

И. В. ГИНЗБУРГ, Р. Л. ТЕЛЕШОВА,
Г. А. ОСОЛОДКИНА, О. Г. УНАНОВА

ВАРИАЦИИ СОСТАВА ОДНИХ И ТЕХ ЖЕ ПИРОКСЕНОВ (по данным химических анализов)

Пироксены относятся к силикатам сложного и переменного химического состава, чутко реагирующим на любые изменения химизма и физического состояния среды, в которой они образуются. Эта особенность пироксенов — главных или характерных минералов многих горных пород — используется при обсуждении генезиса этих пород.

Среди многочисленных публикаций, посвященных пироксенам, не нашлось подходящих примеров, в которых специально бы обсуждались изменения состава того же самого пироксена из той же самой горной породы по данным химических анализов. Мнение о практическом тождестве таких пироксенов считалось не требующим доказательства.

Между тем развитие и внедрение в минералогию точных физических методов исследований, проводимых на малых количествах вещества (мг и доли миллиграмма), и применение электронных микроанализаторов (микросондов) вызвали необходимость рассмотреть, насколько отражаются на результатах современных химических анализов возможные вариации состава как будто совершенно одинаковых или едва различимых пироксенов той же горной породы.

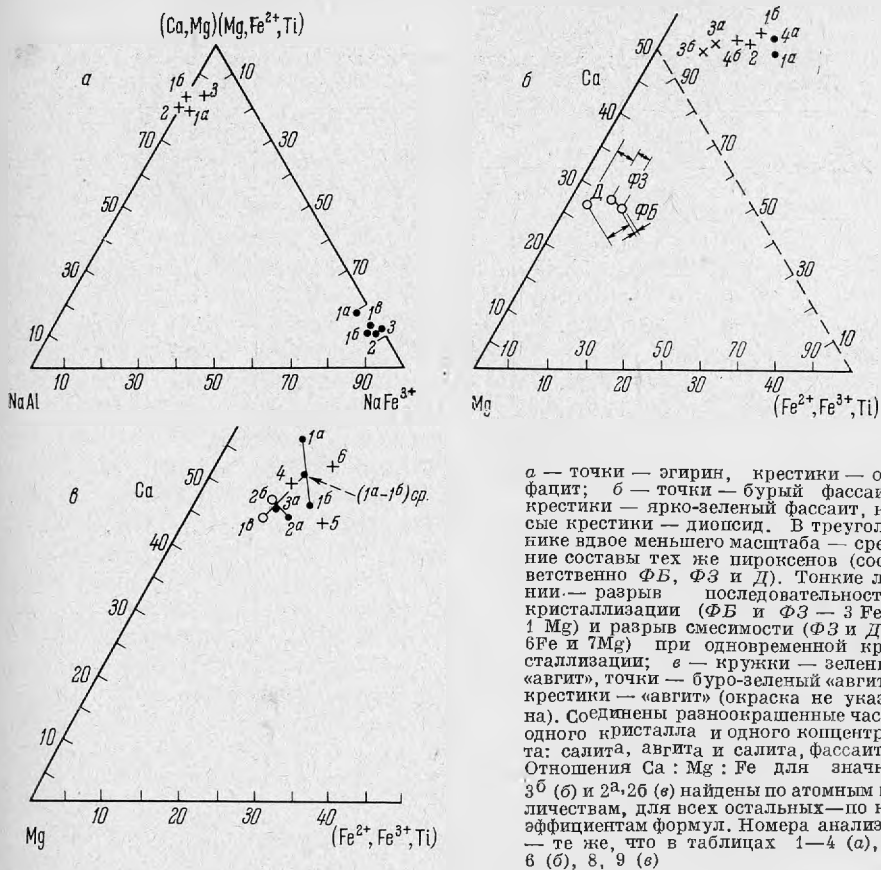
В связи с этим авторами была проделана работа по изучению изменений химического состава следующих пироксенов четырех месторождений СССР:

Однородные: 1) эгирин интрузивных щелочных гранитов Кольского п-ова (множество мелких кристалликов); 2) омфацит эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии (обломки нескольких крупных кристаллов); 3) диопсид и фassaит аподолеритовых метасоматитов Якутии (множество кристаллов).

