, пироксен авгитовых порфиров Цихидзири, Махинджаури, Дагва, аналогичен вышеописанным диопсид-авгитам.

Наряду с диопсид-авгитом (бледно-зеленый с желтоватым оттенком), в ничтожном количестве содержится диопсидовый пироксен (бесцветный, или почти бесцветный).

$$\begin{aligned} 2V &= 54^\circ - 56^\circ & Ng' &= 1,702 \pm 0,002; & Ng' - Np' &= 0,029 \\ cNg &= 40^\circ - 44^\circ & Np' &= 1,675 \pm 0,003 \end{aligned}$$

Наблюдается слабая дисперсия оптических осей.

В описываемых породах диопсид-авгит частично замещается хлоритом, местами хлоритом и карбонатом, нередко включает в себе образования рудного минерала.

Диопсид-авгит является одной из главных составных частей шаровых лав (ср. эоцен), обнажающихся между селениями Ташикари и Квишхети. Как всегда, наряду с ним в подчиненном количестве наблюдается диопсидовый пироксен.

Разные индивиды диопсид-авгита обладают различной интенсивностью окраски желтовато-зеленого цвета и, нередко, различной степенью идиоморфизма (рис. 4), т. е. при соприкосновении фенокристаллов, один из них оказывается резко ксеноморфным относительно другого (табл. VI, фото 21). Ксеноморфные кристаллы обладают сравнитель-

но густой окраской и более высокими значениями $2V$ и cN ; $2V$ в разных индивидах колеблется в пределах 52—60; $cNg=42-45^\circ$ $Ng'=1,711 \pm \pm 0,004$; $Np'=1,684 \pm 0,004$; $Ng'-Np'=0,027$.

Здесь наблюдается также дисперсия оптических осей (рис. 5).

Некоторые фенокристаллы диопсид-авгита характеризуются зональным строением (табл. VI, фото 21).

Хотя на микрофотоснимке и видна зональность кристалла, но на нем не получились все детали строения кристалла, поэтому, обратимся к схематической зарисовке этого кристалла (рис. 6).

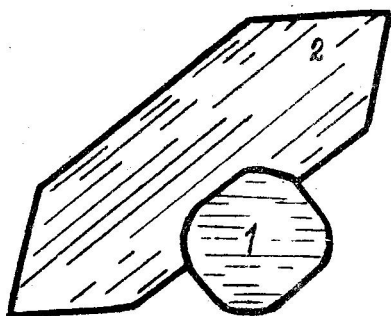


Рис. 5

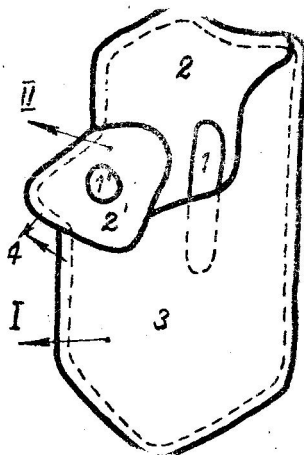


Рис. 6

Ядро кристалла (1) состоит из бесцветного диопсидового пироксена $2V=+52^\circ$; $cNg=42^\circ$; $Ng'=1,702$; $Np'=1,676$; $Ng'-Np'=0,026$. Следующая за ним широкая зона (2) ясно окрашена в зеленый цвет с желтоватым оттенком $2V=+58^\circ$; $cNg=44^\circ$. Наружная зона (3) обладает несколько более интенсивной $2V=+60^\circ$; $cNg=48^\circ$; $Ng=1,711$; $Np=1,684$; $Ng'-Np'=0,027$ окраской чем зона 2 и окаймляет весь кристалл в виде панциря, целостность которого в верхней левой части кристалла нарушена, что хорошо видно на микрофотоснимках (см. табл. VI, фото 21) (на снимке светлая зона).

Первая и вторая зона оптически ориентированы одинаково. В скрещенных николях обе зоны гаснут почти одновременно. Оптическая ориентировка наружной зоны несколько отличается от ориентировки первых двух и потому ее погасание не совсем синхронно с погасанием внутренних зон.

Судя по оптическим константам и цвету, заключаем, что в описанном зональном кристалле пироксена, процентное содержание геденбергитовой молекулы увеличивается от центра к периферии.

Рядом с описанным зональным кристаллом (табл. VI, фото 21) диопсид-авгита находится второе зерно пироксена, относительно которого первое зерно резко ксеноморфно.

Второе зерно диопсид-авгита также зональное, хотя в нем зональность выражена не так четко, как в первом зерне и состоит не из трех, а из двух зон (1' и 2'), соответствующих зонам 1 и 2 кристаллов.

Первый и второй кристалл диопсид-авгита по краям очень слабо опацирован. Опацированная каемка наблюдается только по внешним контурам I и II кристалла, а отрезки внутренних контуров обоих индивидов совершенно свежие. Этот факт свидетельствует о внешних причинах опацизации пироксена.

Аналогичные явления наблюдаются в камптонитах Ахалцихского района, пироксен которых также диопсид-авгитового ряда. Касаясь авгита камптонитов Ахалцихского района Д. С. Белякин и В. П. Петров отмечают [4]: — «Авгит в более крупных кристаллах зонален. Центральные его части по сравнению с краевыми, светлее окрашены и обладают меньшим светопреломлением, меньшими углами погасания и меньшими $2V$ ».

Константы центральной части: $2V = +60^\circ$; $cNg = 41^\circ$; $Ng' = 1,715$; $Np' = 1,688 \pm 0,005$; $Ng' - Np' = 0,027 \pm 0,002$.

Константы краевой части; $2V = +62^\circ$; $cNg = 43^\circ$; $Ng' = 1,725 \pm 0,005$; $Np = 1,698$; $Ng - Np' = 0,027 \pm 0,002$.

Оптические константы этих зон, по Винчеллу, указывают на содержание примерно 30% геденбергитовой молекулы в центральной части кристалла, и — 40% в его краях.

В изученных нами шлифах камптонитов Ахалцихского района диопсид-авгит зеленый с желтоватым, а иногда с синеватым оттенком. Некоторые индивиды обладают довольно густой окраской. Вообще же интенсивность окраски все время меняется, нередко даже в пределах одного зерна.

Под микроскопом наблюдается идиоморфный базальный разрез диопсид-авгита, с ясно выраженным зональным строением (рис. 7).

Ядро кристалла (1) состоит из бесцветного диопсидового пироксена ($2V = +52$; $cNg = 36,5^\circ$). Вторая зона (2) диопсид-авгитового состава, светло-зеленого цвета ($2V = +58^\circ$; $cNg = 47,5^\circ$). Третья зона (3) также диопсид-авгитового состава, — бледно-зеленого цвета с желтоватым оттенком ($2V = +55^\circ$; $cNg = 45,5^\circ$).

Судя по данным оптики, заключаем:

1) Центральная зона имеет или чисто диопсидовый состав, или содержит геденбергитовую молекулу в ничтожном количестве.

2) Зоны 2 и 3, содержат геденбергитовую молекулу в значительном количестве по сравнению с первой зоной, при этом процентное содержание геденбергита во второй зоне выше, чем в периферической (3) части кристалла.

В том же шлифе, в котором находился вышеописанный зональный кристалл, наблюдается крестообразный двойник диопсид-авгита с зональным строением (табл. VII, фото 22).

Так как на микрорентгоснимке не видны все детали строения, воспользуемся схематической зарисовкой кристалла (рис. 8).

Широкие полосы кристалла диопсид-авгитового состава, окрашены в светло-зеленый цвет; они закономерно чередуются с совершенно бесцветными маломощными зонами диопсидового пироксена, с точностью повторяя идиоморфные очертания двойника. На границе диопсидового и диопсид-авгитового пироксена, наблюдаются мелкие включения газа или жидкости, закономерно расположенные вдоль контуров бесцветных зон.

Как мы видим, в данном случае также как и в предыдущем, имеется чередование диопсидовых и диопсид-геденбергитовых зон, а не закономерное возрастание процентного содержания геденбергитовой

молекулы от центра к периферии, как это обычно наблюдается в зональных пироксенах.

В камптонитах Ахалцихского района, нередко встречаются образования пироксена с различной степенью идиоморфизма, что безусловно указывает на разобщенность образований пироксена во времени.

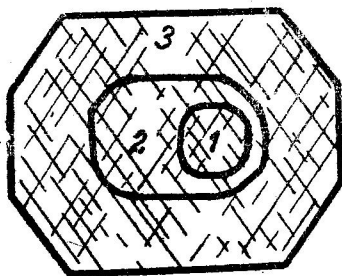


Рис. 7. Зональный кристалл диопсид-авгита

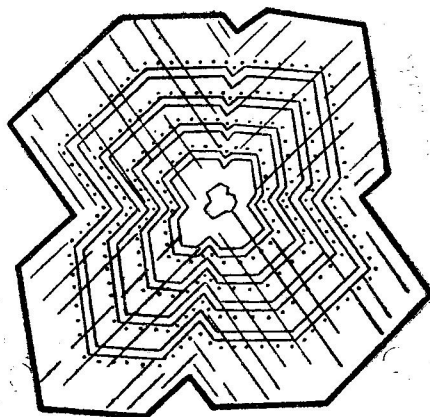


Рис. 8

Отмеченное явление хорошо наблюдается на фото 23 (табл. VII и фото 24, табл. VIII).

После измерения показателей преломления иммерсионным методом в единственном удачном случае, когда главная оптическая плоскость обоих индивидов совпала с плоскостью шлифа, оказалось, что диопсид-авгит с более высокой степенью идиоморфизма (раннее выделение) имеет меньшие показатели, а ксеноморфные зерна (более позднее выделение) более высокие показатели. Сила двупреломления одинаковая.

1. Показатели преломления идиоморфного диопсид-авгита:

$$N_g = 1,704 \pm 0,002$$

$$N_p = 1,680 \pm 0,002$$

$$N_g - N_p = 0,024$$

2. Показатели преломления ксеноморфного диопсид-авгита:

$$N_g = 1,713 \pm 0,002$$

$$N_p = 1,688 \pm 0,002$$

$$N_g - N_p = 0,025$$

На основании этих данных заключаем, что поздние выделения диопсид-авгита более обогащены геденбергитовой молекулой чем более ранние.

Диопсид-авгит пользуется большим распространением в постпалеогеновых вулканических образованиях южно грузинской глыбы.

Нами изучался диопсид-авгит в долеритах, андезито-базальтах, базальтах и андезитах Цалкинского плато.

Диопсид-авгит имеет в шлифах бледно-зеленый цвет с желтоватым оттенком, без плеохроизма. Лишь в одном шлифе андезита было встречено одно зерно со слабым плеохроизмом в зеленовато-желтых тонах, с прямым погасанием относительно спайности (возможно ги-

перстен, зерно мелкое, сечение не подходящее для измерения на столике. Одна система спайности, выходов оптической оси нет).

2V диопсид-авгита колеблется в пределах 51—54°; cNg 34—38°.

Диопсид-авгит долерита 2V = +54° (2 вых. 0,0)

cNg = 38° (сист. сп.)

2V = 51—52° (2 вых. 00).

Диопсид-авгит андезито-базальта

cNg = 34—35° (2 сист. с.).

Судя по этим оптическим константам, диопсид-авгит долеритов более железистый, чем андезито-базальтов.

Диопсид-авгит лав Дманисского района во многом аналогичен диопсид-авгиту вулканогенных пород Цалкинской равнины, но, судя по оптическим данным, здесь интервал изоморфной смесимости диопсидовых и геденбергитовых молекул более широк (большой интервал колебания 2 V и cNg).

Диопсид-авгит Дманисского района (Кечутский хр.) бледно-зеленого цвета с желтоватым или, редко, с грязноватым оттенком.

Иногда наблюдаются совершенно бесцветные, или очень бледно-зеленые диопсидовые пироксены.

Диопсид-авгит содержится главным образом в порфириновых вкрапленниках, наряду с плагиоклазом, с которым связан разными количественными соотношениями. Процентное содержание пироксена в основной массе, по сравнению с плагиоклазом, значительно более низкое.

Фенокристаллы диопсид-авгита очень часто крупные, с хорошо развитыми формами. В базальных сечениях имеем изометричные восьмиугольники. В этих сечениях мы видим сравнительно небольшое развитие граней призмы и большое развитие плоскостей пинакоидов (табл. VIII, фото 25 и табл. IX, фото 26).

Наблюдается двойник по (100) (табл. VIII, фото 25).

Состав отдельных индивидов диопсидового пироксена не постоянный и меняется в определенных пределах. На это указывают следующие факты:

1) 2 V и cNg у разных индивидов различное, часто даже в пределах одного шлифа (учитывая точность измерения).

2 V варьирует в пределах + 51° + 62° (2 V = 51°, 54°, 56°, 56°, 58°, 58°, 60°, 62°,) — почти все данные получены в результате измерений разрезов с двумя выходами оптических осей.

cNg — меняется в пределах 34—47°.

2) Разная интенсивность окраски кристаллов пироксена.

По всей вероятности, такие вариации окраски и оптических констант, вызваны изменением соотношения диопсидовой и геденбергитовой молекулы в разных индивидах диопсид-авгита.

При изучении шлифов под микроскопом, мы наблюдаем разную степень идиоморфизма отдельных кристаллов диопсид-авгита: Это обнаруживается как во взаимоотношениях фенокристаллов пироксена между собой, так и в их взаимоотношениях с фенокристаллами плагиоклаза.

На фото 27 (табл. IX), можно ясно видеть резко выраженную ксеноморфность крупного зерна диопсид-авгита по отношению рядом находящимся мелким зернам пироксена, которые несколько бледнее, чем крупное зерно.

На микрофотоснимке 28 табл. IX наблюдаем разную зависимость кристаллов пироксена (на снимке светлые) с фенокристаллом плагио-

клаза. Как видим, один из фенокристаллов пироксена ксеноморфен относительно плагиоклаза, а другие — идиоморфны относительно того же фенокристалла плагиоклаза.

Таких примеров можно было бы привести множество, они приводят нас к логическому заключению: — фенокристаллы пироксена формировались в разные этапы эволюции магматического процесса, т. е. они расчленены во времени.

Как мы уже отметили, идиоморфные кристаллы пироксена (табл. IX, фото 27) более светлые чем ксеноморфный кристалл. При измерении этих зерен на федоровском столике, оказалось, что они имеют меньший $2V$ и cNg чем ксеноморфный кристалл пироксена.

- | | | |
|-----------------------------|---|-------------------|
| 1) Идиоморфные кристаллы — | { | $2V = + 51^\circ$ |
| | { | $cNg = 34^\circ$ |
| 2) Ксеноморфные кристаллы — | { | $2V = + 58^\circ$ |
| | { | $cNg = 42^\circ$ |

Опираясь на оптические константы, заключаем, что ксеноморфные кристаллы более железисты, нежели идиоморфные.

Если учесть изменение такого важного фактора как температура, при развитии магматического процесса, а также, расчлененность образований пироксена во времени, то непостоянный их состав и этим вызванные колебания оптических констант, кажутся вполне естественными и понятными.

В постпалеогеновых вулканогенных образованиях Дманисского района (Кечутский хр.), наряду с диопсид-авгитом, значительную роль играет ромбический (псевдоромбический) пироксен-гиперстен.

В шлифах, гиперстен обычно присутствует в подчиненном количестве. Он слабо окрашен в зеленый цвет, обнаруживает слабый, но отчетливый плеохроизм, чем и легко отличается от диопсидового и диопсид-авгитового пироксена, даже без применения точных методов определения.

По Ng — светло-зеленый, хо Nm — бледно-буровато-зеленый, по Np — бледно желтовато-зеленый.

Угол оптических осей отрицательный, в пределах $68-70^\circ$.

В большинстве случаев cNg равно 0° , но иногда $6-8^\circ$.

Наблюдается хорошо развитая спайность по (110).

Фенокристаллы гиперстена иногда образуют идиоморфные, хорошо развитые формы. В постпалеогеновых лавах Кечутского хребта оба пироксена свежие, лишь некоторые кристаллы в периферических частях слабо лимонитизированы или опациитизированы.

Титан-авгит. Распространение титан-авгита в породах Грузии, как и гиперстена, по сравнению с диопсид-авгитом, сильно ограничено.

Титан-авгит в значительном количестве содержится в породах тешенитовой формации Западной Грузии [24], отмечается в долеритах ущ. р. Куры [12], в некоторых базальтах сопровождающих свиту «Мтавари» и в постпалеогеновых образованиях южногрузинской глыбы.

Мы изучали титан-авгит из тешенитов Курсеби, г. Самглия и Сакунети.

В этих породах титан-авгит окрашен или в розовато-сиреневатый, или в синевато-зеленый цвет.

В тешенитах Курсеби и горы Самглия преобладает сиреневато-розовый титан-авгит, а в тешенитах Сакунети доминирует синевато-зеленый титан-авгит. Некоторые зерна титан-авгита имеют в разных участ-

ках разную окраску. Такие зерна титан-авгита обладают волнообразным погасанием, что, по-видимому, вызвано различием n_{Ng}

Сиреневато-розовый титан-авгит слабо плеохроирует:

N_g — сиреневато-розовый,

N_m — " "

N_p — розовато-желтый

$N_g > N_m > N_p$

Отметим, что плеохроируют только сравнительно густо окрашенные индивиды, а в слабо окрашенных плеохроизм не наблюдается.

Синевато-зеленый титан-авгит плеохроирует несколько слабее.

2 V титан-авгита, независимо от окраски колеблется в пределах 48—52°, n_{Ng} в пределах 44—48°.

Наблюдается сильная дисперсия оптических осей, в результате чего в скрещенных николях невозможно добиться полной темноты.

Чаще, титан-авгит свежий, неизменный, — но местами замещается вторичными продуктами: роговой обманкой, биотитом и хлоритом. Титан-авгит часто заключает в себе идиоморфные зерна апатита и плагиоклаза. Некоторые кристаллы апатита, заключенные в зерне титан-авгита, продолжают существовать в смежном зерне амфибола, который, по-видимому, образовался за счет титан-авгита.

Титан-авгит очень часто окаймляется резко плеохроирующим зеленым эгирит-авгитом, процентное содержание которого в шлифах ничтожное.

Независимые образования эгирит-авгита в изученных нами шлифах не наблюдались.

В некоторых шлифах тешенитов, наряду с титан-авгитом наблюдался в малом количестве и желтовато-зеленый диопсид-авгит.

Химия и термография пироксенов

Из всех породообразующих минералов, пироксены, по сложности и не постоянству химического состава почти не имеют себе равных. Это обстоятельство особо четко выступает в моноклинных пироксенах. Одни и те же пироксены из различных месторождений имеют различный состав; более того, в одной и той же изверженной породе пироксены порфирировых выделений по составу отличаются от пироксенов основной массы. Нередко даже одно и то же зерно в своих разных частях имеет разный состав.

Сложность состава обусловлена возможностью образования пироксенами с двухвалентными катионами (Mg, Fe, Ca, Mn, Zn...) двойных солей, например $Ca SiO_3 : Mg SiO_3$ или $Ca SiO_3 : Fe SiO_3$, возможностью образования двойных силикатов щелочных и трехвалентных катионов (R_2O , R_2O_3) и широким изоморфизмом этих соединений в некоторых случаях достигающих неограниченной растворимости. Проявляя на первый взгляд метасиликатную природу $RSiO_3$, с кристаллохимических позиций пироксены не могут быть отнесены к метасиликатам, так как, благодаря бесконечной размерности цепи, моно-метасиликат, как это ранее представлялось для энстатита, гиперстена, или волластонита, в природе в виде $Ca [SiO_3] Mg [SiO_3]$ или $Fe [SiO_3]$ существовать не может.

Образуя типичные структуры с ионными связями, при отсутствии в их составе высокополяризуемых ионов пироксены проявляют

Сводная таблица оптических

Местонахождение	В. Сванетия	Уш. р. Чхеримела, с. Нуниси, г. Мтавари	Боржомский район	Г. Самеба, Чохатаури, Насакирали	Цихис-Дзири, Махинджаури, Дагва
Породы	Интрузии г. Киар и г. Абакур	Туфогенная свита	Диабазы, порфириды	Порфирит	Порфириды
Минерал	Диопсидовый пироксен	Диопсид-авгит; диопсидовый пироксен	Диопсид-авгит; диопсидовый пироксен	Диопсид-авгит; диопсидовый пироксен	Диопсид-авгит; диопсидовый пироксен
Цвет, плеохроизм	Бесцветный	Бледно-зеленый с желтоватым оттенком; бесцветный	Бледно-зеленый с желтоватым оттенком; бесцветный	Бледно-зеленый с желтоватым оттенком; травянисто-зеленый; бесцветный	Бледно-зеленый с желтоватым оттенком; бесцветный
2V	54—55°	55—64°	54—58° 53—55°	56—60°	54—56°
cNg	37—39°	55—48°	44—48° 39—46°	42—46°	40—44°
Ng'	—	1,719 ± 0,002	—	1,717 ± 0,002	1,702 ± 0,002
Np'	—	1,698 ± 0,002	—	1,690 ± 0,002	1,673 ± 0,003
Ng'—Np'	—	0,021	—	0,027	0,029

*) Термины „диопсидовый пироксен“ употребляется для обозначения бесцветных зерен авгита сравнительно маленькими значениями 2V и cNg, которые, по-видимому, содержат диопсидовую молекулу больше 80%.

ряд специфических свойств — высокую твердость (5—6 по Моосу), относительную оптическую прозрачность, химическую стойкость, а также относительно высокую температуру плавления.