Зональные: 4) фassaит аподолеритовых метасоматитов Якутии (множество кристаллов); 5) авгит эффузивных порфиритов Грузии (десятки кристаллов, отдельные кристаллы).

Особое внимание уделялось чистоте навесок пироксенов для химического анализа. Пироксены отбирались под бинокулярной лупой И. В. Гинзбург при участии И. А. Волковой. Некоторые из пироксенов предварительно обогащались в тяжелых жидкостях и на электромагните Н. Н. Батыревой. Химические анализы выполнялись:

1) классическим методом Г. А. Осолодкиной из 220—500 мг, О. Г. Унановой из 600—980 мг и О. П. Острогорской из 500 мг; 2) микрометодом из навесок в 200 мг Р. Л. Телешовой (совместно с Л. С. Абрамовой) и Ю. Н. Новиковой. Щелочи находили по фотометрии пламени С. А. Волкова и И. П. Шеина во всех анализах, кроме анализа, выполненного О. П. Острогорской. Один и тот же пироксен — из одной навески, и



а — точки — эгирин, крестики — ом-
 фацит; б — точки — бурый фаясит,
 крестики — ярко-зеленый фаясит, ко-
 сые крестики — диопсид. В треуголь-
 нике вдвое меньшего масштаба — сред-
 ние составы тех же пироксенов (соот-
 ветственно ФБ, ФЗ и Д). Тонкие ли-
 нии — разрыв последовательностей
 кристаллизации (ФБ и ФЗ — 3 Fe и
 1 Mg) и разрыв смесимости (ФЗ и Д —
 6Fe и 7Mg) при одновременной кри-
 сталлизации; е — кружки — зеленый
 «авгит», точки — буро-зеленый «авгит»,
 крестики — «авгит» (окраска не указа-
 на). Соединены равноокрашенные части
 одного кристалла и одного concentra-
 та: салита, авгита и салита, фаясита.
 Отношения Ca : Mg : Fe для значков
 3^б (б) и 2^а, 2^б (е) найдены по атомным ко-
 личествам, для всех остальных — по ко-
 эффициентам формул. Номера анализов
 — те же, что в таблицах 1—4 (а), 5,
 6 (б), 8, 9 (е)

Рис. 1. Положение точек состава изученных пироксенов на треугольных диаграммах

общего концентрата, из того же самого или из нескольких кристаллов — анализировался дважды или трижды. Всего сделано 16 новых химических анализов и привлечено 9 литературных анализов пироксенов из тех же самых или из аналогичных горных пород.

Различия в результатах химических анализов принимались за колебания состава самих пироксенов, внешне и оптически одинаковых. Оценка вариаций состава пироксенов производилась путем сравнения весовых процентов окислов (табл. 1, 3, 5, 8), коэффициентов их формул (табл. 2, 4, 6, 9) и по треугольным диаграммам (рис. 1). Учитывались допустимые погрешности анализов и степень усреднения состава (в навесках из множества и из немногих кристаллов).

Принятый подход к изучению пироксенов позволил выявить специфику изменения их состава и на такой основе уточнить некоторые особенности условий их образования в четырех месторождениях СССР.

Эгирин приконтактовых щелочных гранитов Кейв

Массивы интрузивных эгирин-арфведсонитовых гранитов района Кейв на Кольском полуострове имеют местами характерную эндоконтактовую фацию среднезернистых эгириновых гранитов (Гинзбург, 1958). В этих щелочных гранитах, содержащих лишь примесь арфведсонита, эгирин не находится с последним в сростаниях, что обеспечивает чистоту отбор-

Химические анализы эгирина из щелочных гранитов района Кейв на Кольском полуострове (1,2) и Центрального Забайкалья (3) (в вес. %)

Компоненты	1а	1б	1в	$\Delta 1а-1б$	$\Delta 1б-1в$	2	$\Delta 1б-2$	3
	Один концентрат							
SiO ₂	49,86	51,44	51,85	1,58	0,41	52,52	1,08	49,96
TiO ₂	—	0,35	0,57	0,35	0,22	1,08	0,73	2,09
Al ₂ O ₃	5,35	1,50	1,00	3,85	0,50	1,74	0,24	0,11
Fe ₂ O ₃	27,82	29,97	29,94	2,15	0,03	29,97	0,02	28,72
FeO	3,58	2,85	2,55	0,73	0,30	1,37	1,48	2,95
MnO	0,08	0,00	0,29	0,08	0,29	0,26	0,12	1,46
MgO	0,72	0,00	0,00	0,72	0,00	0,12	0,26	0,87
CaO	1,93	1,89	1,98	0,04	0,09	1,01	0,88	1,29
Na ₂ O	10,95	11,50	11,81	0,55	0,31	11,58	0,08	11,45
K ₂ O	0,05	0,19	0,09	0,14	0,10	0,11	0,08	0,25
H ₂ O ⁺	—	—	0,00	—	—	0,08	0,08	0,23
H ₂ O ⁻	—	—	0,00	—	—	—	—	0,52
Сумма . . .	100,34	99,69	100,08	—	—	99,84	—	99,90
Навеска, мг	480	250	200	—	—	>1000	—	?
Уд. вес	—	3,38	—	—	—	3,57	—	—
2V	—	-60°	—	—	—	—	—	-62°
cNp	—	5°	—	—	—	3°	—	8°
n _g	—	1,810	—	—	—	1,79	—	—
n _p	—	1,761	—	—	—	1,76	—	—

Примечание. Аналитики: 1а — Г. А. Осолодкина, 2б — Р. Л. Телешева, 1в — Н. Новикова (материал И. В. Гинзбург), 2 — В. Г. Загипайченко, 1953 (материал Б. А. Юдина), 3 — И. Бендер (Фельдман, 1968).

Для 1а, 1б, 1в — удельный вес определен микрометодом В. А. Амелиной, оптические константы И. В. Гинзбург и Н. Н. Колесниковой; спектральный анализ дал еше Li, Be, V, Zr, Sn, Pb (Н. В. Лизунов, А. С. Дудкина).

ки эгирина. По удельному весу и по магнитной восприимчивости эгирина и арфведсонит едва разделяются, а под бинокулярной лупой распознаются лишь при некотором навыке — черный в зернах эгирина от черного же арфведсонита отличается густо-зелеными отсветами, идущими как бы из глубины зерен слабо просвечивающего эгирина. Данный световой

Коэффициенты при формулах эгирина

Номер анализа	X = M ₂				
	Na	K	Ca	Mg	Fe ²⁺
1а	0,82	—	0,08	0,04	0,06
1б	0,88	0,01	0,08	—	0,03
1в	0,89	—	0,03	—	0,03
$\Delta 1а-1б$	0,06	0,01	—	0,04	0,03
$\Delta 1б-1в$	0,01	0,01	—	—	—
2	0,89	—	0,05	0,02	0,04
$\Delta 1б-2$	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01
3	0,87	0,01	0,06	0,06	—

* Анализы вычислены на основе четырех катионов (X + Y + Z = 4); в анализе 2 за счет загран

эффект позволяет отобрать совершенно чистый эгирин. Он представлен мелкими удлиненными кристалликами (0,15—0,05 мм) очень неправильной формы с глубокими углублениями на гранях, лишенных штриховки.

Эгирин на анализы (табл. 1, анализы 1а, 1б, 1в,) выделен из среднезернистых гранитов восточного эндоконтакта Западно-Кейвского интрузива, обнажающихся юго-восточнее Кальмозерских гор. Исходным был небольшой кусок этих пород размером в 10 см³. Кристаллики эгирина извлекали из общего концентрата, но из двух близких по степени намагничивания фракций: обогащенный арфведсонитом (анализ 1а) и с незначительной примесью его (анализы 1б и 1в). Эгирин 1а оказался иным, чем эгирины 1б и 1в, весьма сходные между собой (Δ1б — 1в).