Цепочечное строение пироксенов, часто весьма сложный химический состав, являются причиной принадлежности их к низким сингониям, придавая кристаллам общую вытянутость в одном направлении. Яркая выраженная анизотропия в росте, с одной стороны, двухразмерная ориентировка кислородов несущих по одному свободному отрица-

Таблица 5

констант изученных пироксенов

Ташискарн, Квишхети	Ахалцихский район	Цалкинский район, Дманисский район	Дманисский район (Кечутский хр.)	с. Курсеби, г. Самглия, с. Сакунети
Л а в ы	Компониты	Л а в ы	Л а в ы	Тешениты
Диопсид-авгит, диопсидовый пироксен	Диопсид-авгит, диопсидовый пироксен	Диопсид-авгит, диопсидовый пироксен	Гиперстен	Титан-авгит
Бледно-зеленый с желтоватым от- тенком бесцвет- ный	Светло-зеленый с желтоватым, или синеватым оттен- ком; травянисто- зеленый; бесцвет.	Бледно-зеленый с желтоватым от- тенком; бесцвет- ный	Светло-зеленый; бледно-буровато- зеленый; бледно- желтовато-зеле- ный	Сиреневато- розовый то же самое; розовато- желтый
52—60°	52—58°	51—62°	—68—70°	48—52°
42—45°	36—47°	34—47°	С и редко 6—8°	44—48°
1,711 ± 0,002 1,702 ± 0,002	1,713 ± 0,002 1,704 ± 0,002	—	—	—
1,684 ± 0,002 1,676 ± 0,002	1,688 ± 0,002 1,680 ± 0,002			
0,027 0,026	0,025 0,024			

тельному заряду, погасающемуся соответствующими катионами, с дру-
гой стороны, обуславливают призматическую спайность пироксенов².

² Как известно, еще предшествующие исследователи условно относили к этой
группе различные по физическим свойствам, морфологическим особенностям и генезису
ряд минералов — воластонит, ксонотлит, родонит и ряд других, отличные от пироксе-
нов, свойства которых при идентичности их составов объяснить не удавалось.

За последние годы Х. М. Мамедову и Н. В. Белову [17] удалось расшифровать их
отличную от нормальных пироксенов структуру. Благодаря близости их химического
состава с нормальными пироксенами, следуя установившейся номенклатуре, они за
этими минералами сохранили групповое название «пироксеноиды».

Из одной и той же мономинеральной пробы брались навески для химического анализа, для спектральных исследований, для термического и рентгеноструктурного изучения, а также для определения удельного веса исследуемой мономинеральной пробы. Ясно, что химическим исследованиям предшествовало изучение шлифов пород под микроскопом, так что пироксены подвергшиеся химическому изучению, предварительно были оптически охарактеризованы. Из данных химических анализов, как вновь выполненных, так и известных в литературе, нами были вычислены кристаллохимические формулы, а так же с учетом представлений Чермака и В. Н. Вернадского, для характеристики состава пироксенов содержащих R_2O_3 вычислялись пироксенслагающие отдельные минеральные компоненты. В соответствующих таблицах приводятся химические анализы, полуколичественная спектральная характеристика и кристаллохимические формулы пироксенов юрских, среднеэоценовых и верхнеэоценовых пород.

Таблица 6

Химические анализы пироксенов юрских пород

Месторождение	Вещацхаро	Келасури	Киран
Окислы	количество в %	количество в %	количество в %
SiO ₂	48,21	47,80	43,52
TiO ₂	0,75	0,47	
Al ₂ O ₃	3,17	1,83	2,04
Fe ₂ O ₃	3,52	6,03	} 27,52
FeO	6,87	4,08	
MnO	0,15	0,09	0,12
Cr ₂ O ₃	—	0,25	
CaO	19,24	20,35	19,71
MgO	15,48	15,12	4,69
BaO	—	следы	
SO ₃		0,2	
K ₂ O	0,39	0,30	нет
Na ₂ O	1,32	1,16	нет
H ₂ O—110	0,75	1,28	0,52
H ₂ O+110	2,01	1,10	1,68
Сумма	101,86	100,06	99,80
Аналитик	Д. С. Белянкин	О. Ф. Размадзе	П. А. Тауглих
Лит. источник	Д. С. Белянкин [2]	Г. С. Дзоценидзе [10]	В. А. Гошвили [9]
Породы	Диабазы	Порфириды	Скарн

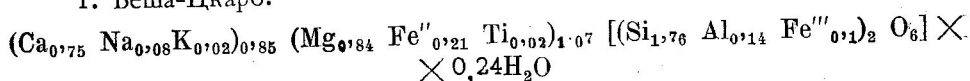
Таблица 8

Химические анализы пироксенов верхнеэоценовых пород

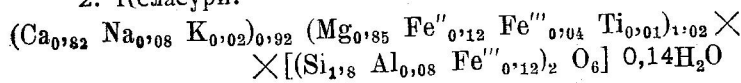
Место- рождение	Бахмаро	Цихисдзири	Дагва	р. Супса	Чаква
Окислы	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %
SiO ₂	47,36	50,37	49,98	46,29	49,56
TiO ₂	1,05	0,37	0,55	—	—
Al ₂ O ₃	2,01	4,55	5,14	4,52	5,70
Fe ₂ O ₃	4,70	3,59	3,78	6,38	1,73
FeO	7,94	3,88	5,20	4,54	5,47
MnO	0,21	0,07	0,11	0,35	0,60
P ₂ O ₅	следы	следы	следы	—	—
Cr ₂ O ₃	нет	0,15	0,07	—	—
V ₂ O ₅	—	0,03	0,04	—	—
NiO	—	—	следы	—	—
CaO	20,07	22,62	20,68	23,22	20,61
MgO	14,76	12,70	13,90	14,03	12,65
SO ₃	0,9	0,30	0,34	—	—
K ₂ O	0,66	следы	следы	—	0,46
Na ₂ O	1,02	0,81	следы	—	3,01
H ₂ O < 110°	0,42	0,27	0,16	—	0,05
H ₂ O > 110°	0,08	0,25	0,20	нет	0,36
Сумма	101,18	99,96	100,15	99,56	100,20
Аналитик	О. Ф. Раз- мадзе	В. И. Коби- швили	В. И. Коби- швили	А. Ульянов	К. Д. Глинка
Лит. источн.	Г. Д. Дзоце- нидзе [10]	Приводится впервые	Приводится впервые	П. Н. Чир- винский и А. А. Улья- нов [29]	К. Д. Глинка [8]
Породы		Авгитовый порфирит	Авгитовый порфирит	Песок р. Супса	Порфирит

Кристаллохимические формулы пироксенов

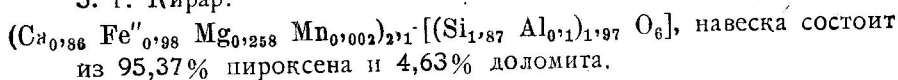
1. Веша-Цкаро:



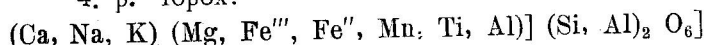
2. Келасури:



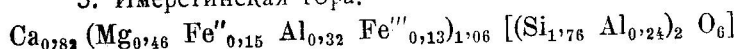
3. г. Киар:



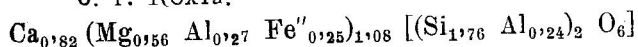
4. р. Чорох:



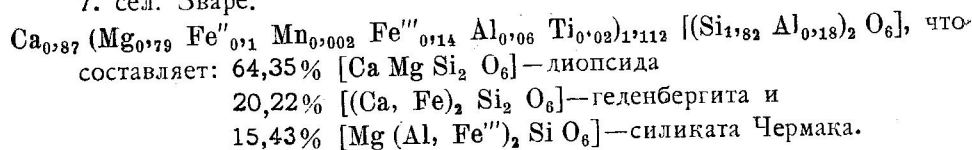
5. Имеретинская гора:



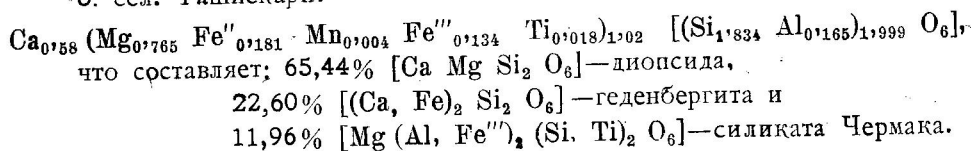
6. г. Кохта:



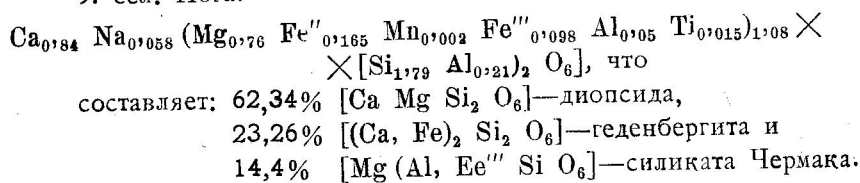
7. сел. Зваре:



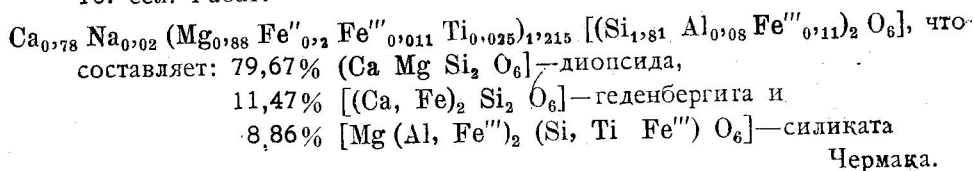
8. сел. Ташикари:



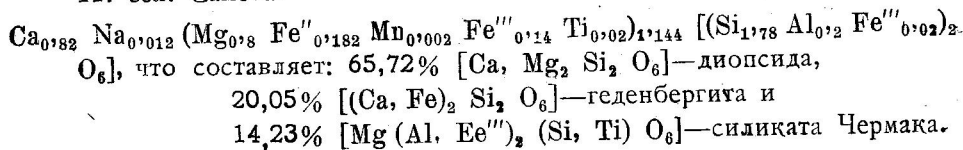
9. сел. Нога:



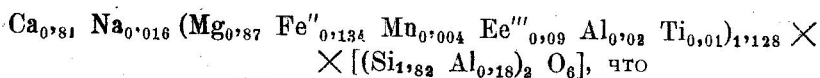
10. сел. Рабат:



11. сел. Самеба:

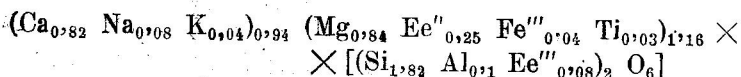


12. сел. Букисцихе:

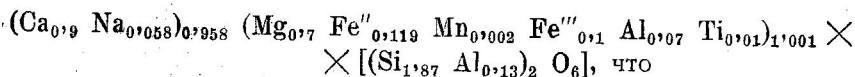


составляет: 75,71% $[\text{Ca Mg Si}_2 \text{O}_6]$ —диопсида,
12,23% $[(\text{Ca}, \text{Fe}'')_2 \text{Si}_2 \text{O}_6]$ —геденбергита и
12,06% $[\text{Mg} (\text{Al}, \text{Fe}''')_2 \text{SiO}_6]$ —силиката Чермака.

13. сел. Бахмаро:

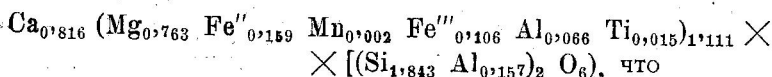


14. сел. Цихисдзир:



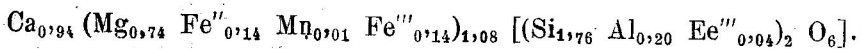
составляет: 61,35% $[\text{Ca Mg Si}_2 \text{O}_6]$ —диопсида,
26,22% $[(\text{Ca}, \text{Fe})_2 \text{Si}_2 \text{O}_6]$ —геденбергита и
12,43% $[\text{Mg} (\text{Al}, \text{Fe}''')_2 \text{Si}_2 \text{O}_6]$ —силиката Чермака.

15. сел. Дагва:



составляет: 65,71% $[\text{Ca Mg Si}_2 \text{O}_6]$ —диопсида,
20,71% $[(\text{Ca}, \text{Fe})_2 \text{Si}_2 \text{O}_6]$ —геденбергита и
13,54% $[\text{Mg} (\text{Al}, \text{Fe}''')_2 (\text{Si}, \text{Ti}) \text{O}_6]$ —силиката Чермака.

16. Песок р. Супса:



17. сел. Чаква:

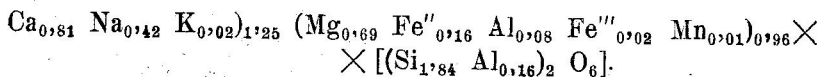


Таблица 9

Таблица спектральных анализов пироксенов

Месторождение	>1%	n—0, n%	0, n—0, 0n%	0, 0n—0, 00n%	0, 00n—0, 000n%
Зваре	—	Ni, Cr, V	Co, Ba, Cu,	Sn, Ga, Be, Li	W, Sr
Ташискари	—	V	Ni, Co, Cr, Cu	Ti, Ba, Ga	Sr, Be
Нога	—	V	Ni, Co, Cr, Ti	Cu	Ba, Ga, Be
Рабат	—	V	Ni, Co	Zr, Cu, Ga	Ba, Mo
Самеба	—	V	Ni, Co, Cr	Cu	Ba, Ga, Be, Li
Букисцихе	—	V	Ni, Co, Cr, Ti	Cu, Ga	Ba, Mo
Цихисдзир	V	Ni, Ba, Cr	Sr, Cu, Ti	W, Sn, Ga, Be, Li	Zr
Дагва	—	Ni, Cr	V, Co	Ba, Cu	Ti, W, Sr, Sn, Ga

Аналитик Т. Мchedlishvili

Лит. источн. приводятся впервые

Как мы видим из таблицы 9, данные спектрального анализа находятся в полном согласии с химическими: никель, хром, ванадий и кобальт, дают содержания одного порядка. Форма вхождения редких и рассеянных элементов отмеченных в таблице спектральных анализов не требует пояснения, т. к. хорошо известна способность пироксенов к широкому изоморфным замещениям.

На рис. 9 приводится термовесограмма авгита из Зваре

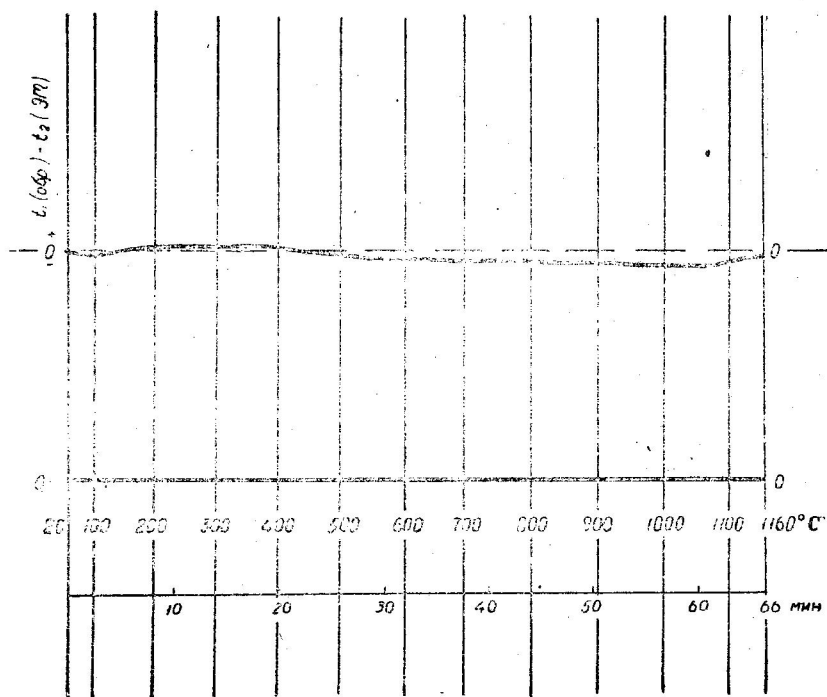


Рис. 9

Эталон-Шамот. Напряжение начальное — 85 V; конечное — 215 V; время — 54 мин; навеска — 92,1 мг; потери нет

Как видно на термограмме авгит из андезитов-базальтов ущелья реки Зваре — является термически инертным.

Ниже приводимая термовесограмма (рис. 10) для авгита из Дагвы.

Как видно на термограмме авгит из авгитового порфирита окр. сел. Дагва является термически инертным.

Кроме приведенных, нами были сняты термограммы авгитов из Ташикар, Нога, Рабат, Самеба, Букислихе и Цихисдзири; ввиду того что все авгиты указанных участков термически инертны, мы не приводим соответствующих термограмм.

Связь химического состава пироксенов с оптическими свойствами

Если трудами преимущественно русских ученых (Е. С. Федоров, В. В. Никитин, А. Н. Заварицкий, В. С. Соболев, Л. А. Варданянц), разработана методика оптического определения состава плагиоклазов, позволяющая с высокой точностью оптически определять любые соот-

ношения альбитовой и анортитовой молекулы в изоморфном ряду плагиоклазов, то для группы пироксенов столь либо убедительной методики пока не существует. Многочисленные попытки создать соответствующие диаграммы, — оптические свойства — состав, являются не совершенными. Так, существующие диаграммы Tomito [42], Веселовской [7], Хесса [35] и др. страдают различными недостатками.

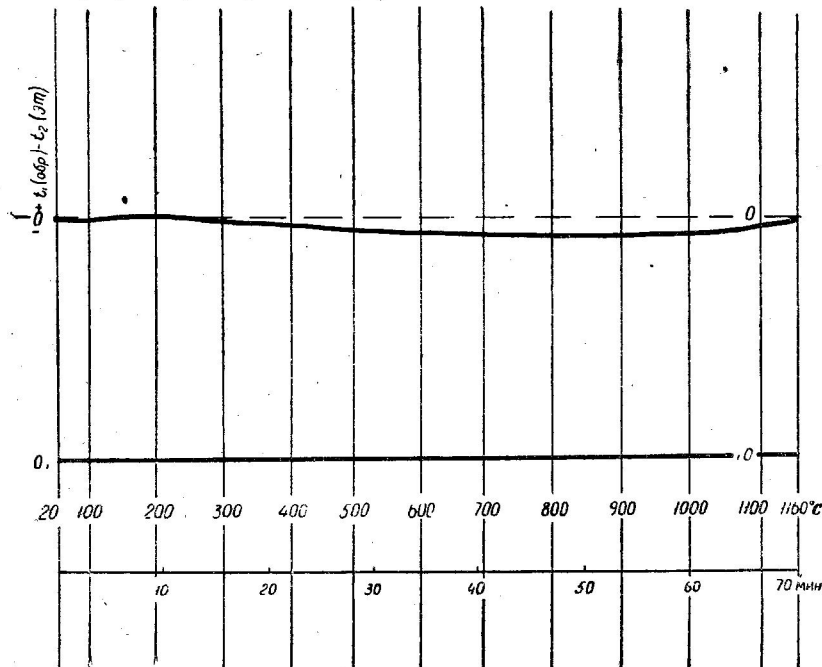


Рис. 10.

Эталон-Шамот. Напряжение начальное—85; конечное—230; время — 70 мин.; навеска — 126,6 мг; потери нет

В этих исследованиях не учитывается роль окиси железа, хрома, трех- и четырехвалентного титана, алюминия, то есть катионов входящих в состав силиката Чермака, наличие которых, как доказал А. И. Цветков [28], существенно влияет на оптические свойства пироксенов. Большинство известных диаграмм строятся с учетом лишь трех компонентов слагающих диопсид: CaSiO_3 ; MgSiO_3 ; FeSiO_3 , что не отвечает многообразию природных пироксенов.

С другой стороны, как показала М. М. Веселовская [7], на оптические свойства пироксенов не малое влияние оказывают так же условия их образования. Пироксены одного и того же состава, образованные в различных условиях характеризуются отличными оптическими свойствами.

Исследователь при изучении вопроса связи оптики с составом встречается с большими трудностями, из которых, помимо сложности и изменчивости в составе, почти невыполнимую задачу составляет отборка для анализа чистой мономинеральной фракции. С другой стороны, сложность состава пироксенов не позволяет учесть влияние той или иной составляющей пироксена на его оптические свойства.

Все эти трудности были обойдены в блестящем исследовании А. И. Цветкова [28] на синтезированных им, заданного химического состава, чистых пироксенах.

Подбирая шихту—чистый диопсид с силикатом Чермака различного состава и различных количественных соотношений, А. И. Цветков сумел доказать раздельное влияние окиси железа, алюминия, хрома, трёх и четырехвалентного титана на оптические свойства щелочноземельных пироксенов, изобразив данные на соответствующих диаграммах.

По данным А. И. Цветкова для искусственных пироксенов с заданным химическим составом, для каждого отдельного случая изоморфных замещений, установлены соответственные изменения физических свойств — окраски, удельного веса и в особенности оптических констант.

По нашему твердому убеждению, закономерности установленные для чистых, заданного состава искусственных пироксенов не могут быть использованы для естественных пироксенов.

Как видно из таблиц химических анализов пироксенов Грузии (табл. 6, 7, 8) количества TiO_2 ; Cr_2O_3 ; V_2O_5 настолько малы, что ими можно пренебречь и составить таблицу (табл. 10), в которой показатели преломления и сила двойного лучепреломления для Fe_2O_3 исправлены за счет FeO и Al_2O_3 .

Таблица 10

Место- нахождение пироксена	Fe_2O_3 в %	FeO в %	Al_2O_3 в %	Непосредственно измеренные			Получены по диа- граммам А. В. Цвет- кова с поправками на FeO и Al_2O_3		
				Ng'	Np'	$Ng' - Np'$	Ng	Np	$Ng - Np$
				($\pm 0,002$)	($\pm 0,002$)				
Зваре	5,02	3,29	5,55	1,719	1,698	0,021	1,737	1,687	0,050
Ташискари	4,81	5,82	3,81	1,711	1,684	0,027	1,732	1,692	0,040
Рабат (Ахалцихе)	7,73	6,06	1,75	1,7164	1,690	0,026	1,748	1,713	0,035
Цихидзири	3,59	3,88	4,55	1,702	1,673	0,029	1,708	1,683	0,025
Чакви	1,73	5,47	5,70	1,702	1,673	0,029	1,721	1,691	0,030

Согласно А. В. Цветкову [28], каждый весовой процент FeO увеличивает показатель преломления на 0,0021.