По сравнению с 1б и 1в в эгирине 1а меньше Na₂O, Fe₂O₃ и SiO₂, но в эквивалентных количествах больше FeO, Al₂O₃ и есть MgO (см. Δ1а — 1б). Эти различия не могут быть отнесены ни за счет загрязнения навески 1б, что исключается, ни за счет способа анализа: классического для 1а и микрометода для 1б и 1в, допустимые погрешности которых одинаковы. Остается принять, что особый состав эгирина 1а свойствен самому минералу.

В коэффициентах кристаллохимических формул (табл. 2) сходство (1б и 1в) и различия (1а и 1б; 1а и 1в) более определены, поскольку сравнение ведется между химическими элементами, приходящимися на формульную единицу. Так, колебания содержания катионов у эгиринов одной фракции (Δ1б — 1в) совсем незначительны; только по Al они равны 0,02, по остальным катионам колебания равны 0,01 или отсутствуют совсем. В этом выражено относительное постоянство состава того же самого эгирина. Колебания содержания катионов у эгиринов двух разных фракций 1а и 1б или 1в более существенное (Δ1а — 1б); оно наибольшее для Na и Fe³⁺ в X и в Y (0,06 и 0,07 соответственно) и для Al в Y и в Z (по 0,09).

Разный состав внешне и оптически такого же эгирина, выделенного из двух слабо различающихся по намагничиванию фракций, позволяет допускать неоднородный состав его отдельных кристалликов в эндоконтактовом граните. Учитывая последовательность кристаллизации щелочных гранитов Кейв — светлоокрашенные минералы, эгирин, арфведсонит, — а также наложение конца выделения эгирина и начала выделения арфведсонита (Гинзбург, 1958), мы принимаем, что анализы 1б и 1в отвечают эгирину самостоятельного периода кристаллизации, а анализ 1а — эгирину, выпадающему совместно с арфведсонитом. На построение послед-

Таблица 2

Y = M ₁					Z			Избыток валентности в Y
Fe ³⁺	Al	Fe ²⁺	Mn	Ti ³⁺	Si	Al	Ti ⁴⁺	
0,80	0,15	0,05	—	—	1,91	0,09	—	0,04
0,87	0,07	0,04	—	0,01	2,00	—	—	0,05
0,87	0,05	0,05	0,01	0,02	2,00	—	—	0,05
0,07	0,08	0,01	—	0,01	0,09	0,09	—	—
—	0,02	0,01	0,01	0,01	—	—	—	—
0,88	0,03	0,01	—	0,03	2,00	—	—	0,10
0,01	0,01	0,01	—	0,02	—	—	—	—
0,85	—	0,05	0,05	0,05	1,98	—	0,02	0,02

ния кварцем отнесены 15 атомных количеств (0,92 вес. %) SiO₂.

него пошли Na, Fe³⁺ и Ti, недостаток которых в эгирине 1а восполнился Al и отчасти Mg и Fe²⁺. Повышенное содержание в эгирине Al отображает пониженную активность Na и связано с началом выпадения гидроксилсодержащего минерала — арфведсонита.

На анализ 2 эгириин получен из лишенных арфведсонита среднезернистых гранитов, слагающих прикровлевающую часть Пурначского интрузива (район южных отрогов Восточных Кейв), который удален от восточного контакта Западно-Кейвского интрузива более чем на 100 км. Состав этого эгирина (см. табл. 1), анализировавшегося по классической методике, в целом подобен составу обычного эгирина (1б, 1в) Западных Кейв (не считая повышенного избытка R³⁺ в Y). Тем самым подтверждается близость условий кристаллизации обычного эгирина в столь удаленных друг от друга частях единого щелочно-гранитного плутона; эта близость раньше лишь допускалась по его оптическим свойствам.

Эгириин 3 из автометасоматических щелочных гранитов Тайдутского массива в Забайкалье (Фельдман, 1969) и по результатам химического анализа и количеству катионов в формуле (табл. 1 и 2) соответствует обычному эгирину 1б, 1в интрузивных щелочных гранитов Кейв. Следовательно, образование пироксенов тождественного состава может происходить при кристаллизации из расплава и в ходе метасоматических реакций при кристаллобластезе, если термодинамические условия были похожими. Судя по кристаллохимическим формулам, все рассмотренные здесь пироксены (табл. 2) являются типичными эгиринами.

На треугольной диаграмме (рис. 1, а) фигуративные точки обычных эгиринов Кейв, Пурнача и Тайдута группируются вместе, а необычного эгирина 1а — несколько удалены.

Омфацит из эклогитов, включенных в кимберлиты трубки «Обнаженная»

Среди многих теперь довольно хорошо изученных кимберлитовых трубок Якутии трубка «Обнаженная» выделяется большим количеством родственных включений эклогитов и близких им по парагенезису пород. Мы располагаем химическими анализами пироксена, выделенного из разных включений, представленных по существу эклогитами, т. е. породами, состоящими из омфацита, пироба (+ энстатит), но обладающими некоторыми различиями в структурах.

Нами исследован омфацит из небольшого округлого желвака эклогита, содержащего также пироб (в количестве 10—15%). Структура эклогита крупнокристаллическая благодаря крупным (до 3 см) удлиненным кристаллам зеленого (прозрачного в осколках) омфацита, между которыми располагаются прерывистые цепочки и изолированные агрегаты мелких (до 0,5 мм) кристалликов малиново-розового пироба, тоже прозрачного. Такие крупнокристаллические породы принято относить к так называемым метаморфическим эклогитам (Милашев, 1960; Бобриевич и др. 1964).

Подготовка на химический анализ омфацита из данной породы фактически свелась к отделению его ювелирно-прозрачных зерен, лишенных каких-либо включений, от пироба. Под микроскопом минерал совершенно однороден, свеж. Однако все зерна в количестве 800 мг были просмотрены под бинокулярной лупой.

Химические анализы этого омфацита помещены в табл. 3 за номерами 1а и 1б. Они сделаны из общей навески по одинаковой методике (исключая определение щелочей и FeO — во втором случае).

Результаты двух анализов (1а и 1б) не одинаковы, главным образом за счет CaO, которой больше в 1б, и A₂O₃, Fe₂O₃, которых больше в 1а. Колебания содержания этих окислов могут быть в равной мере отнесены

Таблица 3

Химические анализы омфацита из эглогитов (в вес. %), включенных в кимберлиты трубки «обнаженная» (Якутия)

Компонента	1а	1б	$\Delta 1а - 1б$	2	3	Δ_{\max} 1а - 2
	одна навеска					
SiO ₂	54,34	53,95	0,39	53,50	53,39	0,84
TiO ₂	0,02	0,00	0,02	0,38	0,30	0,36
Al ₂ O ₃	7,23	6,65	0,58	5,03	5,78	2,20
Cr ₂ O ₃	0,17	—	—	1,06	0,08	0,89
Fe ₂ O ₃	1,53	0,61	0,92	1,62	3,76	0,09
FeO	1,27	1,55	0,28	2,03	1,19	0,76
MnO	0,09	—	—	0,07	0,02	0,02
MgO	14,09	14,02	0,07	15,30	14,26	1,21
CaO	18,06	19,92	1,86	17,37	18,74	0,69
Na ₂ O	2,90	3,10	0,20	2,50	1,82	0,40
K ₂ O	0,14	0,05	0,09	0,11	0,41	0,03
H ₂ O ⁺	0,51	} 0,42	0,14 {	1,06	0,48	0,55
H ₂ O ⁻	0,05			—	0,10	0,05
V ₂ O ₅	0,03	—	—	—	—	—
Сумма	100,43	100,27	—	100,03	100,33	—
Навеска, мг	500	220	—	—	—	—
Уд. вес	3,310	—	—	3,33	3,19	—
2V	+76°	—	—	+66°	—	—
cNg	42°	—	—	40°	—	—
n _g	1,693	—	—	1,704	1,706	—
n _p	1,671	—	—	1,676	1,684	—

Примечание. 1а — О. П. Острогорская, 1963 г.; 1б — Г. А. Осолодкина (дар Минералогическому музею); 2 — Т. М. Саблина (Милашов, 1960); 3 — А. П. Бобриевич и др., 1964.