Таблица показывает, что расхождения в показателях преломления и силы двойного лучепреломления измеренных непосредственно на природных авгитах и вычисленных по графическим данным для искусственных пироксенов даже при учете соответствующих поправок настолько велики, что для природных пироксенов известные графики, состав—оптические свойства, не могут быть применены.

С другой стороны, давно известные закономерности связи состава минералов с оптическими свойствами могут применяться и в столь сложных и изменчивых по составу минералах, каковыми являются пироксены.

Как уже указывалось в главе, посвященной оптическим свойствам, в эффузивных формациях Грузии резко выделяются минимум две генерации пироксенов, а если считать отдельные, отличные по составу зоны в наблюдаемых здесь зональных авгитах, за отдельные генерации (как это принимают некоторые исследователи), то количество генерации значительно возрастает. Главными-же останутся две генера-

ции: порфи́ровые, крупнокристаллические, свободного роста интрателлурические выделения и, микролиты основной массы.

Как при исследовании отдельных зон, в зональных авгитах, указанные выше закономерности в пределах одного эффузива, не говоря уже одного зерна, являются решающими для распознавания сравнительного состава отдельных генераций и зон.

Оптически: данными нам удалось доказать, что пироксены микролитов в пределах одного эффузива всегда более богаты железом, чем пироксены порфи́ровых выделений того-же эффузива, или что в зональных авгитах количество железа увеличивается от центральных зон к периферическим.

Таким образом, благодаря оптическим свойствам мы можем судить об относительном изменении в составе пироксенов в пределах одного эффузива. Что-же касается многочисленных диаграмм различных авторов, оптические свойства — состав, то они могут пролить свет лишь в пределах группового определения состава пироксенов.

Ксонотлит

Особый интерес представляет впервые для СССР описанный А. А. Флоренским и Г. П. Барсановым [26] редкий контактовый пироксеноид ксонотлит из контактовых палеозойских мраморов около сел. Цнелиси, в карьере Деда-калия (Дедакани по указанным авторам) Юго-Осетинской автономной области Грузинской ССР. Мы специально посетили этот заброшенный карьер, собрали дополнительный материал и провели некоторые дополнительные исследования, в частности, рентгенометрические и термографические.

На табл. 11 приводится химический анализ и соответствующие расчеты кристаллохимической формулы ксонотлита.

А. А. Флоренским и Г. П. Барсановым произведен пересчет молекулярной формулы исследуемого ими минерала. Связав с CO_2 количество Са необходимое для образования кальцита, попавшего в навеску при отборке они дают формулу ксонотлита в виде $5 \text{Ca SiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, указывая на некоторый избыток воды.

За последние годы Х. С. Мамедовым, Н. В. Беловым [16] была расшифрована структура ксонотлита, кристаллохимическая формула которого отвечает $\text{Ca}_6 [\text{Si}_6 \text{O}_{17}] [\text{OH}]_2$.

Мы провели соответствующий пересчет данных анализа при общем делителе $2589 : 19 = 136,21$ нашего минерала (см. табл. 11) и получили формулу $\text{Ca}_{5,99} [\text{Si}_{5,99} \text{O}_{17}] [\text{OH}]_2$, что отвечает (в пределах точности анализа) кристаллохимической формуле предложенной Х. С. Мамедовым и Н. В. Беловым.

Согласно данным А. А. Флоренского и Г. П. Барсанова полностью совпадающих с нашими, ксонотлит образует досчато-занозистые массы, выполняющие жилы, секущие всю толщу мрамора. Встречается он так же в пустотах, образуя агрегаты шелковистых радиально-лучистых, розовых, белых и палевых иголочек до 2 сантиметров длиною. Изучение оптических свойств показало, что показатели преломления ксонотлита Деда-калия равны:

$\text{Ng}' = 1,593 \pm 0,002$; $\text{Np}' = 1,582 \pm 0,002$. а сила двойного лучепреломления $\text{Ng}' - \text{Np}' = 0,010$.

Удельный вес тщательно отобранной навески оказался равным 2,694 (опр. В. И. Кобиашвили).

Таблица 11

Аналитик В. А. Молева

Окислы	В %	Молекулярные количества	Количество молекул необходимых для Ca CO ₃	Остаток молекул для ксонолита	Количество молекул в ксонолите	Пересчеты для кристаллохим. формулы			
						Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода приведен. к 19	Число атомов катионов	Число атомов кислорода пер. на 19
SiO ₂	48,96	816		816	1	1632	11,08	816	5,99
TiO ₂	нет	—							
Al ₂ O ₃	следы	—							
Fe ₂ O ₃	0,38	3							
CaO	46,94	840	24	816	1	816	5,99	816	5,99
MgO	0,05	—							
K ₂ O	0,06	—							
Na ₂ O	0,05	—							
CO ₂	1,04	24	24						
H ₂ O < 110°	0,15	—							
H ₂ O > 110°	2,53	141		141	0,16	141	1,03	282	2,06
Сумма	100,16					2,589	19,00		

Этот контактовый «пироксеноид» по своей структуре отличается согласно исследованиям Х. С. Мамедова и Н. В. Белова от пироксенов, приближаясь к структуре волластонита, постоянно с ним ассоциирующим. Наличие воды с одной стороны и своеобразное ленточное строение (косые ленты) приближают этот пироксеноид к структуре амфиболов.

По нашей просьбе в рентгеноструктурной лаборатории Института физической и органической химии АН ГССР Ц. Геджадзе была впервые для отечественного ксонотлита снята дебаеграмма этого минерала из Деда-калия.

Идентификация нашего минерала с эталоном ХРДС [43] ксонотлита из острова Ройль, (Мичиган), показала допустимую сходимость данных. На таблице 12 приводятся наши данные и сопоставления с эталоном.

Главные 5 линий d^2/n для ксонотлита из Деда-калия.

- 4) 4,239 к X при J=3
- 5) 3,605 к X „ J=4
- 6) 3,214 к X „ J=2,5
- 8) 3,070 к X „ J=8
- 14) 2,030 к X „ J=7.

В лаборатории термического анализа отдела минералогии Геологического института АН Грузинской ССР, впервые на отечественном материале, был проведен термовесовый анализ ксонотлита из Деда-калия.

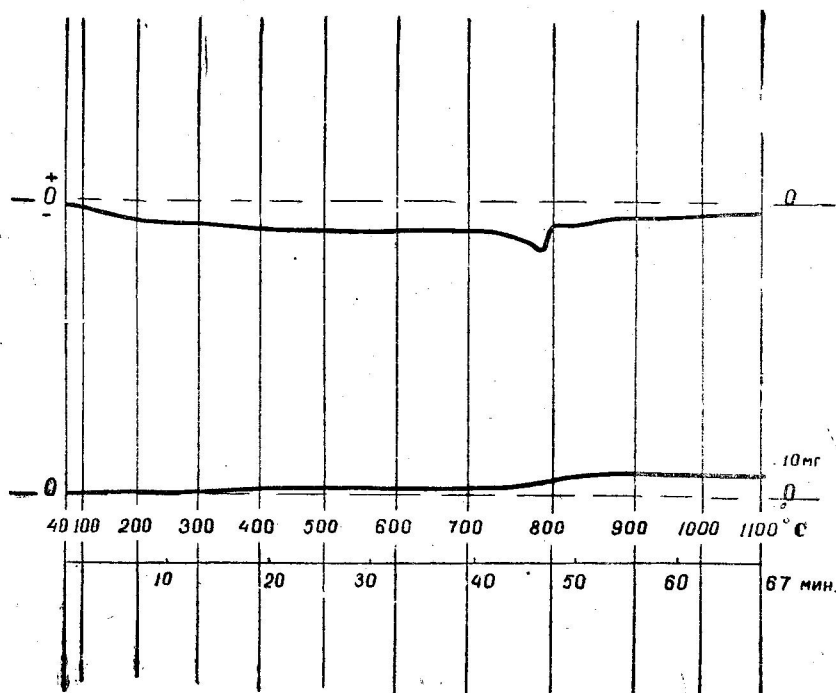


Рис. 11. Термовесовая кривая ксонотлита

Эталон Al_2O_3

Нач. напр. — 90 v

Конечное напр. 220 v

Таблица 12

Ксонотлит

Ущ. Деда-калия:

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂	H ₂ O
Весовые %	48,96	—	—	0,38	46,94	0,05	0,06	0,05	1,04	2,53

Режим работы: Анод Cu, диаметр камеры—57,3 мм

№№ пп	Кристаллы из Деда-калия		Этталон по ХРДС		$\Delta\alpha =$ $=\Delta_{\text{эк}} - \Delta_{\text{эт}}$	№№ пп	Кристаллы из Деда-калия		Этталон по ХРДС	
	J	$d_{\alpha/n}$	J	$d_{\alpha/n}$			J	$d_{\alpha/n}$	J	$d_{\alpha/n}$
1	2	6,95				24	1	1,357	—	—
2	1,5	5,493				25	2	1,327	—	—
3	1,5	4,724				26	2	1,301	—	—
4	3	4,239	8	4,22	0,019	27	1,5	1,251	—	—
5	4	3,605	10	3,61	-0,005	28	2,5	1,225	—	—
6	2,5	3,214	8	3,24	-0,026	29	1	1,195	—	—
7	8	3,070	8	3,07	0,00					
8	4	2,821	6	2,82	0,001	30	2,5	1,152	—	—
9	4	2,673	6	2,68	-0,007	31	4	1,105	—	—
10	3,5	2,496	6	2,49	0,006					
11	2	2,335				32	4	1,071	—	—
12	2,5	2,255	4	2,55	0,005	33	2,5	1,033	—	—
13	1	2,161				34	2	1,011	—	—
14	7	2,030	8	2,03	0,000	35	2,5	0,983	—	—
15	8	1,941	8	1,940	0,001	36	1	0,960	—	—
16	5	1,831	6	1,826	0,005	37	2,5	0,923	—	—
17	1,5	1,747	4	1,748	-0,001					
18	4	1,707	6	1,705	0,002					
19	1,5	1,642	4	1,679	-0,037					
20	2	1,581								
21	4	1,519								
22	3	1,425								
23	3,5	1,387								

Навеска — 70,9 мг, потеря—5,08 мг, что составляет 7,16%. Как это видно из термовесогаммы, на дифференциальной термической кривой в пределах 690—800° С ярко выражен один эндотермический эффект с пиком при 790°С. Эндотермической реакции соответствует, как это видно на нижней кривой потерь, симбатно идущая потеря воды. У В. П. Ивановой [13] приводится дифференциальная термокривая для ксонотлита (месторождение не указано). На этой кривой так же отмечается только одна эндотермическая реакция, но в пределах 800—900°С с пиком при температуре 850°.

Нам кажется, что некоторое понижение температуры эндотермической реакции для ксонотлита из Деда-калия, и некоторая завышенная против анализа цифра потери, должны быть вызваны примесью СаСО₃ попавшего в навеску при отборке мономинеральной фракции.

II. АМФИБОЛЫ

Амфиболы, так же как и пироксены играют весьма существенную роль фемических породообразующих минералов горных пород Грузии.

Если пироксены, как могли мы видеть, преимущественно входили в состав эффузивных пород, то амфиболы являются породообразующими минералами как интрузивных, так и эффузивных горных пород Грузии. Характеризуясь, по сравнению с пироксенами значительно большим диапазоном термо-динамических условий образования, амфиболы помимо магматогенных пород встречаются в Грузии так же и в глубокометаморфизированных породах, как контакт-метасоматические образования, в гидротермальных ассоциациях и, наконец, как вторичные минералы, преимущественно образованные за счет пироксенов.

На отдельных примерах, мы постарались по возможности полностью осветить амфиболы из основных генетических типов, используя для этой цели наши наблюдения, а также многочисленные данные, имеющиеся в богатой петрографической литературе по Грузии.

Рентгенометрические исследования амфиболов

С целью определения межплоскостных расстояний роговых обманок, актинолит-асбеста и в баркевикита из пород Грузии на тщательно отобранных мономинеральных навесках, были проведены рентгенометрические исследования методом Дебая.

Дебаграммы снимались, по нашей просьбе, в лаборатории Кавказского института минерального сырья Н. П. Вяхиревым (табл. 14), сотрудником отдела минералогии Геологического института АН ГССР, Т. В. Батиашвили (табл. 13) и наконец, в рентгеновской лаборатории кафедры кристаллографии Ленинградского Гос. Университета, аспирантом отдела минералогии нашего института Г. И. Насидзе, руководство которому оказали В. А. Франк-Каменецкий и Г. А. Сидорова (табл. 15).

В нижеследующих таблицах приводятся результаты измерений и проведенные нами сопоставления с эталлонными данными В. И. Михеева [18]. На каждой дебаграмме выделены по шести наиболее характерных линий.

В особых условиях оказалась дебаграмма баркевикита, для которой мы не смогли найти эталлонные данные ни у В. И. Михеева, ни в имевшемся в нашем распоряжении, английском справочнике XRДС, (1944) [43]; по-видимому, дебаграмма для баркевикита еще не снималась.

В силу изложенного, в таблице приводим дебаграмму баркевикита из тешенита селения Сакунети.

Что же касается амфибол-асбеста, дебаграмма которого сопоставлялась с эталлонными данными Михеева, то полученные показатели позволяют отнести его к актинолит-тремолитовой разности.

Таким образом, можно заключить, что характер изоморфных замещений в роговых обманках, некоторая наблюдаемая мутабельность в их составе существенно не влияют на размеры их решеток.

А м ф и б о л - а с б е с т

Таблица 13

№№ пк	J	$\bar{d}_{\alpha/n}$	$\bar{d}_{\beta/n}$	№№ пп	J	$\bar{d}_{\alpha/n}$	$\bar{d}_{\beta/n}$	Примечание
1	7	5,288		30	7	1,052		<p>Амфибол-асбест из филлитов сел. Бжиневи</p> <p>Условия съемки:</p> <p>а) диаметр камеры—57,3 мм</p> <p>б) диаметр образца—0,5 мм</p> <p>в) анод Cu, $\lambda_{\alpha}=1,543$ А</p> <p>г) напряжение 35 kV;</p> <p>д) сила тока—14 мА;</p> <p>е) экспозиция—3 часа</p> <p>Химический анализ:</p> <p>SiO₂ — 58,25</p> <p>TiO₂ — 0,07</p> <p>Al₂O₃ — 0,45</p> <p>Fe₂O₃ — 2,21</p> <p>FeO — 3,61</p> <p>MnO — 0,07</p> <p>Cr₂O₃ — 0,04</p> <p>CaO — 8,53</p> <p>MgO — 24,78</p> <p>Na₂O — 0,49</p> <p>H₂O > 110° — 1,47</p>
2	7	4,752						
3	2	(4,055)	3,613	31	1	1,031		
4	8	3,505		32	1	1,008		
5	3	3,361		33	1	(0,997)	0,898	
6	4—5	3,188		34	7	0,981		
7	2	3,080						
8	10	2,780		35	2	(0,954)	0,853	
9	10	2,610		36	2	0,935		
10	5	2,363						
11	5	2,184		37	1	0,909		
12	5	2,049		38	6	0,899		
13	5	1,890		39	1	5,888		
14	2	1,835						
15	2	(1,770)	1,507	40	5	0,859		
16	6	1,711		41	1	0,846		
17	3	(1,623)	1,467	42	1	0,825		
18	6	1,601		43	1	0,818		
19	10	1,530		44	1	0,816		
20	9	1,446						
21	3	1,370						
22	3	1,339						
23	6	1,304						
24	0,5 1	1,284						
25	0,5 1	1,234						
26	2	1,219						
27	2	1,167						
28	0,5	1,121						
29	3	1,081						

Таблица 14

Роговых обманок

Этталон по Михееву
Роговая обм. (795)

Примечание

№№
п/п

J

 $d\alpha/n$

Условия съемки:

- а) диаметр камеры—57,3 мм;
 б) диаметр образца—0,5 мм;
 в) антикатод—Fe; K α ;
 г) напряжение—35 кV;
 д) сила тока—100 мА;
 е) экспозиция—3 часа

Поправка вносилась по особому снимку с NaCl

Окислы

Химические анализы

Дзама

Абакур

Кирар

Гезрула

Этталон по
Михееву

1	4	3,44
2	4	3,30
3	9	3,15
4	5	(2,970)
5	3	(2,825)
6	10	2,71
7	6	2,595
8	6	2,539
9	1	(2,396)
10	6	2,326
11	2	2,282
12	1	(2,194)
13	8	2,155
14	4	2,036
15	6	2,017
16	1	1,893
17	2	1,855
18	3	1,803
19	3	(1,740)
20	5	1,679
21	8	1,645
22	1	1,607
23	8	1,574
24	5	1,529
25	9	1,504
26	2	(1,469)
27	10	1,436
28	7	1,361
29	8	1,334
30	5	1,309
31	8	1,290
32	2	1,276
33	1	1,228
34	6	1,195
35	3	1,163
36	8	1,079
37	2	1,062
38	10	1,049
39	8	1,035

Окислы	Химические анализы				
	Дзама	Абакур	Кирар	Гезрула	Этталон по Михееву
SiO ₂	41,16	41,82	42,36	44,98	49,72
TiO ₂	2,15	2,35	2,24	2,38	0,47
Al ₂ O ₃	14,47	11,43	12,38	10,06	4,78
Fe ₂ O ₃	4,55	5,53	4,21	4,24	4,78
FeO	6,24	8,05	9,96	10,65	5,66
MgO	14,91	14,58	13,64	12,69	14,98
CaO	12,55	11,70	11,70	11,84	12,73
MnO	0,15	0,18	0,31	0,29	0,38
Na ₂ O	2,40	1,70	1,70	1,00	2,39
K ₂ O	0,70	1,00	0,90	0,80	1,33
H ₂ O	0,85	1,33	0,85	1,66	1,33
F ₂	—	—	—	—	1,14

Таблица 15

Баркевикит

№№ пп	J	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	№№ пп	J	$d_{\alpha/n}$	$d_{\beta/n}$	Примечание
1	1 p	3,395	3,077	26	7	1,504	1,364	<p>Анализ баркевикита из те- шенита сел. Сакунети про- изведен Г. И Насидзе</p> <p>Условия съемки:</p> <p>а) диаметр камеры—57,29 мм б) диаметр образца—0,5 мм в) анод—Fe, α, β; г) напряжение 40 кV; д) сила тока—20 мА; е) экспозиция—45 мин.</p> <p>Поправка вносилась по особому снимку с NaCl</p> <p>Химический анализ:</p> <p>SiO₂ — 39,52 TiO₂ — 2,00 Al₂O₃ — 15,57 Fe₂O₃ — 4,38 FeO — 7,20 MgO — 13,28 CaO — 14,05 MnO — 0,07 Na₂O — 1,49 K₂O — 1,64 H₂O — 0,26 F₂ — нет</p>
2	2	(3,286)	2,978	27	2	1,478	1,340	
3	7	(3,113)	2,821	28	10	1,444	1,309	
4	10	2,953	(2,676)	29	4	1,425	1,291	
5	1 p	(2,814)	2,550	30	4	1,409	1,277	
6	8	2,690	(2,438)	31	6 ш	1,367	1,239	
7	10 шр	2,556	(2,316)	32	6 ш	1,336	1,211	
8	1 p	2,409	2,183	33	5 p	1,317	1,1939	
9	7	2,362	2,141	34	5	1,300	1,1785	
10	2 p	2,307	2,091	35	7	1,281	1,1608	
11	3	(2,224)	2,016	36	1 p	1,262	1,1439	
12	8	2,150	1,948	37	3	1,249	1,1319	
13	1 p	2,102	1,906	38	2	1,218	1,1038	
14	8	2,028	(1,838)	39	4	1,203	1,0969	
15	1 p	1,959	1,775	40	2	1,1943	1,0825	
16	3	1,901	1,723	41	3 шр	1,1759	1,0659	
17	1 p	1,863	1,689	42	2	1,1462	1,0389	
18	2	(1,821)	1,650	43	1 p	1,0952	0,9927	
19	3 p	1,747	1,583	44	7	1,0823	0,98097	
20	1 p	1,689	1,531	45	8	1,0724	0,9720	
21	5	1,650	(1,495)	46	3	1,0635	0,9640	
22	4	1,621	1,469	47	10	1,0544	0,95578	
23	5	1,591	1,442	48	5	1,0451	0,94736	
24	7	1,550	1,405	49	6	1,0371	0,94013	
25	4	1,522	1,379	50	6	1,0305	0,93405	
				51	6 шр	1,0226	1,92692	

Микросклерометрические исследования амфиболов

Из механических свойств амфиболов, впервые, как и для пироксе-
нов, методом вдавливания исследовалась их абсолютная твердость или
микротвердость и абсолютная хрупкость с учетом их анизотропности.

В виду отсутствия свободных кристаллов амфибола, изучение механических свойств производилось на искусственных, ориентированных срезах. При этом использовались грани призматической зоны (010) и (110), а также косые, произвольные срезы. На каждом срезе исследовались 5—10 участков в 5—15 точках; во всех случаях применялись нагрузки от 40 до 60 г, при статическом действии нагрузки 5 секунд. Скорость спуска индентора равнялась 10—15 секундам.

Таблица 16
Результаты измерения среднего числа твердости амфибола

Место взятия образца	Грани и направления	Количество измерений	Среднее число твердости	Принятые нагрузки	Категория хрупкости и пластичности	Наиболее удобная нагрузка
Киарар	(010) продольн. поперечн.	13	от 365 до 788	60 грамм.	слабо пластичные	50 гр.
Сакунети	(110) продольн. поперечн.	5	от 480 до 634	60 грамм.	"	"
Абакури	(010) продольн. поперечн.	6	от 361 до 612	40 гр.	"	"
Гезрула	ориентир. срез 110	6	от 321 до 622	40—50 гр.	"	"
Дзама	произвольный срез	8	от 367 до 688	40—50 гр.	"	"

На таблице 17 приводятся данные величин отпечатков в μ для различных амфиболов, при разных нагрузках.