Для 1а и 1б удельный вес определен микрометодом В. А. Амелиной; оптические константы — И. В. Гинзбург и Н. Г. Удовкиной; спектральный анализ не обнаружил никаких других элементов, кроме найденных химическим анализом (С. И. Неволина, 1963).

как к погрешностям обоих анализов, так и к различиям в составе двух частей одной навески омфацита. Если верно последнее, то возможно допущение о неоднородности состава ювелирно-прозрачных зерен омфацита, обедненных Al₂O₃ и Fe₂O₃ и обогащенных CaO во внешних частях, прилегающих к пирофу.

В коэффициентах кристаллохимических формул, показывающих истинное соотношение компонентов в минерале, расхождения в составе омфацита (табл. 4; 1а, 1б) меньше, чем в весовых процентах. При достаточной близости обеих формул омфацита они разнятся недостатком R³⁺ в 1б, равным избытку R³⁺ в 1а. Взяв среднее арифметическое из 1а и 1б, получаем идеально скомпенсированную формулу омфацита. Тем самым признается приемлемой точность обоих анализов, выполненных по современной классической прописи, а также представительность небольших навесок (500 и 220 мг). Таким образом, судя по анализам одного и того же омфацита, даже у этого совершенно прозрачного минерала нет абсолютного постоянства состава.

Другой омфацит (табл. 3, анализ 2) в зеленых короткопризматических зернах (до 7—15 мм), плеохроирующий в зеленоватых тонах под микроскопом, был извлечен из пород, состоящих на 50% из омфацита, на 35% из пирофа и на 15% из энстатита. Эти породы, по составу являющиеся эгло-

Коэффициенты при формулах омфацигов *

Номер анализа	X = M ₂				Y = M ₁					Z			Избыток (+) или недостаток (-) эквивалентности в 1
	Ca	Na	K	Mg	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Cr	Si	Ti ⁴⁺	Al	
1а	0,70	0,19	0,01	0,10	0,66	0,04	0,04	0,26	—	1,95	—	0,05	(+) 0,05 Fe ³⁺ Al
1б	0,76	0,21	0,00	0,03	0,72	0,05	0,02	0,21	—	1,93	—	0,07	(-) 0,05 Fe ³⁺ Al
1а, б _{ср}	0,73	0,20	0,005	0,065	0,69	0,045	0,03	0,235	—	1,94	—	0,06	0,00
2	0,75	0,18	0,01	0,06	0,64	0,06	0,05	0,22	0,03	1,97	0,01	0,02	(+) 0,09 Fe ³⁺ Al, Cr ³⁺
3	0,78	0,14	0,02	0,06	0,67	0,04	0,10	0,19	—	1,93	0,01	0,06	(+) 0,07 Fe ³⁺
Δ1 _{ср} -2	0,02	0,02	0,005	0,075	0,05	0,015	0,02	0,015	0,03	0,01	0,01	0,04	—

* Расчет на основе четырех катионов ($X+Y+Z=4$).

гитами, были названы изучавшим их автором «гранатовыми вебстеритами» (Милашев, 1960).

Наконец, третий омфациг (табл. 3, анализ 3) происходит из метаморфических эклогитов, более подробных сведений о которых не имеется (Бобриевич, Илупин и др., 1964). О самом же омфациге как о прозрачном в зернах и легко сепарируемом от пироба до совершенно чистого концентрата — нам известно из любезного сообщения Н. П. Илупина.

Колебания содержания каждого окисла по данным всех анализов омфацигов на первый взгляд не поддаются увязке. Из максимальных расхождений в их количествах следует некоторая взаимозависимость (табл. 3). Наибольшие расхождения в содержании полуторных окислов обнаруживают связь с изменениями в содержании щелочей и кремнезема — с одной стороны, и с изменениями содержания окислов кальция, магния и железа — с другой.