Таблица 17
Величина отпечатков в μ для различных граней амфиболов, при разных нагрузках

Место взятия образца	Грани	Величины отпечатков в нагрузках при		
		40 гр.	50 гр.	60 гр.
Киарар	(010)	10,8—14,6	10,9—12,7	11,9—14,3
Сакунети	(110)	14,6—15,2	—	13,0—14,3
Сакунети	(110)	12,4—13,7	—	9,6—12,1
Абакури	(010)	10,8—14,3	13,6—14,8	11,8—14,2
Абакури	(010)	12,7—14,3	—	—

Приведенные в таблицах данные показывают полную аналогию механических свойств амфиболов и пироксенов.

Таким образом нами устанавливаются:

1. Значительная анизотропия в твердости даже одних и тех же граней внешне одинаковых кристаллов. Неоднородность в твердости проявляется в том, что при одних и тех же условиях измерения в сосед-

них точках какой нибудь грани амфибола, получают отпечатки разной величины (см. таблицу 17).

2. Хотя, в амфиболах разница в размерах отпечатков выражена слабее и равняется 3—5 микронам, однако, наподобие пироксенов, в пределах одной и той же грани призматического пояса кристаллов амфибола, средняя величина твердости в продольном направлении также всегда меньше, чем в поперечных.

3. Непосредственно около трещин и включений, в некоторых кристаллах амфибола, обычно наблюдается сильно пониженная твердость [19].

4. При попытке определить твердость амфибола выше 50 г. получают отпечатки с разрушенными краями, или же происходит деформация не только в области отпечатка, но и на значительной площади вне его и, образуются фигуры давления и осколки.

5. Предельной нагрузкой, или т. н. «Числом хрупкости» (по С. Д. Дмитриеву, 11), ниже которой амфиболы ведут себя как пластичные (за исключением трещиноватых участков), является 50 г. На этом основании амфиболы Грузии по пятибальной шкале хрупкости попадают вместе с пироксенами в третью группу, т. е. в группу слабопластичных минералов.

Микроскопическое исследование амфиболов

Вторым главнейшим темноцветным компонентом изученных пород является амфибол.

Этот минерал изучался нами в амфиболитах и габбро Дзирульского кристаллического массива, в неинтрузиях Верхней Сванетии, в порфиритах ущ. р. Чхеримела, г. Шиш-ял и сел. Джавахи, в молодых лавах Кечутского хребта и в тешенитах западной Грузии.

В отмеченных породах амфибол, главным образом, представлен обыкновенной роговой обманкой, но иногда наряду с ней наблюдаются амфиболы тремолитового и актинолитового ряда. В тешенитах западной Грузии доминирует баркевикит.

Роговая обманка является главной составной частью амфиболитов Дзирульского кристаллического массива.

Роговая обманка амфиболитов Дзирульского кристаллического массива, в шлифах имеет зеленый цвет с резким плеохроизмом в желтовато-зеленых и синевато-зеленых тонах. Схема плеохроизма ее следующая:

Ng — желтовато-зеленый, или синевато-зеленый,

Nm — светло-зеленый с слабым желтоватым, или синеватым оттенком.

Np — очень бледно-желтый, или очень бледно-зеленовато-желтый.

Схема адсорбции $Ng > Nm \gg Np$.

Угол оптических осей роговой обманки амфиболитов Дзирульского массива большой; преимущественно в пределах $72-86^\circ$, но иногда доходит до $\pm 90^\circ$. cNg в пределах $10-17^\circ$.

$$\frac{Ng' = 1,675 \pm 0,002 \quad Np' = 1,650 \pm 0,002}{Ng' - Np' = 0,028}$$

Роговая обманка, содержащаяся в габбровых породах Дзирульского кристаллического массива, во многом аналогична роговой обманке

амфиболитов. У них одинаковые пределы колебания $2V$, cNg и показателей преломления.

Как показали измерения (иммерсионными жидкостями, методом порошка), изменение показателей преломления роговой обманки габбровых пород, взятых на разных участках ущелья р. Гезрулы, совершенно ничтожное и не превышает допустимой погрешности метода ($\pm 0,004$).

Роговая обманка габбро, также как и роговая обманка амфиболитов, в подавляющем большинстве случаев зеленого цвета с желтоватым, синеватым или буроватым оттенком. Очень редко она бывает бесцветной — и то не полностью.

Нередки случаи, когда у одного индивида на разных участках наблюдается разная окраска — от бесцветной, до зеленого разной интенсивности и с разными оттенками (желтоватыми, синеватыми и буроватыми).

Желтоватые и буроватые оттенки наблюдаются преимущественно в центральных частях кристалла, а синеватые оттенки более характерны для периферических зон.

Образования роговой обманки как в амфиболитах, так и в габбро в большинстве случаев свежие, лишь местами частично замещены биотитом, хлоритом и, очень редко, эпидотом. По спайности некоторых кристаллов роговой обманки, отлагается мутная, непрозрачная глинистая масса.

Обыкновенная роговая обманка широко распространена в породах слагающих неонитрузии Верхней Сванетии, где она нередко наблюдается в виде хорошо развитых, крупных фенокристаллов. Под микроскопом обнаруживается, что разные ее индивиды окрашены в разные цвета: — в зеленые (разной интенсивности), или бурые. Часто окраска меняется даже в пределах одного индивида.

Непостояна также и интенсивность окраски, — наблюдается целый ряд переходов от густоокрашенных кристаллов до бледных (имеются в виду одинаковые сечения). Изменение интенсивности окраски, довольно часто наблюдается в пределах одного зерна (табл. X, фото 29 а, б). Неоднородные участки кристалла обычно обладают различной интерференционной окраской (табл. XI, фото 32).

У зеленой роговой обманки наблюдаются разные оттенки: — грязноватые, желтоватые, коричневатые, синеватые.

Плеохроизм по следующей схеме:

- Ng — темно-зеленый, почти непрозрачный;
оливково-зеленый; грязновато-зеленый;
темно-зеленый с желтоватым оттенком;
темно-зеленый с синеватым оттенком; травянисто-зеленый с желтоватым оттенком.
- Nm — наблюдаются те же цвета, но более светлых тонов.
- Np — бледно-зеленовато-желтый; бледно-зеленый бледно-желтый; бледно-коричневато-желтый; иногда почти бесцветный.

Угол оптических осей зеленой роговой обманки всегда отрицательный и меняется в довольно широких пределах $60-80^\circ$, чаще же $-72 + 76^\circ$. cNg в пределах $10-20^\circ$. Надо отметить также слабую дисперсию оптических осей.

С зеленой роговой обманкой тесно связана бурая роговая обманка, обычно, они наблюдаются вместе.

Для бурой роговой обманки характерны грязноватые, желтоватые и зеленоватые оттенки. По Ng она не такая темная как зеленая, и поэтому ее плеохроизм кажется сравнительно не резким, несмотря на то, что по Np она тоже очень светлая.

Схема плеохроизма:

Ng — бурый, с грязноватым, с желтоватым или с зеленоватым оттенком.

Nm — того же цвета, но более светлых тонов.

Np — бледно-буровато-желтый.

Схема адсорбции, — как для зеленых, так и для бурых роговых обманок, $Mg > Nm > Np$.

Угол оптических осей бурой роговой обманки — 80° и выше. Лишь в одном случае имеется $2V = -76^\circ$.

cNg бурой роговой обманки колеблется в пределах $10-22^\circ$.

Как уже отмечалось, образования бурой и зеленой роговой обманки тесно связаны между собой и, обычно, ассоциируют друг с другом. Часто наблюдаются монокристаллы амфибола, состоящие из зеленых и бурых зон.

Как правило, бурая роговая обманка слагает ядро кристалла, а зеленая — периферическую часть. В редких случаях отмеченная закономерность нарушается и разноцветные зоны в кристалле распределены пятнами.

В большинстве случаев зоны бурой и зеленой роговой обманки имеют неправильные очертания и переход между ними постепенный. Иногда же центральное ядро бурой роговой обманки имеет идиоморфные очертания и резко выделяется от массы зеленой роговой обманки (табл. X, фото 30).

На микрофотоснимке (табл. X, фото 30) наблюдаются два независимых ядра бурой роговой обманки в крупном кристалле зеленой роговой обманки. Как видим, оба ядра идиоморфны и ориентированы одинаково, в соответствии с общей ориентировкой монокристалла.

Неоднородность образований амфибола Сванетских неинтрузий довольно обычное явление. В отдельных индивидах можно наблюдать чередование не только зеленых и бурых зон, но и зеленых и почти бесцветных; или — бурых, зеленых и почти бесцветных зон вместе.

Эти зоны отличаются друг от друга не только тонами и интенсивностью окраски, но и оптическими константами.

В кристалле, изображенном на микрофотоснимках 60 а и 60 в, удалось измерить $2V$ и cNg для густоокрашенных и почти бесцветных зон. В результате имеем:

$2V = -72^\circ$, cNg = 17° — у густоокрашенных зон и $2V = -79^\circ$, cNg = 19° — у светлых зон.

При соприкосновении некоторых идиоморфных кристаллов роговой обманки, обнаруживается, что они обладают различной степенью идиоморфизма (табл. XI, фото 31).

Этот факт, безусловно, указывает на разобщенность во времени образований роговой обманки.

Судя по фото 31, роговая обманка представлена по крайней мере, двумя, а может быть и тремя генерациями.

На рисунке изображены три зерна амфибола с различной степенью идиоморфизма.

На снимке отчетливо видно, что левый крайний кристалл амфибола ксеноморфен относительно правого верхнего кристалла и идиоморфен относительно правого нижнего кристалла амфибола. Ясно, что такая

зависимость между отдельными кристаллами роговой обманки могла возникнуть лишь при их выделении в разных стадиях формирования породы.

В неинтрузиях Верхней Сванетии, как известно, широко развиты процессы метасоматоза и гибридизма связанные с кислой интрузией. В связи с этим, в основных породах образуются лейкократовые минералы — кварц, калишпат и плагиоклаз, резорбируя и корродируя первичные минералы основных пород, придавая им зигзагообразные контуры и образуя в них глубокие заливы. В заливах, нередко, наблюдаются уцелевшие островки резорбированного минерала, в частности роговой обманки (табл. X, фото 32).

Реликты амфибола в виде клочков, часто захватываются инъецирующими лейкократовыми минералами. Иногда, наряду с реликтами, в массе образовавшихся лейкократовых минералов наблюдаются совершенно свежие, идиоморфные кристаллы роговой обманки, одинаково ориентированные в пространстве. (табл. XI, фото 33).

По-видимому, образование этих кристаллов (идиоморфных) связано с внедрением лейкократовых минералов и они гораздо моложе, чем рядом наблюдаемые резорбированные реликты амфибола.

Роговая обманка Сванетских неинтрузий первичного и вторичного характера.

Первичная роговая обманка образует идиоморфные кристаллы с хорошо развитыми, характерными для амфибола формами и в большинстве случаев является свежей.

Вторичная роговая обманка с неясными очертаниями, имеет грязноватые оттенки и часто содержит реликты пироксена. Она является продуктом замещения пироксена.

Сама роговая обманка, главным образом, замещается биотитом и хлоритом, реже — эпидотом (табл. XII, фото 34).

Переход роговой обманки в хлорит происходит через биотит, на что указывают частые реликты биотита в хлорите.

Иммерсионным методом определялись показатели преломления роговой обманки интрузий г. Кирар и г. Абакур; соответственно имеем для роговой обманки г. Кирар — $Ng' = 1,676 \pm 0,002$; $Np' = 1,658 \pm 0,002$; $Ng' - Np' = 0,018$; и для роговой обманки г. Абакур — $Ng' = 1,676 \pm 0,002$; $Np' = 1,654 \pm 0,002$; $Ng' - Np' = 0,022$.

Эти результаты приближаются к определениям М. А. Фаворской ($Ng = 1,675 \pm 0,002$; $Np = 1,657 \pm 0,002$; $Ng - Np = 0,018$) (92) и по диаграмме Kunitz [37] соответствуют отношению $FeO : MgO = 2 : 3$.

Хорошо развитые, идиоморфные кристаллы зеленой роговой обманки наблюдаются в порфиритах обнажающихся в ущ. реки Чхеримела по дороге Молита-Зваре.

Роговая обманка резко плеохроирует: — по Ng — темно-зеленый; по Np — светло-желтовато-зеленый; по Nm — бледно-зеленовато-желтый. $2V = -77^\circ$, $cNg = 17^\circ$. Обращает на себя внимание тот факт, что фенокристаллы плагиоклаза, содержащиеся наряду с роговой обманкой, почти полностью замещены вторичными продуктами, а образования амфибола лишь слегка помутнели и особым изменениям не подвержены.

Роговая обманка порфиритов эоцена, обнажающихся у г. Шиш-Ял и с. Джавахи, несколько отличается от вышеописанной.

Порфиновые вкрапленники роговой обманки в этих породах редко бывают совершенно свежими; большей частью они частично или полностью замещены глинистыми продуктами и хлоритом.

Особенно часты замещения глинистыми продуктами периферических частей кристаллов роговой обманки.

Свежая роговая обманка зеленого цвета с резким плеохроизмом:

Ng — грязно-желтовато-зеленый; Nm — более светло-грязно-желтовато-зеленый;

Np — очень бледно-желтый.

Схема адсорбции Ng > Nm >> Np.

Наблюдается слабая дисперсия оптических осей.

В результате восьмикратного измерения в среднем имеем $2V = -84^\circ$, $cNg = 16^\circ$.

Для описываемой роговой обманки довольно характерны мероздрически развитые фенокристаллы и простые двойники по первому пинакоиду.

Роговая обманка из диорита окрестностей с. Чома также резко плеохроирует по Ng — темно-зеленый; Nm — светло-желтовато-зеленый; Np — бледно-зеленовато-желтый. $Ng' = 1,690 \pm 0,002$; $Np' = 1,664 \pm 0,002$; $Ng' - Np' = 0,026$.

Как мы видим, показатели преломления здесь выше по сравнению с показателями преломления роговой обманки неинтрузий Верхней Сванетии, что, по-видимому, обуславливается повышенным содержанием железа.

Роговая обманка постпалеогеновых вулканогенных образований Кечутского хребта (Дманисский р-н) имеет темно-красновато-бурый цвет.

От вышеописанной, бурая роговая обманка отличается более интенсивной окраской, характерным красноватым оттенком и более резким плеохроизмом.

Схема плеохроизма: Ng — темно-красновато-бурый (почти непрозрачный); Nm — светло-красновато-бурый; Np — светло-буровато-желтый.

Схема адсорбции Ng > Nm > Np.

В отмеченных породах роговая обманка представлена порфирскими выделениями ассоциирующая с порфиrowыми вкрапленниками плагиоклаза и пироксена.

Фенокристаллы роговой обманки обладают различной степенью идиоморфизма, что ясно видно на фото 35 (табл. XII).

Этот факт указывает на разобщенность во времени образований роговой обманки, аналогично пироксенам.

Некоторые фенокристаллы роговой обманки образовались раньше фенокристаллов плагиоклаза. Они характеризуются более высокой степенью идиоморфизма, чем фенокристаллы плагиоклаза и, нередко, захватываются этими последними (табл. XII, фото 36).

Другие фенокристаллы роговой обманки выделились позже фенокристаллов плагиоклаза и резко ксеноморфны относительно последних (табл. XIII, фото 37).

Кристаллы роговой обманки, выделившиеся на более ранней стадии развития магматического процесса, нередко, захватываются фенокристаллами роговой обманки более поздней генерации (табл. XIII, фото 38).

Все образования роговой обманки по краям сильно опациitizedованы. Опациitizedации подвержены лишь плоскости непосредственно

соприкасающиеся с основной массой, а плоскости, плотно примыкающие к другим кристаллам роговой обманки или плагиоклаза, совершенно не опацизированы.

Баркевикит. В тешенитах Западной Грузии широко распространён баркевикит. Этот амфибол, в отмеченных породах, почти всегда ассоциирует с титан-авгитом и большей частью по сравнению с ним играет подчиненную роль. Но иногда, его процентное содержание возрастает и он становится главным темноцветным компонентом этих пород. Так например в тешенитовой интрузии Курсеби-Набослеви в центральной части доминирует титан-авгит, а в периферических частях увеличивается роль баркевикита.

По Н. И. Схиртладзе [24] баркевикит этих тешенитов темно-бурого цвета с резким плеохроизмом.

Ng — буровато-коричневый, красноватый; Nm — темно-желтоватый; Np — светло-желтоватый — слегка зеленоватый, адсорбция $Ng > Nm > Np$.

В виде включений баркевикит часто содержит идиоморфные кристаллы апатита и мелкие зерна ильменита. Местами в нем наблюдаются участки хлорита и включения плагиоклаза. Часто он прорастает биотитом и титан-авгитом. $2V$ в пределах $-72^\circ + -78^\circ$, cNg в среднем $13-17^\circ$.

Баркевикит изучался нами также в тешенитах Ахалцихского района (с. Сакунети). В этих породах он содержится наряду с титан-авгитом и находится с ним в разных количественных соотношениях.

Баркевикит, тешенитов с. Сакунети, темно-бурого цвета с резким плеохроизмом. Некоторые кристаллы в центральной части более светлые, а по периферии очень темные — почти непрозрачные.

Ng — темно-буровато-коричневый; Nm — светло-буровато-желтый; Np — бледно-желтоватый; $Ng > Nm > Np$.

Темные полосы вокруг кристаллов баркевикита плеохроируют то в тех же тонах, то в более в темных.

Угол оптических осей в пределах $74-80^\circ$; $cNg = 18^\circ$.

Приводятся и более низкие значения этих констант — $2V = -67^\circ$, $cNg = 15^\circ$.

Выделения баркевикита имеют удлиненно-призматический габитус. Большая часть кристаллов совершенно свежая, но в некоторых индивидах по трещинкам спайности образуется непрозрачная, сероватая глинистая масса.

Баркевикит часто включает в себе идиоморфные зерна апатита и образования рудного минерала. Выше отмечалось, что некоторые кристаллы апатита, заключенные в баркевиките, продолжают в смежном образовании титан-авгита. Кроме того, в шлифах тешенитов часто наблюдаются прорастания баркевикита и титан-авгита, баркевикита и биотита, биотита и титан-авгита.

Приведенные факты создают почву для предположения о вторичном происхождении баркевикита; но, в тех же шлифах наблюдаются совершенно независимые, идиоморфные кристаллы баркевикита (с характерными, для амфибола, формами), первичность которых, по нашему мнению не вызывает сомнения. Не исключено, что баркевикит, в этих тешенитах, двух генераций; хотя на основании имеющегося материала, невозможны категорические утверждения.

В некоторых шлифах, наряду с баркевикитом, в ничтожном количестве содержатся образования зеленого амфибола, — длинно-призматического габитуса, с резким плеохроизмом в зеленых и желтова-

Сводная таблица оптических

Местонахождение	Хашурский р-н с. Али	Сел. Бжиневи	Ущ. р. Гезрулы	Верх. Сванетия
Породы	Амфиболит	Амфиболит	Роговообманковые габбро	Основн. породы интр. кирар г. Аба- кур и цери
Минерал	Роговая обманка	Роговая обманка	Роговая обманка	Роговая обманка
Цвет, плеохроизм, схема адсорбции	Ng—желтовато-зеленый Nm—более светло-желтовато-зеленый Np—бледно-желтый (почти бесцветный) Ng>Nm>>Np	Ng—синевато-зеленый, желтовато-зеленый Nm—тех же тонов, но более светлых Np—бледно-зеленовато-желтый, бледно-желтый (почти бесцветный) Ng>Nm>>Np	Np—зеленый, с желтоватым синеватым или буроватым оттенком Nm—тех же тонов, но более светлых Np—бледно-желтый очень слабым зеленоватым оттенком Ng>Nm>>Np	Ng—темно-зеленый, почти непрозрачный, оливково-зеленый, грязновато-зеленый, темно-зеленый с желтоватым оттенком, темно-зеленый с синеватым оттенком бурый Nm—тех же тонов, но более светлых Np—бледно-зеленовато-желтый, бледно-зеленый, бледно-желтый, бледно-коричнево-желтый, бледно-буровато-желтый, иногда почти бесцветный
-2V	76°	77°	76°, 78°, 78°	60°, 80°, 85°
eNg	14°	13°	14°, 17°, 17°	10°, 22°
Ng'	1,675±0,002	1,675±0,002	1,677±0,002 1,675±0,002 1,674±0,002	1,676±0,002 1,676±0,002
Np'	1,647±0,002	0,653±0,002	1,657±0,002 1,653±0,002 1,654±0,002	1,658±0,002 1,654±0,002
Ng'—Np'	0,028	0,022	0,020 0,022 0,020	0,018 0,022

Таблица 18

констант изученных амфиболов

Ущ. Чхеримела (дорога Молиса Зваре)	Окрестности с. Чома	Г. Шиш-ял	Сел. Джавахи (Дманисский р-н)	Кечутский хр. (Дманис- ский р-н)	Сакунети (Ахалцих- ский р-н)
Порфирит	Диорит	Порфирит	Порфирит	Лавы	Тешенит
Роговая об- манка	Роговая об- манка	Роговая об- манка	Роговая об- манка	Роговая обманка	Баркеви- кит
Ng—темно-зе- леный	Ng—темно-зе- леный	Ng—грязно- желтовато-зе- леный	Ng—грязно- желтовато-зе- леный	Ng—темно- краснова- то-бурый	Ng—темно- буровато- коричне- вый
Nm—светло- желтовато-зе- леный	Nm—светло- желтовато-зе- леный	Nm—более светло-грязно- вато-зеленый	Nm—более светло-грязно- вато-зеленый	Nm—светло- краснова- то-бурый	Nm—буро- вато-жел- тый
Np—бледно-зе- леновато-жел- тый	Np—бледно-зе- леновато-жел- тый	Np—бледно- желтый (почти бесцветный)	Np—бледно- желтый (поч- ти бесцвет- ный)	Np—бледно- буровато- желтый	Np—бледно- желтый
Ng>Nm>Np	Ng>Nm>Np	Ng>Nm»Np	Ng>Nm»Np		
77°		84°	83°		74—80°
17°		15°	16°		18°
	1,690±0,002				
	1,664±0,002				
	0,026				

то-зеленых тонах. $2V = -74$ (по одн. вых. оптической оси), $cNg = 12^\circ$.

Судя по ассоциации минералов, это по-видимому Mg — гасингсит.

В таблице 18 сведены основные результаты по оптическим свойствам изученных нами амфиболов.

Ввиду общности некоторых вопросов касающихся как пироксенов, так и амфиболов выводы по этим группам минералов даются ниже совместно.

Выводы по микроскопическому изучению пироксенов и амфиболов

На основании вышеизложенного, приходим к следующим выводам.

Для Грузии, авгит диопсид-геденбергитового ряда и обыкновенная роговая обманка являются минералами регионального значения. Они широко распространены в магматических породах Грузии всех формаций.

Все остальные типы пироксенов и амфиболов, в том числе титанавгит, гиперстен, баркевикит, тремолит и актинолит, имеют локальное значение.

На основании химических анализов можно заключить, что главными составными частями авгита являются молекулы: диопсида — 60 — 80%, геденбергита — 26—12% и силикат Чермака — 8—15%.

Соотношение между этими составными частями в отдельных индивидах авгита, даже в пределах одного шлифа, часто меняется; нередко оно (соотношение) меняется в пределах даже одного индивида.

Вышеприведенные процентные количества составных частей авгита являются средними. На самом деле, их соотношение, в отдельных индивидах, может варьировать в более широких пределах. Это обуславливается тем обстоятельством, что эти индивиды авгита выделяются в разные стадии развития магматического процесса.

На относительно ранней стадии магматического процесса кристаллизуется высокотемпературный пироксен, близко стоящий к диопсиду — бесцветный, с сравнительно низкими показателями преломления, и маленькими $2V$ и cNg .

При нормальном развитии магматического процесса на последующих стадиях выделяются индивиды пироксена с возрастающим содержанием железа, окрашенные в зеленоватый цвет и сравнительно высокими значениями $2V$, cNg , Ng и Np .

По всей вероятности, изменение режима кристаллизации влияет на содержание и других химических элементов (Na, K, Ti, Mn и т. д.). Таким образом, в процессе кристаллизации образуется целый ряд генераций имеющих различную степень идиоморфизма, разные физические свойства и различные химические составы (хотя аналогичные). Изменением режима кристаллизации обуславливается и неоднородность отдельных индивидов авгита.

Неоднородность выявляется как в закономерном чередовании зон различного состава, так и в их хаотическом, пятнистом распределении в кристалле.

Первый тип неоднородности — зональность, наблюдается довольно часто и, обычно, характеризуется возрастанием процентного содер-

жания геденбергитовой молекулы от центра кристалла к периферии. При нарушении нормального хода кристаллизации различными факторами, отмеченная закономерность нарушается и наблюдается чередование зон с высоким и низким процентным содержанием геденбергитовой молекулы.

В аналогичных условиях происходит кристаллизация роговой обманки, кристаллы которой так же, довольно часто, обладают неоднородностью и различной степенью идиоморфизма.

Неоднородность химического состава отражается в различных оптических свойствах отдельных индивидов роговой обманки.

Как отмечалось при изложении фактического материала, у разных индивидов даже в одном шлифе наблюдаются вариации цветов, оттенков, углов погасания и углов оптических осей. Вариации отмеченных констант нередко отмечаются в пределах даже одного индивида роговой обманки.

Некоторые оптические характеристики отдельных индивидов изученных амфиболов (синеватые оттенки; большой угол оптических осей — $\pm 90^\circ$; дисперсия оптических осей) указывают на повышенное содержание щелочей в этих индивидах. Однако их нельзя назвать настоящими щелочными амфиболами, они скорее всего являются переходными типами от обыкновенной роговой обманки к щелочным.

Отмеченное обстоятельство подтверждается и химическими анализами мономинеральных фракций. Повышенное содержание щелочей в этих анализах, по всей вероятности, обуславливается присутствием отмеченного типа роговой обманки в анализируемых фракциях.

На основании вышеизложенного, приходим к выводу, что результаты химических анализов мономинеральных фракций пироксенов и амфиболов, отражают изменчивость в их составе; по этому получаемые в результате пересчета формулы этих минералов, далеко не всегда, соответствуют их теоретическому составу. Учитывая это обстоятельство, затруднения, нередко возникающие при пересчете химических анализов, кажутся закономерными.

Пироксены и амфиболы изученных пород часто образуют хорошо развитые идиоморфные кристаллы.

Как у пироксенов, так и у амфиболов всегда наблюдается прекрасно развитая призматическая спайность и, нередко, отдельность по второму пинакоиду.

Пироксены часто образуют простые двойники по первому пинакоиду, реже — крестообразные. В юрских пироксенах широко распространены полисинтетические двойники.

У амфиболов наблюдаются простые двойники по (100), по (130), по (101) и полисинтетические, вероятно по (100).

Интересные полисинтетические двойники амфибола отмечаются в породах Дзирульского массива (табл. XIV, фото 39 а, б).

Полисинтетические двойники обнаруживают следы динамического воздействия, — они растресканы, а двойниковые полосы перемещаются вдоль трещинок.

Этим подтверждается предположение о механическом характере полисинтетического двойникования.

В изученных породах пироксен всегда первичный, а амфибол бывает как первичным, так и вторичным.

Вторичная роговая обманка является продуктом замещения пироксена. По роговой обманке преимущественно развиваются биотит и хлорит, реже — эпидот и карбонат.

Обычный ряд переходов этих минералов выглядит следующим образом: пироксен → амфибол → биотит → хлорит. В отдельных случаях, какой-нибудь элемент этого ряда не фиксируется.

Химия и термография амфиболов

Как известно, амфиболы имеют принципиально сходный с пироксенами состав, однако в деталях между этими группами существуют и различия.

Амфиболы беднее пироксенов содержанием окиси кальция и окиси железа и соответственно богаче окислами магния и алюминия. В таблице 19 приводятся **средние содержания** указанных окислов для пироксенов и амфиболов Грузии

Таблица 19

Окислы	CaO	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Пироксены	20,83	13,71	5,47	5,37	4,13
Амфиболы	11,89	14,29	8,89	12,65	4,83

Соотношения отдельных окислов для пироксенов Грузии составляют в процентах: MgO:CaO=0,6; MgO:FeO=2,53; Al₂O₃:Fe₂O₃=1,3 и CaO:FeO=3,82. Для исследованных амфиболов те же соотношения выражаются: MgO:CaO=1,2; MgO:FeO=1,6; Al₂O₃:Fe₂O₃=2,61; CaO:FeO=1,33.

Наиболее важная отличительная черта в химическом составе пироксенов и амфиболов заключается в наличии воды. Пироксены, как правило (исключение составляют диалаги), не содержат воды, или содержат ее в практически ничтожных количествах, тогда как амфиболы, как правило, всегда содержат воду. Исключение составляют некоторые щелочные амфиболы. Причину этого исключения мы постараемся объяснить ниже исходя из кристаллохимических представлений.

О природе воды в амфиболах существует обширная литература: Еще Р. Groth [34] указывал, что почти все амфиболы, даже совершенно свежие, содержат воду в таких количествах, которыми пренебрегать нельзя. S. Penfield [41] отмечал, что амфиболы являясь метасиликатами, в своем основании содержат сложные соединения с гидроксидом.

Из более новых работ, по этому вопросу, необходимо отметить работу Д. Н. Сердюченко и Н. Е. Ефремова [21], Д. Н. Сердюченко [22], в которых вода в амфиболах рассматривается как конституционная. Особо должна быть отмечена работа W Kunitz [37], в которой обстоятельно рассматривается вопрос возможных изоморфных замещений в амфиболах, исходя из позиций Пенфильда, а также освещается конституционная природа воды в амфиболах.

Весьма интересны две работы А. Ф. Коржинского [14, 15], в которых природа воды в амфиболах рассматривается в аспекте термических исследований.

Нами, с целью выяснения природы воды в амфиболах Грузии на автоматической термовесовой установке АТВУ—5, были исследованы различные амфиболы Грузии — обыкновенные роговые обманки, актинолиты, баркевикит и др. см. термограммы (рис. 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21). Забегая вперед мы здесь отметим, что в подавляющем большинстве случаев потеря воды сопровождается ярковыраженным единственным эндотермическим эффектом наступающим свыше тысячи градусов, при котором происходит полная отдача воды. В связи с отмеченным, необходимо весьма критически относиться к существующим химическим анализам амфиболов. По нашему твердому убеждению, количество воды (обычно определяемое потерей при прокаливании) в подавляющем большинстве существующих анализов **занижено**, так как потери химиками определяются примерно до 900°, тогда как мы уже отмечали, водоотдача происходит при температуре свыше 1000°. В нижеприведенных химических анализах, потери при прокаливании занижены, что ясно видно из сопоставления химических анализов с данными термовесовых исследований.

Мы полагаем, что не вся вода входящая в состав амфиболов, является гидроксильной в виде (ОН) иона. Однако, по-видимому существует H^{1+} форма, особенно характерная в щелочных амфиболах, где вместо части протона садится щелочной катион (натрий или калий), а ОН ион компенсируется наличием избыточных кальция или подобных ему ионов. Такое положение в структуре амфиболов может наступить лишь тогда, когда количество тетраэдрического алюминия замещающего тетраэдры силиция в анионном комплексе не соответствует количеству щелочей (алюминия не достаточно), освободившиеся при этом свободные валентности не могут полностью компенсировать количество щелочей. В таком случае вместо H^{1+} возможно садится K^{+} или Na^{+} , в таких случаях амфибол уже не содержит «конституционной воды», как это хорошо видно на термовесовой кривой баркевикита из сел. Сакунети Ахалцихского района Грузинской ССР (рис. 21). Благодаря отсутствию конституционной воды, этот щелочной амфибол ведет себя так же как и пироксен, т. е. термически является инертным.

Для выполнения химических и спектральных анализов, термовесовых, рентгеновских и оптических иммерсионных исследований, отбиралась одна общая навеска,³ позволяющая проводить сопоставление полученных исследованиями данных.

В приводимых таблицах химических анализов включены, как наши новые данные, так и данные прежних исследований.

На основании химических анализов проведены пересчеты кристаллохимических формул. В этих же таблицах приведены данные и полуколичественных спектральных анализов, из которых исключены обычные для амфиболов химические элементы.

В основу кристаллохимических пересчетов формул, положены современные кристаллохимические воззрения на конституцию амфиболов, с учетом их ленточного строения, координационного числа отдельных

³ Так же как и в пироксенах, отборка мономинеральных фракций была весьма трудоемкой. С этой целью был применен комплекс методов отборки: дробление и просивание в ситах различных диаметров, электростатическая и электромагнитная сепарация, разделение специально подбираемыми тяжелыми жидкостями в каждом конкретном случае, промывка, и, наконец, отборка под бинокуляром.

Таблица 20

Химические анализы амфиболов палеозойских пород

Местонахождение	Гезрула		Хециквара (1)		Чорчана		Хециквара (2)		Бжиневи		Хециквара (3)		Хециквара (4)	
	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %
Окислы														
SiO ₂	44,98	57,79	54,73	54,22	57,45	54,02	54,02	58,02						
TiO ₂	2,38	—	0,04	0,11	0,07	0,11	0,11	0,04						
Al ₂ O ₃	10,06	1,02	1,20	4,33	0,45	4,33	4,33	0,64						
Fe ₂ O ₃	4,24	0,58	} 3,74	3,15	2,18	3,15	1,67	5,16						
FeO	10,65	0,74		6,42	3,56	3,56	6,28	2,92						
MnO	0,29	0,12	0,17	0,21	0,07	0,12	0,12	0,12						
NiO	—	—	следы	следы	0,04	—	—	—						
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—						
Cr ₂ O ₃	нет	—	—	—	0,04	—	—	—						
V ₂ O ₅	—	—	—	—	следы	—	—	—						
CaO	11,84	11,60	3,88	12,42	8,41	12,42	8,03	1,19						
MgO	12,69	26,76	32,53	18,44	24,44	18,44	23,42	30,13						
SO ₃	нет	—	2,15	—	нет	—	0,11	—						
K ₂ O	0,80	0,24	0,23	0,28	следы	0,28	0,49	0,39						
N ₂ O	1,00	0,31	0,33	0,09	0,49	0,09	0,84	0,74						
H ₂ O—110°	—	—	0,42	0,38	1,37	0,38	0,13	0,48						
п. п. п.	1,66	0,78	0,67	0,64	1,45	0,64	0,83	0,82						
Сумма	100,59	100,15	100,09	100,69	100,02	100,69	99,98	100,65						
Аналитик	В. К. Бугнишвили	Г. Р. Чхотуа	Р. Е. Накашидзе	Р. Е. Накашидзе	В. И. Кобаишвили	Р. Е. Накашидзе	Р. Е. Накашидзе	Р. Е. Накашидзе						
Лит. источник	Приводится впервые	Г. Р. Чхотуа [30]	А. А. Янушкевич [32]	Г. Р. Чхотуа [30]	Т. В. Багнашвили [1]	Г. Р. Чхотуа [30]	Г. Р. Чхотуа [30]	Г. Р. Чхотуа [30]						
Порода	Габбро	Актинолитовый сланец	Из метаморфической свиты	Актинолит из перидотита	Филиты	Актинолит. сланец	Актинолит. сланец	Актинолит. сланец						

амфиболообразующих элементов и возможных изоморфных замещений.

Для каждого нами изученного амфибола были проведены термовесовые исследования на приборе АТВУ—5, результаты которых приводятся в конце каждой таблицы⁴.

Все термические исследования амфиболов Грузии были выполнены в термовесовой лаборатории отдела минералогии Геологического института Академии наук Грузинской ССР, научным сотрудником Т. В. Батиашвили.

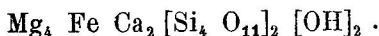
Спектральные полуколичественные анализы мономинеральных навесок амфиболов были выполнены в спектральной лаборатории отдела геохимии Геологического института АН ГССР, Н. Д. Гварамадзе и Т. Д. Мчедлишвили.

Таблица 21

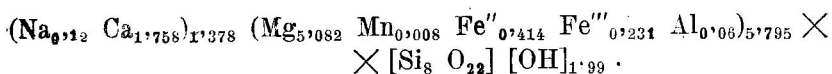
Химические анализы амфиболов мезозойских пород

Местонахождение	Кирар (1)	Кирар (2)	Абакур	Чома
	колич. в %	колич. в %	колич. в %	колич. в %
SiO ₂	42,36	44,43	41,82	41,24
TiO ₂	2,24	1,74	2,35	0,64
Al ₂ O ₃	12,38	10,12	11,43	15,06
Fe ₂ O ₃	4,21	5,12	5,53	5,33
FeO	9,96	13,47	8,05	4,54
MnO	0,31	0,45	0,18	0,10
P ₂ O ₅	—	нет	—	следы
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,04
V ₂ O ₅	—	0,08	—	0,06
CaO	11,70	11,31	11,70	12,10
MgO	13,64	10,25	14,58	16,98
SO ₃	—	—	—	0,24
K ₂ O	0,90	0,89	1,00	0,77
Na ₂ O	1,70	1,30	1,70	2,26
Cl	—	0,12	—	—
H ₂ O — 110°	—	0,71	—	0,04
F ₂	—	0,07	—	—
п. п. п.	0,85	—	1,33	0,55
Сумма	100,25	100,17	99,67	99,95
Аналитик	В. К. Бугианишвили	Ф. Я. Аносов	В. К. Бугианишвили	В. И. Кобаишвили
Лит. источник	Приводится впервые	М. А. Фаворская [25]	Приводится впервые	Приводится впервые
Породы	Габбро	Сиенит-диорита	Габбро	Порфириды

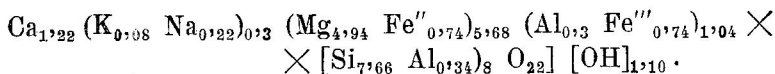
⁴ На установке АТВУ — 5 автоматически синхронно снимаются две кривые. Одна — обычная дифференциальная термокривая и вторая — кривая потери веса.



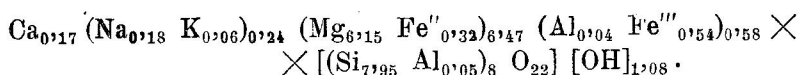
5. сел. Бжиневци:



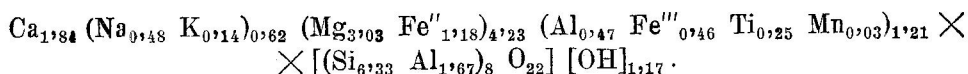
6. р. Хещиквара (3):



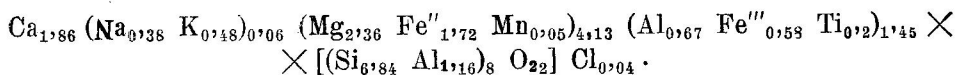
7. р. Хещиквара (4):



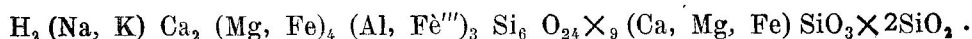
8. г. Кирар (1):



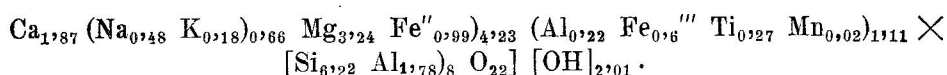
9. г. Кирар (2):



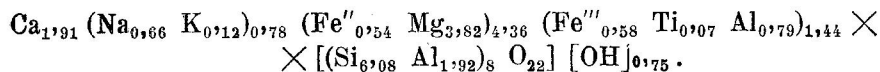
согласно М. А. Фаворской [25]:



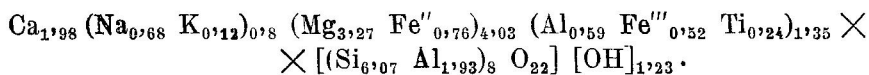
10. г. Абакур:



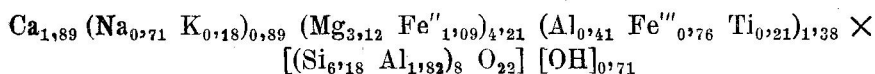
11. сел. Чома:



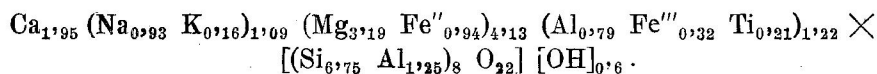
12. Месторождение Дзама:



13. сел. Дманиси:



14. гор. Шиш-Ял:



15. сел. Сакунети:

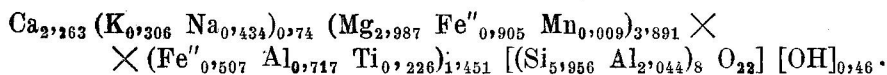


Таблица 23

Таблица спектральных анализов амфиболов

Место взятия образца	> 1%	п % п — 0,	0, п — 0, 0п %	0, 0п — 0, 00п %	0, 00п — 0, 000п %	Аналитик	Лит. источник
Гезрула	V	Ti, Ga	Mn, Ni, Co, Be	Ba, Cr, Zn, Li	Cu, As	Н. Д. Гварамадзе	Приводится впервые
Бжиневи	—	—	Ba	Mn, V	Co, Cr, Cu	Т. Д. Мchedlishvili	
Кирар	V	Mn, Ti	Na, Co, Cr, Cu, Ga, Be	Ba, Zn, Li	W? Sb, As	Н. Д. Гварамадзе	
Абакур	—	V	Mn, Ni, Co	Ga	Ba, Sr, Be, Li, Cu, Zn	Н. Д. Гварамадзе	
Чома	—	V	Mn, Ni, Co, Ti Cr	Cu, Ga, Be, Li	Ba, Sr	Т. Д. Мchedlishvili	
Дзама	V	Mn, Ni	Co, Ti, Ba, Cr, Ga	Cu, Sb	W?, Sr, As, Zn	Н. Д. Гварамадзе	
Дманиси	—	V	Mn, Ni, Co, Ti, Cr, Ga, Be	Ba, Li	Zr	Т. Д. Мchedlishvili	
г. Шиш-Ял	Ti	V	Mn, Ni, Co, Ba, Cr, Ga, Be, Li	Sr, Cu, Zn	Pb	Т. Д. Мchedlishvili	
Сакунега	Ba, V	Ti	Ni, Co, Sr	Zr, Ga, Be, Li	—	Т. Д. Мchedlishvili	