Кристаллохимические формулы омфацигов, вычисленные из соответствующих химических анализов, нагляднее и точнее отображают взаимосвязь в колебании содержания катионов (см. табл. 4). Здесь прежде всего четко вырисовывается принадлежность данных пироксенов к омфацигу. Тяготеющему по составу и к диопсиду или авгиту, так как характеризующие его эквивалентные количества Al в M₁ и Na (+K) в M₂ невелики — каждый порядка 0,20 единиц формулы.

Для двух омфацигов — 1_{ср.} и 2 (табл. 4) — намечается взаимосвязь с ассоциирующими минералами и их количеством. Так, в омфациге 2, находящемся совместно с энстатитом, меньше магния, который отчасти соединен в энстатите, и соответственно больше кальция, чем в омфациге 1_{ср.} В последнем, сопровождаемом почти вдвое меньшим количеством пироба, больше алюминия, который не связан в пиробе.

Итак, некоторые вариации химического состава рассмотренных омфацигов отображают возможные различия в составе отдельных частей их крупных кристаллов (1а и 1б), а также явные различия в количественном соотношении минералов в горных породах (1 и 2).

На треугольной диаграмме (рис. 1, а) точки составов изученного омфацига — 1а и 1б удалены одна от другой примерно так же, как и от омфацига 3, но они ближе к омфацигу 2.

**Фассаит и диопсид
из метасоматически измененных траптов
района р. Вилюй**

Прекрасно оформленные кристаллы фассаита псевдодипирамидального облика были найдены (Надеждина и др., 1962) на берегу р. Вилюй, примерно в том месте, где сейчас располагается створ Вилюйской ГЭС. Этот фассаит изучен полнее и подробнее, чем фассаиты из других мест СССР. Новое исследование вилюйской пироксеновой породы уже дало интересные результаты (Гинзбург, 1969).

Фассаитовая минерализация р. Вилюй находится в пределах Ахтарандинской зоны разломов, давно знаменитой великолепными кристаллами вилюита и загадочного ахтарандита. Вновь изучалась фассаитсодержащая порода из обнажения, вскрытого при прокладке дороги по берегу р. Вилюя и расположенного на участке, обследованном ранее В. В. Юдиной.

Образцы фассаитовой породы оказались сложенными двумя пироксенами. В мелкозернистом агрегате светло-зеленого диопсида находятся участки, гнезда, цепочки, вкрапления темно-зеленого пироксена—фассаита, представленного средними по величине (до 2 мм) и крупными (до 10 мм) кристаллами (указана окраска зерен в породе). В агрегате фассаита также наблюдаются участки зоны и отдельные выделения диопсида.

Для получения мономинеральных фракций пироксенов была взята россышь кусочков от ряда крупных образцов. Кусочки пироксеновой породы дезинтегрировались на отдельные кристаллы и их сростки, затем просеивались. Пироксены промывали и очищали от налетов в воде. Обработывали соляной кислотой для удаления кальцита, серпентинового минерала, хлоритов, цеолитов и вновь промывали водою.

Фракция меньше 0,5 мм составила пробу II (см. табл. 5). Мелкие кристаллики ярко-зеленого (под лупой) фассаита отделялись от мелких кристалликов и друз бледно-зеленого (под лупой) диопсида по большему удельному весу и по большей степени намагничивания. Затем наиболее чистые мелкие кристаллики ярко-зеленого фассаита без бурых ядер отбирали под лупой для анализа. Мелкие кристаллики и друзы бледно-зеленого диопсида, просмотренные под лупой, составили навеску для их химического анализа.

Фракция больше 0,5 мм — до 5 мм (проба I) представлена отдельными крупными кристаллами фассаита. Их дробили до 0,35—0,15 мм. Была сделана попытка разделить бурые ядра от ярко-зеленых краев кристаллов тяжелыми жидкостями и с помощью электромагнита. Но они не разделились, хотя их наиболее чистые осколки отделились от сростков. Из одной фракции одновременно отбирали навеску бурых и навеску ярко-зеленых зерен. Эти бурые и ярко-зеленые части кристаллов сохраняют одинаковую окраску в продольных и поперечных сечениях под бинокулярной лупой в неполяризованном свете и под микроскопом при одном никеле.