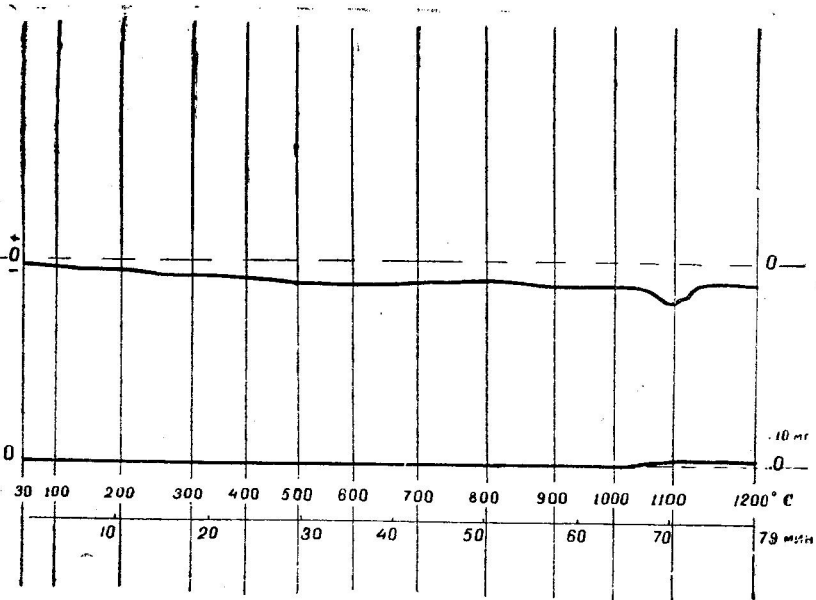


Рис. 12. Термовесогрaмма роговой обманки из габбро устья реки Гезрула

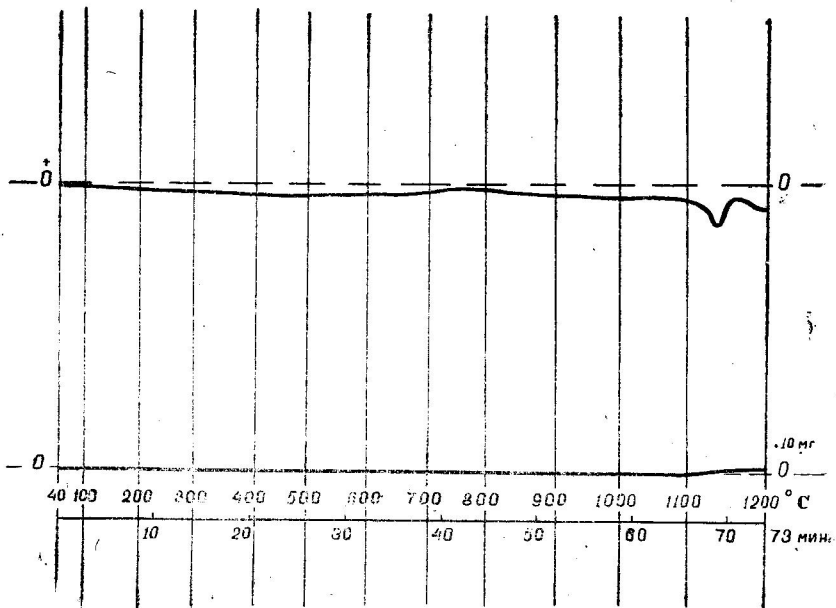


Рис. 13. Термовесогрaмма роговой обманки из габбро г. Кирар

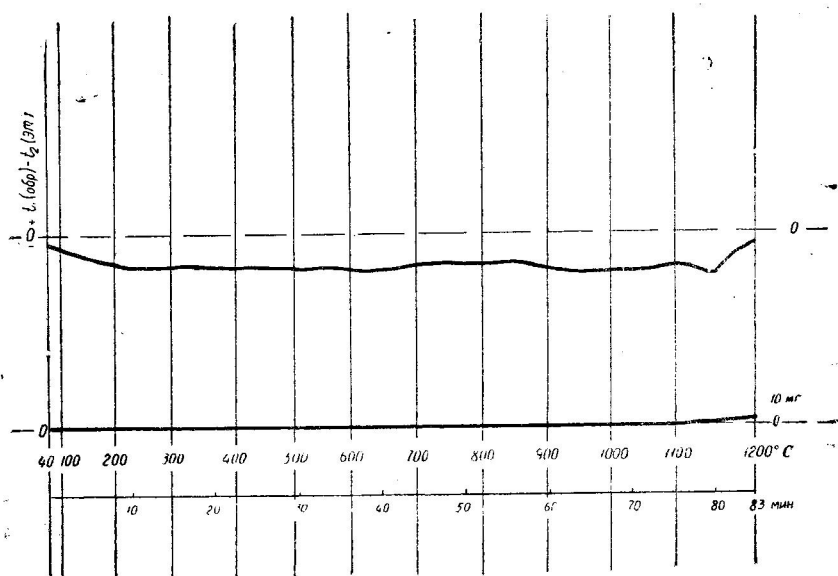


Рис. 14. Термовесогрaмма роговой обманки из габбро г. Абакур

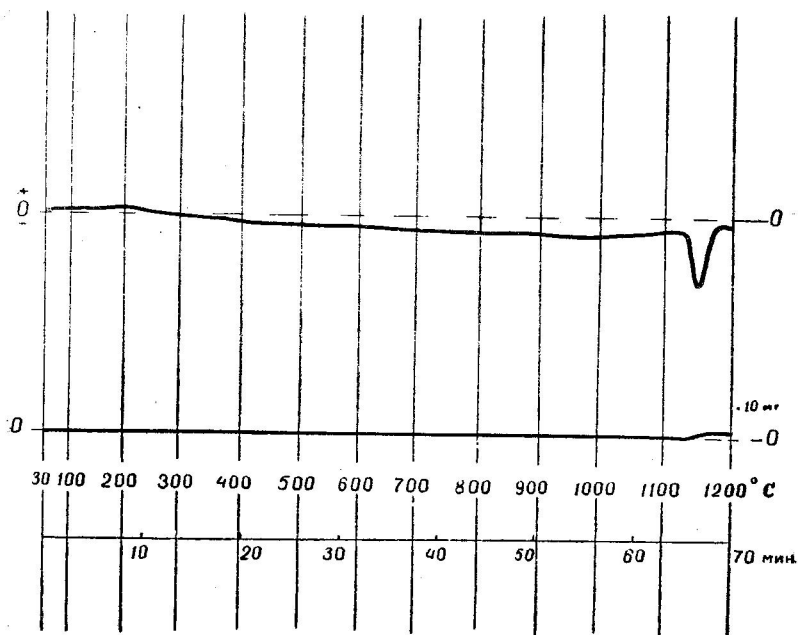


Рис. 15. Термовесогрaмма роговой обманки из порфиритов сел. Чома

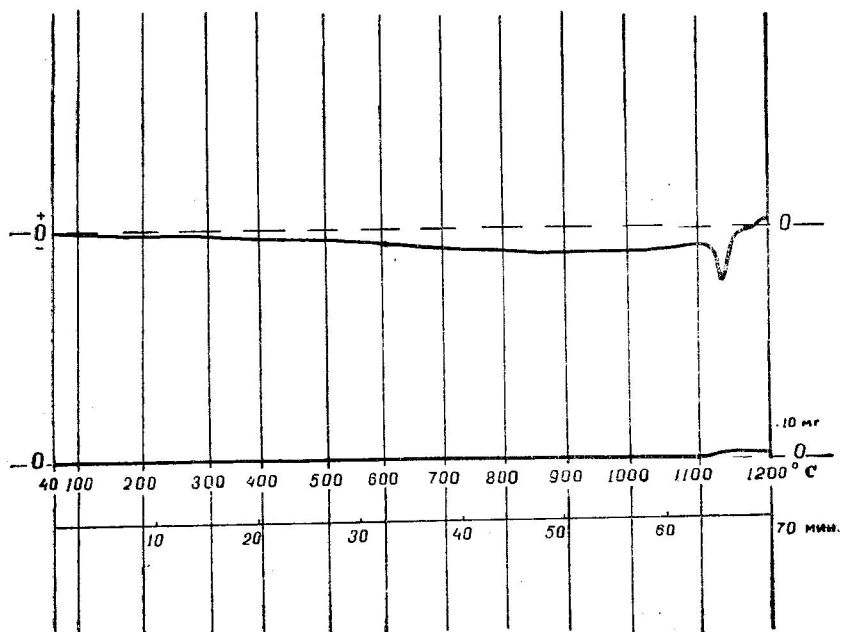


Рис. 16. Термовесогрaмма роговой обманки из габбро-диорита окрестности железорудного месторождения Дзaма

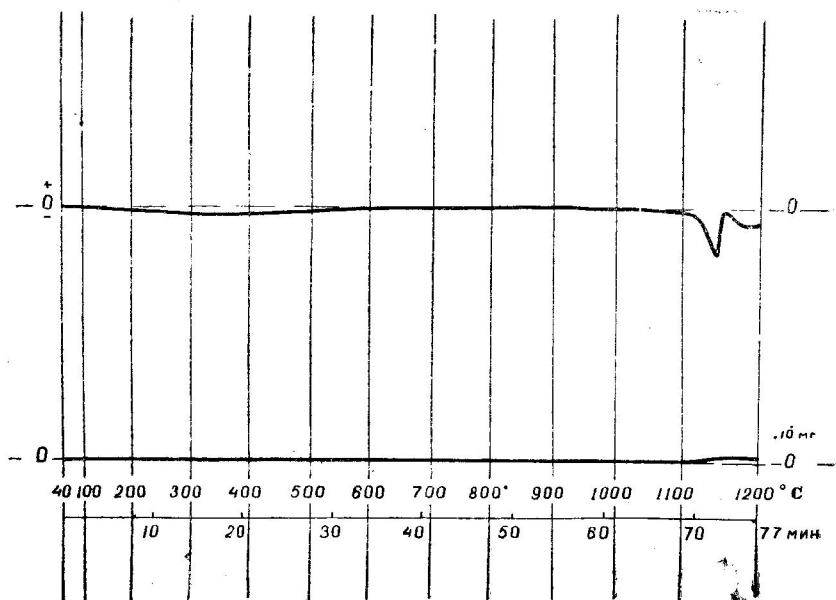


Рис. 17. Термовесогрaмма роговой обманки из порфирита окрестности сел. Дманиси

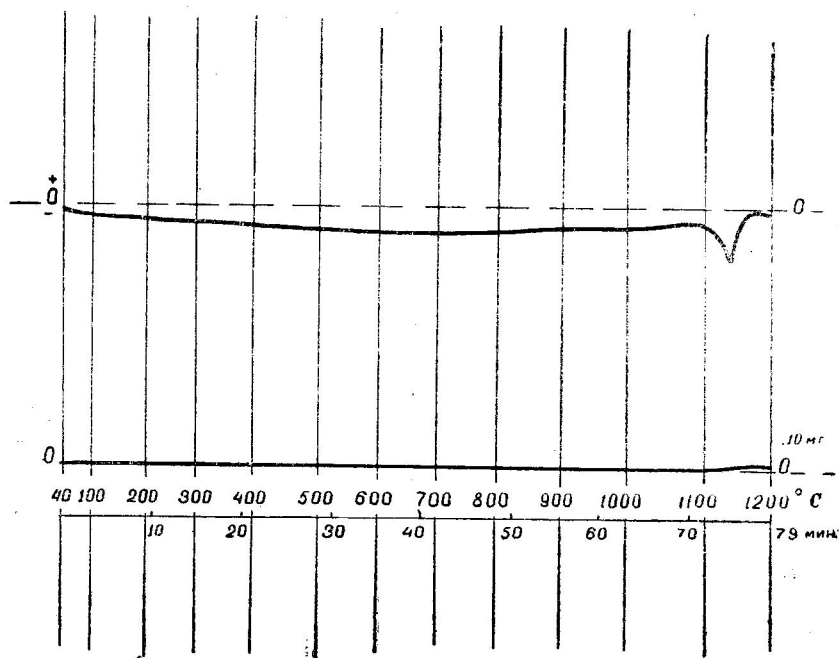


Рис. 18. Термовесогрaмма роговой обманки из ср. эоценового порфирита горы Шиш-Ял

На рисунках (12, 13, 14, 15, 16, 17, 18) приводятся дифференциальные термические кривые и синхронные с ними кривые потери веса. Съемка производилась в следующих условиях: эталон-шамот; напряжение начальное от 90 до 95 V; конечное — 230 V.

Как видно из кривых, мы имеем один лишь ярко выраженный эндотермический эффект, который достигает максимума при 1100 — 1150°C. Эти незначительные отклонения эндотермического максимума, по-видимому, вызваны колебанием в составе роговых обманок.

Согласно приведенным выше термовесогрaммам указанная эндотермическая реакция вызвана отдачей конституционной воды исследуемых роговых обманок.

По-видимому, как на то указывает и А. Ф. Коржинский [14, 15], здесь происходит разделение амфиболовой ленты на цепочки и переход амфибола в пироксен с образованием дополнительно кристобаллита.

На рис. 19 и 20 приводятся термовесовые кривые бжиневского актинолит-асбеста в одном случае снятого в виде распущенных волокон, а в другом — в виде тонкодисперсного порошка.

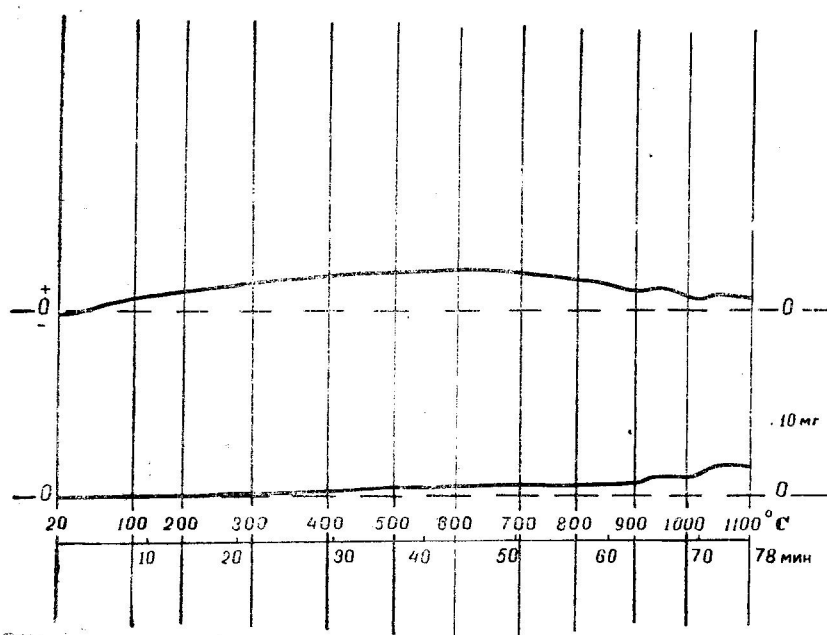


Рис. 19. Актинолит-асбест-распущенный по волокнам (по Т. В. Батишвили)

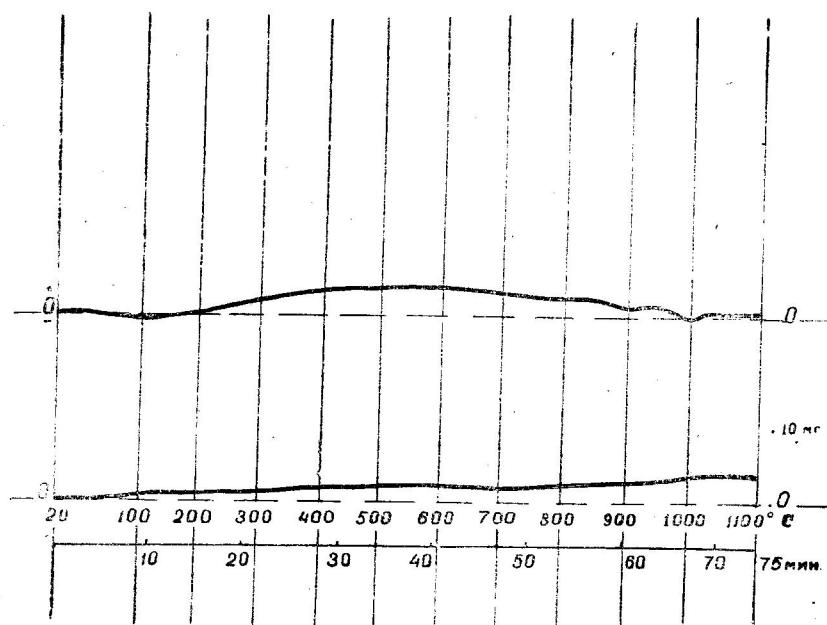


Рис. 20. Актинолит-асбест—тонкодисперсный (растертый) (по Т. В. Батишвили)

Эталон-шамот; напряжение:

начальное—60V

конечное—175

Навеска—95,1 мг; потеря—3,9 мг
что составляет—4,1%.

Время—75 минут

Эталон-шамот; напряжение:

начальное—60V

конечное—175

Навеска—68,6 мг; потеря—3,8 мг
что составляет—5,53%.

Время—75 минут

Как видно на рисунках 19 и 20 обе термовесовые кривые принципиально одинаковы и мало чем отличаются от дифференциальных кривых полученных для Уральского актинолита Д. С. Белянкиным и Е. В. Донской [3], а также А. Ф. Коржинским [14] для актинолитов Восточной Сибири.

На кривой распущенного асбеста рис. 19, отмечается два эндотермических эффекта: первый, в пределах 850—900°C; и второй, при 975—1030°C. На кривой тонкодисперсного актинолит-асбеста отмечается три эндотермические реакции: первая, в пределах 70—100°C, соответствующая потере сорбированной влаги, вторая — 850—900°C и, третья — в пределах 950—1000°C.

На указанных двух термogramмах мы имеем два основных эндотермических эффекта; по-видимому оба эффекта связаны с этапной потерей конституционной воды. При первом, сравнительно слабо выраженном этапе (850—900°C), происходит потеря меньшей части воды, при втором же этапе (975—1020°C) происходит полная потеря конституционной воды; лента амфиболовой решетки расщепляется на пироксеновые цепочки. Т. В. Батиашвили [1] на примере Бжиневского актинолит-асбеста доказал, что прокаленный до 1100° актинолит-асбест переходит в пироксен диоксидового состава. Прокаленная в термopечи до 1100°C, та же навеска дала диоксидовую дебаеграмму.

На рис. 21 показана дифференциальная термическая кривая Сакунетского баркевикита.

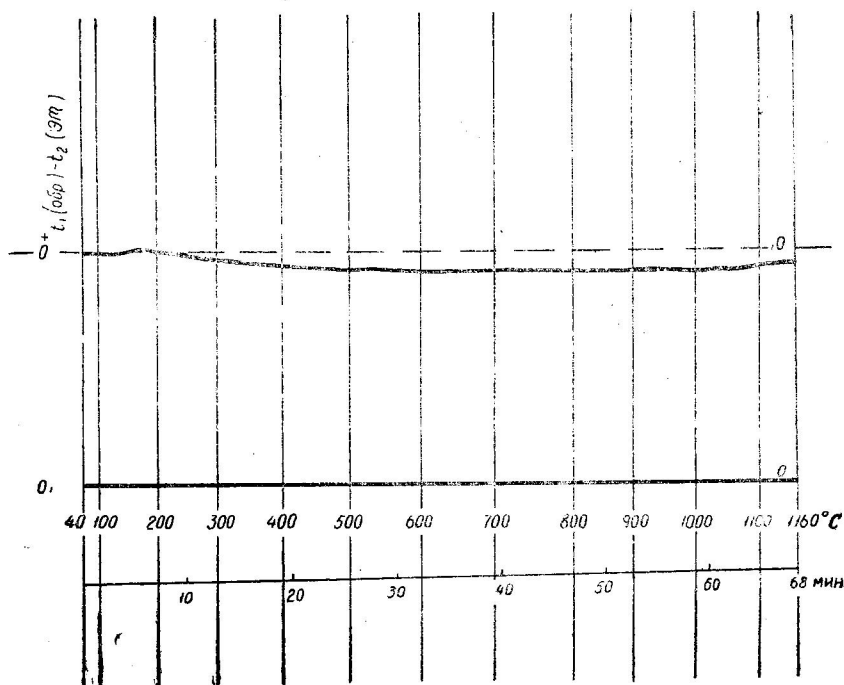


Рис. 21. Эталон-шамот, навеска—91,9 мг, потери нет, время—68 мин.

Как видно на рисунке 21 баркевикит является минералом термически инертным.

Общие выводы

На основании проведенного исследования мы можем прийти к следующим общим выводам:

1. Минеральные разновидности пироксенов и амфиболов встречаются в Грузии в различных по составу, возрасту и генезису образованиях. Они являются нередко главными фемическими породообразующими минералами как кислых и щелочных, так и преимущественно средних, основных и ультраосновных магматических пород. Встречаясь как в интрузивных, так и эффузивных породах и переходных между ними комплексах, пироксены преимущественно характерны для пород, образовавшихся при высокой температуре и относительно низком давлении, а амфиболы (не считая вторичных) для пород, образовавшихся при относительно высоких давлениях и высоких температурах. Кроме того, отдельные минералы исследованных групп входят в состав контакт-метасоматических и глубокометаморфизованных комплексов. Весьма редко (актинолиты Чатахи, различные актинолиты или антофиллит асбесты) амфиболы принимают участие и в гидротермальных образованиях.

2. Кристаллографическими измерениями диопсид-авгитов из пород средне- и верхнеэоценовых вулканогенных формаций Грузии, обнаружены пять простых форм — одиннадцать граней; вычислены их индексы и координаты. Промерены углы между гранями.

На основании вычислений установлено соотношение осей равное — $a : b : c = 1,0933 : 1 : 0,5885$.

Впервые, на авгитах Грузии выделен, неизвестный в литературе, короткостолбчатый, почти изометрический габитус кристаллов, а так же наличие блестящих и изогнутых граней (100).

Доказано, всегда совпадающее с кристаллографическими направлениями, двойникование кристаллов. Среди многочисленного количества сдвойникованных кристаллов выделены обыкновенные и сложные двойники сростания, нарастания и прорастания; из них новыми, еще не отмеченными в литературе являются некоторые полисинтетические двойники сростания, 5 типов двойников нарастания и все типы крестообразных двойников и шестерников прорастания.

3. Впервые на материале из СССР проведены рентгеноструктурные исследования авгита на кристаллах из пород Грузии. Имеющиеся в рентгенометрических справочниках данные относятся к авгитам из лавы Везувия. Сохраняя с последним единый тип в межплоскостных расстояниях, диопсид-авгиты Грузии рентгенометрически несколько отличаются от авгитов Везувия, что вызвано их отличным составом.

Для пяти главных линий межплоскостные расстояния диопсид-авгитов Грузии являются:

При интенсивности	10	3,200 кХ
»	»	10	.	.	.	2,710 кХ
»	»	9	.	.	.	1,760 кХ
»	»	10	.	.	.	1,536 кХ
»	»	10	.	.	.	1,159 кХ

Полная сходимость в результатах четырех рентгенограмм диопсид-авгитов Грузии между собой, позволяет считать полученные данные эталонными для диопсид-авгитов вообще. Этому обстоятельству содействует, имеющаяся необходимая химическая и оптическая характеристика исследуемого материала.

4. Для амфиболов Грузии снято семь дебаеграмм, из них пять для роговых обманок, одна для актинолит-асбеста и одна для баркевикита. Как для роговых обманок, так и для актинолит-асбеста полученные нами данные находятся в соответствии с эталонными. Что же касается баркевикита, в доступных нам, советских, английских и американских справочниках каких-либо данных для баркевикита не имеется. Таким образом, дебаеграмма баркевикита из тешенитов сел. Сакунети является первой и может служить эталоном. Для баркевикита, в работе приведена дебаеграмма, химический анализ и оптические константы, что является необходимой предпосылкой для выделения эталона.

Для пяти главных линий $d_{\alpha/n}$ и $d_{\beta/n}$ баркевикита будут: в кХ:

4.	При интенсивности линии	10— $d_{\alpha/n}$	2,593	и $d_{\beta/n}$	(2,676)
7.	"	"	10—	"	2,556 " "
12.	"	"	8—	"	2,150 " "
28.	"	"	10—	"	1,440 " "
47.	"	"	10—	"	1,0544 " "

5. На кристаллах и специально изготовленных срезах пироксенов и амфиболов Грузии, впервые, проведено микросклерометрическое исследование с целью выяснения степени анизотропии, абсолютной твердости и хрупкости диопсид-авгитов и роговых обманок.

Число твердости определялось на множестве кристаллов и срезах, на отдельных гранях и направлениях (в пределах одной и той же грани) преимущественно призматического пояса. Для обеих групп стало возможным доказать ярко выраженную векториальность как в числе твердости, так и в хрупкости. Усредненное число абсолютной твердости в продольном направлении у пироксенов всегда минимально и равно 347, а в поперечном 610, векториально изменяясь при движении от одного направления к другому.

Для амфиболов усредненное число абсолютной твердости в продольном направлении равно 379, а в поперечном 669.

Множеством измерений предельных нагрузок для установления степени хрупкости, и сравнение полученных данных с данными действующей шкалы хрупкости, позволили отнести как диопсид-авгиты, так и роговые обманки к категории слабо-пластичных минералов. (Отметим, что к этой же категории относятся такие минералы как кварц или пирротин).

6. Моноклинные пироксены Грузии независимо от состава и возраста включающих их пород представлены диопсид-авгитом, в которых диопсидовая молекула в среднем составляет 67,53% при колебаниях от 61,35 до 79,67%; геденбергитовая составляющая в среднем равна 19,52% при колебаниях от 11,47 до 19,52%.

Во всех авгитах Грузии строго выдерживается соотношение силиката Чермака с диопсид-геденбергитовой составной, последняя в сумме составляет 87,05%. Там где диопсида много, геденбергитовой составной мало, однако их общая сумма не выходит за указанные пределы.

Эгириновая составляющая играет незначительную роль. Ее максимальное количество приходится на авгиты среднеюрских и частично верхнеэоценовых пород, тогда как авгиты среднеэоценовых пород бедны щелочами, количество последних в них составляет в среднем 0,25%.

7. При общем принципиально диопсидовом составе пироксенов Грузии, как правило, пироксены среднеюрских пород более бедны железом, нежели пироксены средне и верхнеэоценовых вулканогенных формаций. В первых сумма окиси и закиси железа обычно меньше 10%, тогда как во вторых эти цифры обычно превышают 10%. Помимо химико-аналитических данных, высказанное положение подтверждается и многочисленными данными оптики.

8. На основании пятнадцати анализов авгитов Грузии устанавливается, что

а) MgO	в них в среднем содержится	13,71%
б) CaO	” ” ”	20,83%
в) Al ₂ O ₃	” ” ”	5,37%
г) Fe ₂ O ₃	” ” ”	4,13%
д) FeO	” ” ”	5,40%

при молекулярном соотношении $MgO : CaO = 0,65$; $MgO : FeO = 2,53$ и $Al_2O_3 : Fe_2O_3 = 1,30$

9. Диопсид-авгиты Грузии (исключая титан-авгиты щелочных пород) содержат ничтожные количества двуокиси титана, лишь в редких случаях его количество достигает 1%, при этом одновременно увеличивается и количество щелочей.

10. Хром присутствует повсеместно во всех пироксенах в десятых и сотых долях процента, причем его максимальные количества приходится на диопсид-авгиты из среднеюрских пород. V₂O₅ содержится во всех пироксенах средне и верхнеэоценовых формаций, причем авгиты из среднеэоценовых формаций богаче V₂O₅, среднеюрские же пироксены ванадия не содержат. В среднеэоценовых авгитах всегда присутствует кобальт порядка 0,п — 0,0п%, тогда как в верхнеэоценовых авгитах его нет.

11. Все авгиты, как показали термографические исследования, термически инертны, никаких термических превращений вплоть до температуры плавления в них не происходит.

12. В результате изучения обширного материала под микроскопом, оптически была подтверждена диопсидовая природа авгитов и, в основном, роговообманковый характер амфиболов Грузии. Как амфиболы, так и пироксены проявляют неоднородность в оптических свойствах не только в пределах одной породы, но часто в пределах одного шлифа, и, нередко, даже в пределах одного зерна. По-видимому данное обстоятельство вызвано изменениями в физико-химической обстановке при формировании пироксен и амфиболсодержащих пород, что в свою очередь в большей или меньшей степени отразилось на их химическом составе.

Как правило, оптические данные показывают, что в оптически неоднородных зернах авгитов более ранние генерации характеризуется более светлой окраской чем более поздние, меньшими показателями преломления и меньшими значениями $2V$ и cNg , что указывает на сравнительную обогащенность железом более поздних генераций пироксена. В зональных пироксенах, периферические зоны как правило более железисты нежели центральные. Из изложенного видно, что в пироксенсодержащей породе находится не одна генерация пироксена. Это положение легко доказывается и структурными взаимоотношениями пироксенов различных генераций.

Роговые обманки в некоторых исследованных нами горных породах Грузии так же встречаются в более чем одной генерации, что улавливается, главным образом, их структурными взаимоотношениями.

13. Для пироксенов и амфиболов горных пород Грузии, предыдущими авторами приведены многочисленные измерения их оптических констант. $2V$, cNg и $Ng-Np$ однако показатели преломления авторами или совсем не приводились или измерялись весьма редко. В работе значительно восполнен этот пробел многочисленными измерениями этих констант.

Согласно нашим измерениям пределы колебаний главнейших оптических констант составляют:

Для пироксенов:	$2V$	51—64°
(диопсид-авгиты)	cNg	—	34—48°
	Ng'	—	1,702—1,719 ($\pm 0,002$)
	Np'	—	1,673—1,698 ($\pm 0,002$)
	$Ng'-Np'$	=	0,021—0,029
Для амфиболов:	$2V$	=	60—85°
(роговообманок)	cNg	=	10—22°
	Ng'	—	1,674—1,690 ($\pm 0,002$)
	Np'	—	1,647—1,664 ($\pm 0,002$)
	$Ng'-Np'$	—	0,018 до 0,028

14. В эффузивных комплексах Грузии резко выделяются минимум две генерации пироксенов, а если считать отдельные, отличные по составу зоны в наблюдаемых здесь зональных авгитах за отдельные генерации, то количество генераций значительно возрастает. Главными же останутся две генерации: порфиновые, крупнокристаллические, свободного роста интрателлурические выделения и микролиты основной массы.

15. Оптически нам удалось доказать, что в пределах одного эффузива микролиты пироксенов всегда более железисты, чем авгиты порфировых выделений.

16. Удалось доказать, что все существующие диаграммы различных авторов, оптические свойства — состав, для пироксенов — не состоятельны; они могут пролить свет лишь в пределах группового определения состава пироксенов.

17. Доисследован отмеченный в свое время А. А. Флоренским и Г. П. Барсановым [26] редкий пироксеноид ксонотлит, находка которого в ущелье Дедакалия до сих пор является единственной для СССР. На отечественном материале впервые снята его дебаграмма и термовесограмма.

18. Проведенными термографическими исследованиями доказано, что дифференциальные термические кривые роговых обманок Грузии характеризуются одним эндотермическим эффектом в пределах 1100—1180°C, с пиком около 1150—1160°C.

В пределах этой эндотермической реакции происходит полная потеря конституционной воды, и, по-видимому, разрыв амфиболовой ленты на пироксеновые цепочки, что, сопровождается переходом роговой обманки в пироксен.

19. Дифференциальные термоквивые амфибол-асбестов характеризуются двумя эндотермическими реакциями — одной в пределах 850—900°C, и, второй в пределах 975—1030°C. Обе реакции сопровождаются

ся потерей конституционной воды. В отличие от роговых обманок водоотдача в амфибол-асбестах происходит ступенчато в два приема.

20. Как показала дебаеграмма полностью обезвоженного, прокаленного до 1100°C актинолит-асбеста, она соответствует дебаеграмме диопсида.

Таким образом, для амфиболов актинолитового состава, переход их при температурах порядка 1100°C в пироксен можно считать доказанным.

21. В отличие от других амфиболов, баркевикит на подобие пироксенов является термически инертным.

22. Процессы изменения в пироксенах и амфиболах, как показали и наши исследования проходят по известной схеме:

пироксен → амфибол → биотит → хлорит

ИСПОЛЬЗОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Батиашвили Т. В., Минералогическая характеристика асбеста сса. Бжиневи (на груз. языке с русской аннотацией). Труды Геолог. института АН Грузинской ССР, серия минер.-петр., т. VI, Тбилиси, 1961.
2. Белянкин Д. С., К петрографии Архотского тоннеля. Геол. иссл. в области перев. жел. дороги через глав. Кавк. хребет, СПб, 1914.
3. Белянкин Д. С., Донская Е. В., Термооптическое исследование минерала актинолита. Изв. Акад. наук, № 1, 1939.
4. Белянкин Д. С. и Петров В. П., Тешенито-камptonито-мончикитовые ил-трузии окрестностей г. Ахалдихе. Тр. Ин-та Геол. наук, вып. 21, Петр. серия (№ 7) 1940.
5. Белянкин Д. С., Петров В. П., Петрография Грузии, 1945.
6. Варсимашвили Э., О пироксенах порфиритовых толщ байоса и ср. эоцена района Локского массива. XII-ая науч. конф. молодых науч. раб. и аспирантов, Изд. Ак. наук Груз. ССР, Тбилиси, 1961.
7. Веселовская М. М., Химико-минералогическое иссл. в области пироксенов диопсид-авгитового ряда. Труды ин-ста Геол. наук, вып. 86, петрограф. серия 1950.
8. Глинка К. Д., Исследования в области процессов выветривания. Тр. СПб, общ. естеств. т. XXXIV, вып. 5, 1906.
9. Гоишвили В. А., О зональности скарнов горы Кирар (В. Сванетия). Тр. КИМС. в. II (4), 1960.
10. Дзоценидзе Г. С., Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Монография, № 1. Ин-ст. геологии и минералогии, АН ГССР, 1948.
11. Дмитриев Е. Д., Применение прибора микротвердости ПМТ-2 конструкции Хрущева М. М. и Берковича Е. С. для диагностики минералов: Зап. Всесоюзн. мин. общ. ч. 78, № 4, 1949 г., М.-Л.
12. Заридзе Г. М. и Татришвили Н. Ф., Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат, 1959.
13. Иванова В. П., Термограммы минералов. Зап. Всесоюзн. мин. общ. ч. ХС, вып. I, 1961.
14. Коржинский А. Ф., Термический анализ некоторых роговых обманок Восточной Сибири. Труды Первого совещания по термографии (Казань 1953). Изд. АН СССР. Москва—Ленинград (1955 г.).
15. Коржинский А. Ф., О зависимости термических свойств амфиболов от содержания в них щелочей. Доклады АН СССР т. III, № 2. 1956.
16. Мамедов Х. С., Белов Н. В. Докл. АН СССР, 104, № 4 (1955).
17. Мамедов Х. С., Белов Н. В., Зап. Всесоюзн. минерал. общ. ч. 85, I (1956).

18. Михеев В. И., Рентгенометрический определитель минералов. 1957, М.
19. Надан А., Пластичность. 1936, Москва.
20. Нейль Г. О., Твердость металлов и ее измерение. Москва, 1940.
21. Сердюченко Д. Н., Ефремов Н. Е., Амфиболы из месторождений Урала и Северного Кавказа в связи с их химической конституцией. Ученые записки Ростовского на Дону Гос. Университета. Вып. VII, Ростов на Дону, 1936 г.
22. Сердюченко Д. Н., О видах Амфиболов. Изв. Акад. наук СССР. Сер. геологическ. № 2., 1938.
23. Смирнов Н. Н., О породообразующих пироксенах и цеолитах горы Цхрцкаро в Закавказьи. Сб. Мин. инст. Моск. унив. Москва, 1923.
24. Схиртладзе Н. И., Тешениговая формация Западной Грузии. Тр. Геол. инст. АН ГССР, сер. минер.-петр., т. 1, в. 1943, Тбилиси.
25. Фазорская М. А., Роговая обманка сванетских неоинтрузий. Сб. посвящ. 70-летию акад. Д. С. Белянкина. 1946.
26. Флоренский А. А., Барсанов Г. П., Геология, петрография и полезные ископаемые бассейна р. Лопанис-цкали в Юго-Осетии. СОПС в. 13, сб. IV, 1936.
27. Хрущев М. М., Беркович Е. С., Микротвердость определяемая методом вдавливания. Изд. АН СССР. Москва, 1943.
28. Цветков А. И., Изоморфные замещения в группе бесцелочных пироксенов. Труды инст. геолог. наук АН СССР, вып. 138, петр. серия (№ 41), М. Л. 1951.
29. Чирвинский П. Н., Ульянов А. А., Черный песок р. Супсы на Кавказе. Зап. Донск. Политехн. инст., 1928, Новочеркасск.
30. Чхотуа Г. Р., К петрографии древних основных и ультраосновных пород верховьев реки Кодора в Абхазии. Бюлл. Геол. ин-та Грузии., том III, вып. I, 1938.
31. Шубников А. В., Как растут кристаллы. Изд. АН СССР. 1935. М.-Л.
32. Янушкевич А. А., Сборник химических анализов Грузинских пород и минералов. Тр. Геол. упр. Грузинской ССР, вып. I, 69, 1939 г.
33. Goldschmidt V. Atlas und Text der Krystallformen B. VII, Heidelberg, 1924 j.
34. Groth P. Tabellarische Übersicht der Mineralien. 1898.
35. Hess H. O. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Part I, The American Mineralogist. Vol. 34, Nos. 9 and 10, 1949.
36. Hintze C. Handbuch der Mineralogie B. II, Leipzig, 1897.
37. Kunitz W. Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblendgruppe. N. Ib. Abhandlungen—Abt. A. Heft 2, Band. L X, 1930.
38. Lacroix A. Minéralogie de la France et de ses colonies. Tome II, 1900, Paris.
39. Nickel E. H. The distribution of major and minor elements among some Coexisting ferromagnesian silicates. The American Mineralogist, Vol. 39, Nos. 5, and 6, 1954.
40. Niggli P. Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie, 1927, Berlin.
41. Penfield S. J. and Stanley F. C. On the Chemical Composition of Amphibole. Am. j. Sc. XXIII, 1907.
42. Tomito T. Variations in optical properties according to chemical composition in the pyroxenes of the clinoenstatite-clinohyperstene-diopside-hedenbergite sistem, Journ. Shang. Sci Inst. sect. 2, I. 1934.
43. Xrdc II, First Supplementary cardt of x-ray diffraction data, compiled and published by joint comitée of A. S. T. M., Am. Soc. for X-ray and Electron Diffraction, and Inst. of Phys. of London (Атлас—справочник).

Т а б л и ц ы

ТАБЛИЦА I

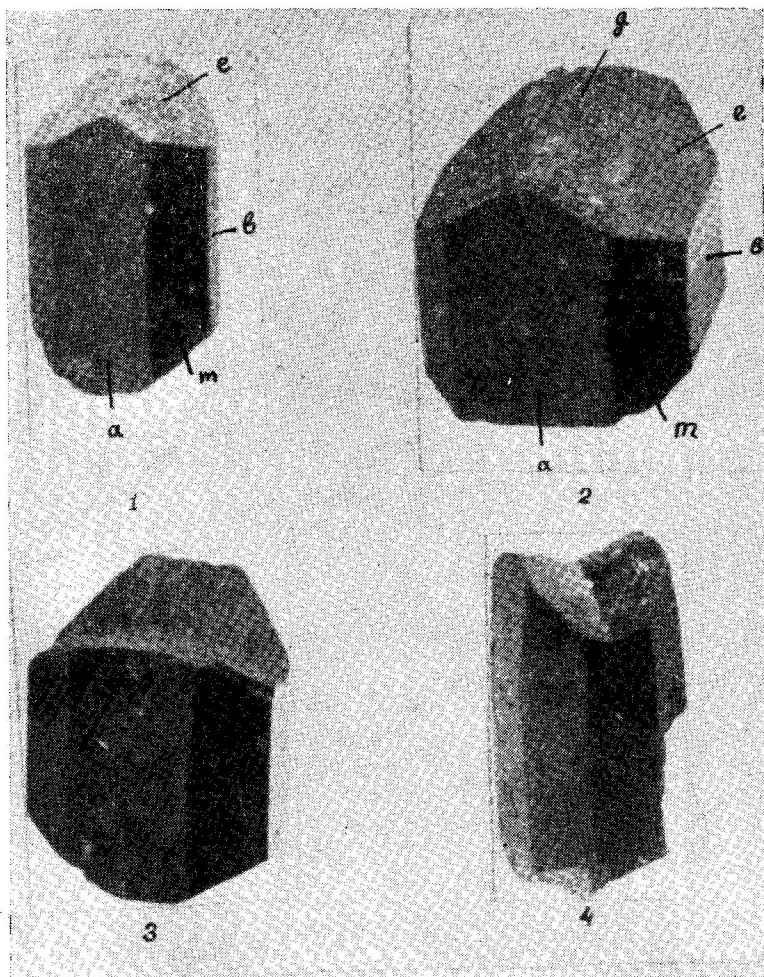
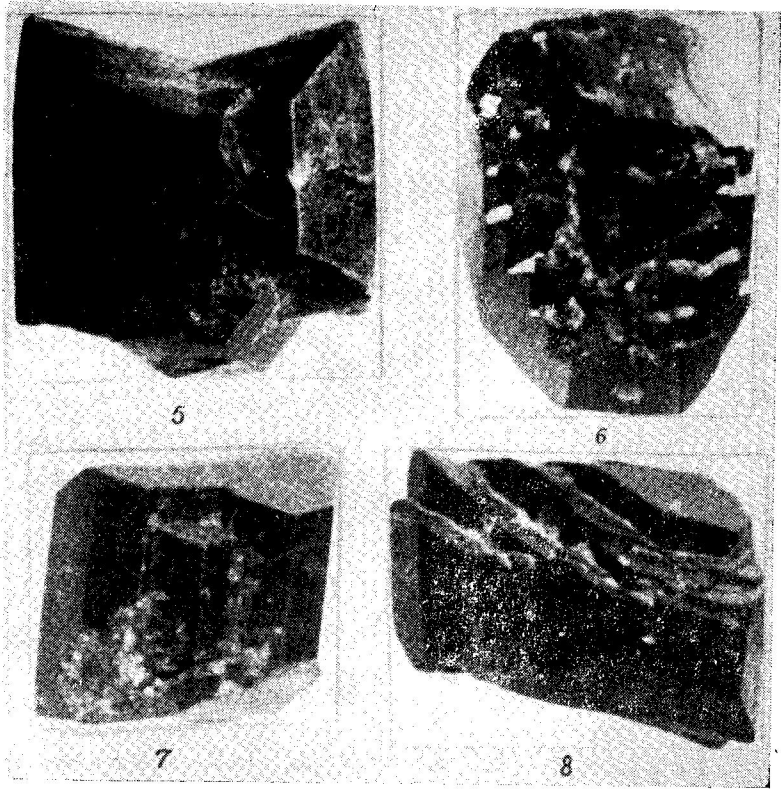


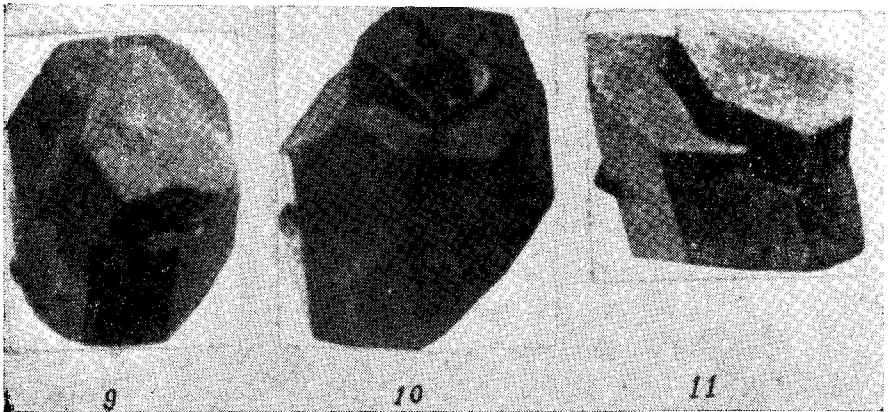
Фото 1. Удлиненный кристалл авгита. 2,5 нат. вел. Цихисдзир
 Фото 2. Короткостолбчатый монокристалл. 2,5 нат. вел. Зваре
 Фото 3. Двойник срастания по (100), 2,5 нат. вел. Зваре
 Фото 4. Двойник срастания по (100). На одном индивидуе хорошо видна изогнутость грани (100). 2,5 нат. вел. Цихисдзир

ТАБЛИЦА II



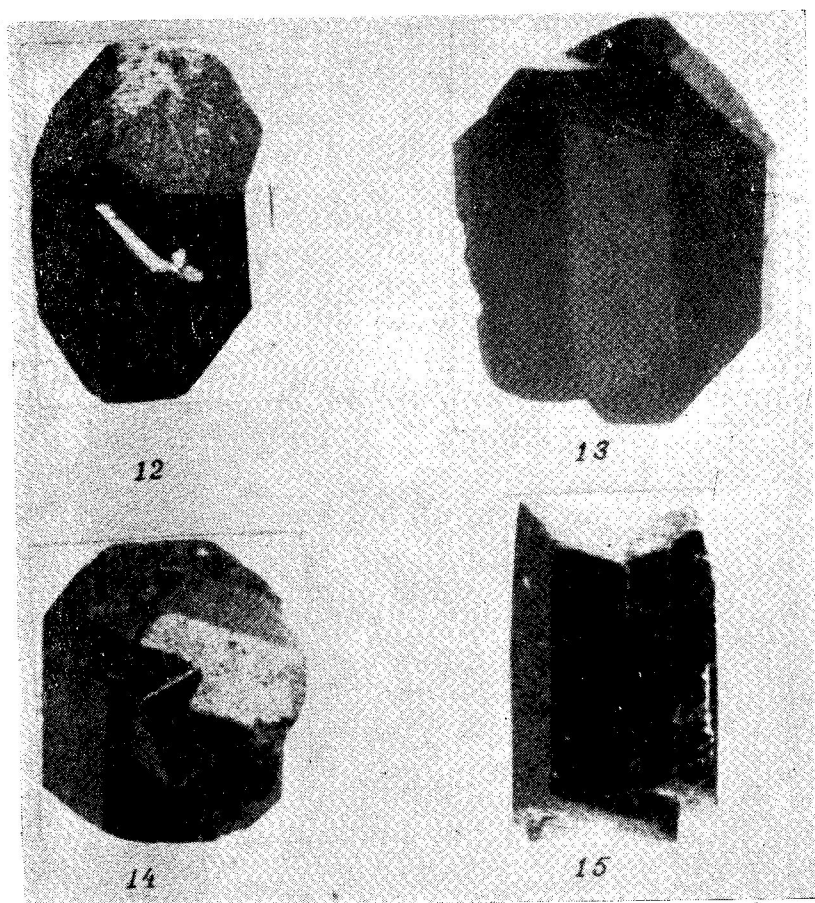
- Фото 5. Сложные полисинтетические двойники срастания. 2,5 нат. вел. Зваре
 Фото 6. Мозаичный двойник срастания по (100), 2,5 нат. вел. Ущ. Зваре
 Фото 7. Полисинтетический двойник срастания по (100), 2,5 нат. вел. Ущ. Зваре
 Фото 8. Полисинтетический, мозаичный двойник срастания по (100) и (001). 2,5 нат. вел. Ущ. Зваре

ТАБЛИЦА III



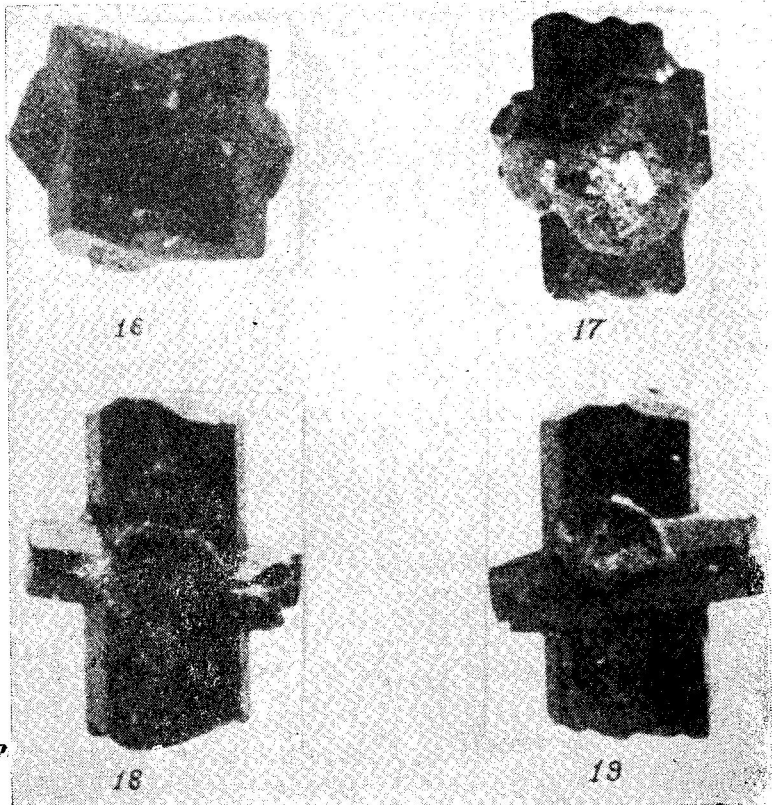
- Фото 9. Двойник нарастания 2,5 нат. вел. Ущ. Зваре
 Фото 10. Двойник нарастания 2,5 нат. вел. Ущ. Зваре
 Фото 11. Двойник нарастания 2,5 нат. вел. Ущ. Зваре

ТАБЛИЦА IV



- Фото 12. Двойник нарастания 2,5 нат. вел. Ущ. Зваре
Фото 13. Двойник нарастания 2,5 нат. вел. Ущ. Зваре
Фото 14. Комбинированный двойник, 2,5 нат. вел. Ущ. Зваре
Фото 15. Крестообразный двойник прорастания по (100) 2,5 нат. вел. Ущ. Зваре

ТАБЛИЦА V



- Фото 16. Крестообразный двойник прорастания. Ущ. Зваре
Фото 17. Крестообразный шестерник прорастания. Ущ. Зваре
Фото 18. Крестообразный шестерник. 2,5 нат. вел. Ущ. Зваре
Фото 19. Тоже с другой стороны

ТАБЛИЦА VI

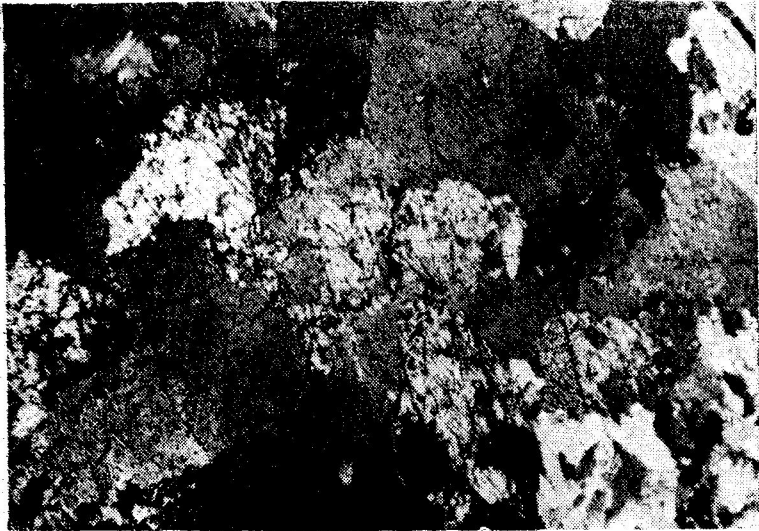


Фото 20. Реликты пироксена в амфиболе. Ник. + 37х

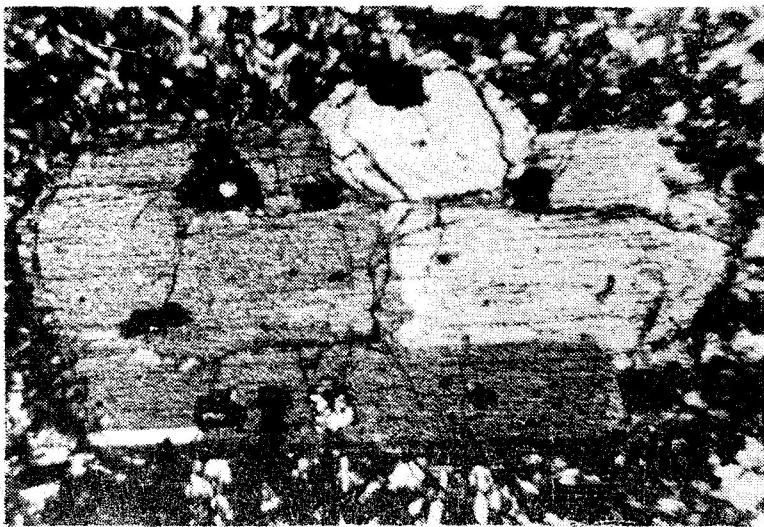


Фото 21. Зональный кристалл диопсид-авгита. Ник. + 25х

ТАБЛИЦА VII



Фото 22. Крестообразный двойник пироксена с зональным строением. Ник. + 22х

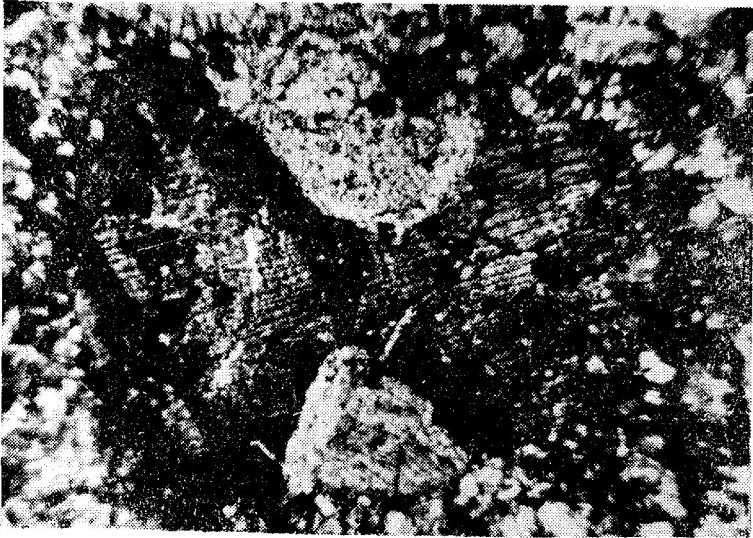


Фото 23. Кристаллы пироксена с различной степенью идиоморфизма. Ник. +, 22х

ТАБЛИЦА VIII

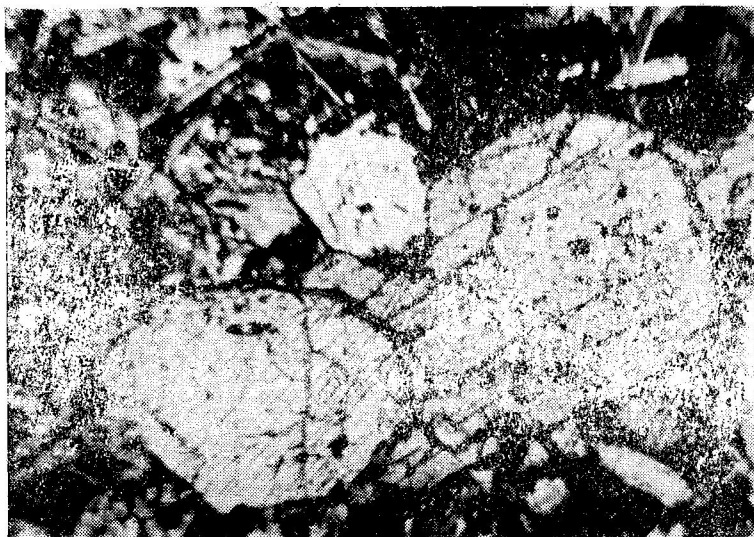


Фото 24. Кристаллы пироксена с различной степенью идиоморфизма. Ник + 25х



Фото 25. Идиоморфный кристалл пироксена сдвойникованный по (100). Ник. + 90х

ТАБЛИЦА IX

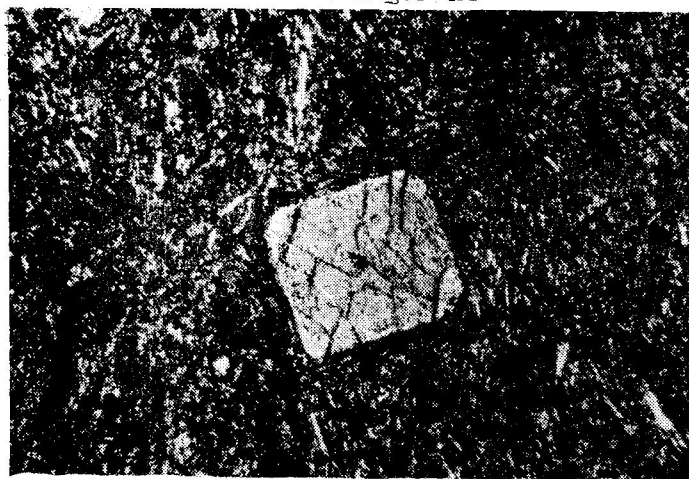


Фото 26. Идиоморфный фенокристалл пироксена. Ник. || 90х.



Фото 27. Кристалл пироксена с различной степенью идиоморфизма. Ник. + 37х



Фото 28. Кристаллы пироксена (на снимке светлые) в различной зависимости с фенокристаллом плагиоклаза. Ник. + 37х

ТАБЛИЦА X

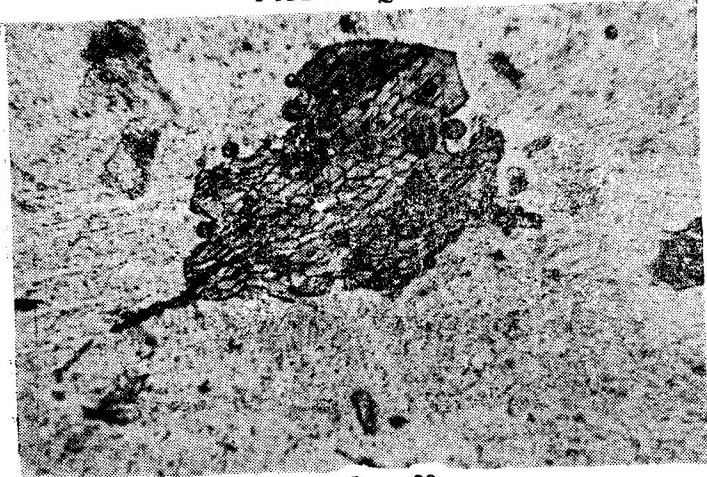


Фото 29а.



Фото 29б. Неоднородный резорбированный кристалл роговой обманки. Ник. + 37х



Фото 30. Идиоморфные образования бурой роговой обманки (светлые) в крупном кристалле зеленой роговой обманки. Ник + 90х

ТАБЛИЦА XI



Фото 31. Кристаллы роговой обманки с различной степенью идиоморфизма. Ник. + 37х

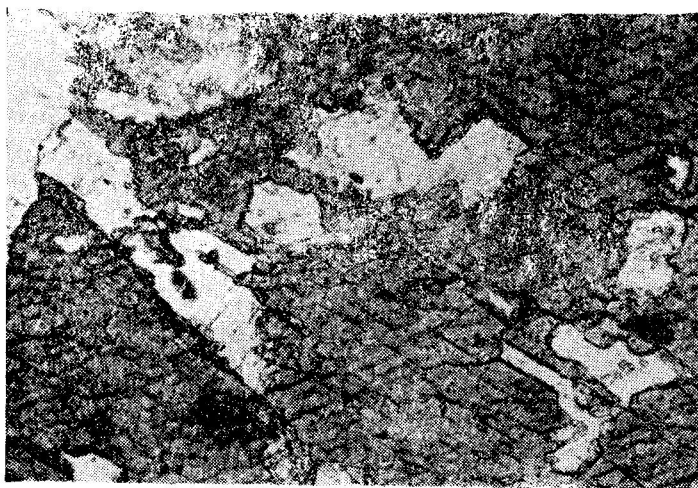


Фото 32. Корродированный кристалл роговой обманки; местами наблюдаются уцелевшие реликты в массе лейкократового минерала. Ник. + 90х

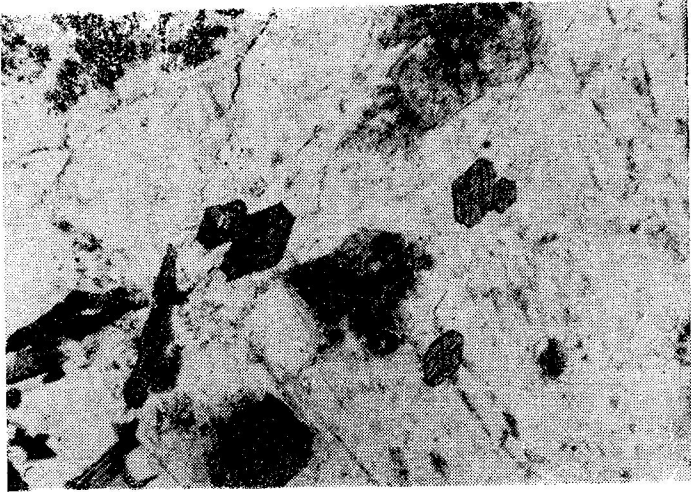


Фото 33. Свежие, идиоморфные кристаллы роговой обманки в массе инъецирующего полевого шпата, наряду с реликтами первичных минералов (в том числе амфибола). Ник. ||, 90х

ТАБЛИЦА XII

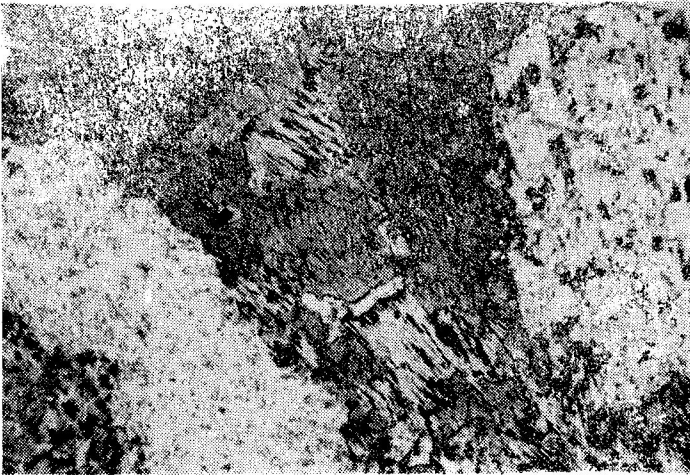


Фото 34. Замещение роговой обманки хлоритом и биотитом.
Ник. || 37х



Фото 35. Фенокристаллы роговой обманки с различной степенью идиоморфизма. Ник. + 37х



Фото 36. Кристалл роговой обманки захваченный фенокристаллом плагиоклаза. Ник. + 90х

ТАБЛИЦА XIII

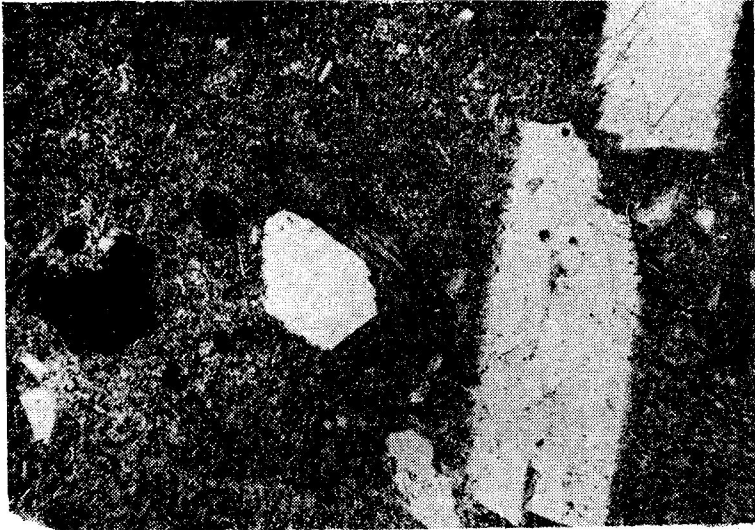


Фото 37. Резко выраженный ксеноморфизм роговой обманки относительно плагноклаза. Ник. + 37х



Фото 38. Идиоморфный кристалл роговой обманки ранней генерации (на снимке светлый) захвачен крупным фенокристаллом роговой обманки более поздней генерации. Ник. + 37х

ТАБЛИЦА XIV



Фото 39а.



Фото 39а, 39б. Полисинтетические двойники роговой обманки (механические) Ник. + 90х.

СОДЕРЖАНИЕ

I. Пироксены	5
Морфология кристаллов	5
Двойники	6
Рентгенометрические исследования пироксенов	8
Микросклерометрические исследования пироксенов	9
Микроскопические исследования пироксенов	11
Химия и термография пироксенов	21
Кристаллохимические формулы пироксенов	27
Связь химического состава пироксенов с оптическими свойствами	29
Ксонотлит	32
II. Амфиболы	36
Рентгенометрические исследования амфиболов	36
Микросклерометрические исследования амфиболов	40
Микроскопическое исследование амфиболов	42
Выводы по микроскопическому изучению пироксенов и амфиболов	50
Химия и термография амфиболов	52
Кристаллохимические формулы амфиболов	58
Общие выводы	65
Использованная литература	69

Георгий Владимирович Гвахария
Елена Константиновна Везиришвили
Тамара Давидовна Багратишвили
Роланд Маркозович Манвелидзе
Роберт Александрович Ахвледиани

МАТЕРИАЛЫ ПО МИНЕРАЛОГИИ ГРУЗИИ

(пироксены и амфиболы)

Напечатано по постановлению Ред.-Изд. Совета АН Грузинской ССР

*

Редактор издательства Т. П. Бокучава
Техредактор Э. Б. Бокериа
Корректор Ц. В. Кахабришвили

Подписано к печати 29.11.1965; Печатных л. 7.70;
Уч.-Издат. л. 6.46; УЭ 02238; Тираж 600; Заказ 1152;
Цена 54 коп.

გამომცემლობა „მეცნიერება“, თბილისი, ძერეთის ქ. № 8
Издательство «Мецниереба», Тбилиси, ул. Держинского № 8

გამომცემლობა „მეცნიერების“ სტამბა, თბილისი, გ. ტაბიძის ქ. № 3/5
Типография Издательства «Мецниереба», Тбилиси, ул. Г. Табидзе 3/5