Результаты трех новых химических анализов фассаитов вместе с двумя литературными (проба III) и двумя впервые выполненными анализами диопсида помещены в табл. 5. Новые анализы для краев и ядер крупных кристаллов несколько отличаются от прежних (см. соответственно 1а, 1б, 2, 4а, 4б)

Сравним анализ 2 мелких ярко-зеленых кристалликов (без бурых ядер) и анализ ярко-зеленых краев зон крупных кристаллов 1б. Различия в определении каждого из окислов в обоих анализах крайне незначительные: от 0,48—0,25 до 0,09—0,01 вес. %. Отсюда следует не только высокая точность силикатных анализов, но и полная идентичность состава представляющихся одинаковыми ярко-зелеными фассаитами: краев крупных кристаллов (с бурыми ядрами) и мелких кристаллов (без бурых ядер), взятых из одного места и тщательно отобранных на анализ. Ярко-зеленый фассаит краев

Химические анализы фэссаитов и диопсида (в вес.%) из метасоматически измененных траппов района Вилюйской ГЭС (Якутия)

Компоненты	I *		II *				III *	
	1а	1б	2	Δ1б-2	3а	3б	4а	4б
	Фэссаит		Диопсид				Фэссаит	
	бурый	ярко-зеленый	бледно-зеленый		бурый	ярко-зеленый		
SiO ₂	41,57	46,00	45,73	0,27	50,30	—	40,26	46,33
TiO ₂	2,82	0,25	0,50	0,25	0,41	0,48	2,96	0,26
Al ₂ O ₃	11,95	9,50	9,13	0,37	4,90	4,47	12,90	7,68
Fe ₂ O ₃	6,40	5,69	6,04	0,35	2,09	3,57 общ.	6,19	5,11
FeO	0,90	1,51	1,50	0,01	1,89		1,23	1,22
MnO	0,07	0,08	0,09	0,01	0,08	—	0,00	0,04
MgO	11,94	12,37	12,80	0,43	14,93	—	11,65	13,59
CaO	23,41	24,75	24,66	0,09	25,20	23,23	24,73	25,26
Na ₂ O	0,06	0,05	0,04	0,01	0,14	0,20	0,17	0,22
K ₂ O	0,08	0,00	0,01	0,01	0,00	0,08	0,02	0,02
H ₂ O ⁺	0,55	—	—	—	—	—	0,02	0,02
H ₂ O ⁻	0,00	—	—	—	—	—	0,00	0,10
Сумма	99,73	100,20	100,50	—	99,94	—	100,13	99,98
Навеска, мг	210	800	600	—	980	70	>1000?	>1000?
Уд. вес	≥3,26 ≤		3,18	—	3,05		3,37	3,33
2V	—	—	—	—	+60±2°		+49°	+68°
cNg	—	42—46°		—	36—40°		51°	42°
n _g	—	1,726		—	1,708		1,751	1,722
n _p	—	1,695		—	1,684		—	—

* Номер пробы.

Примечание. Аналитики: 1а — Р. Л. Телешова; 1б, 2, 3а — О. Г. Уланов; 3б — Р. Л. Телешова, Л. С. Абрамова (материал из привоза Бюро минералов, 1966 г.); 4а и 4б — П. Н. Ниссембаум (Надеждина и др., 1962). Для 1а и 1б удельный вес дан по удельному весу жидкости, в которой обогащался пироксен; для 2, 3а и 3б удельный вес определен микрометодом В. А. Амелиной; оптические константы — И. В. Гинзбург при участии Н. А. Спротининой. В сумму 4а и 4б входит SrO (по 0,02).

его кристаллов из другого места того же участка — 4б — по сравнению с двумя упомянутыми — 1б и 2 — обеднен Al₂O₃, Fe₂O₃, но обогащен CaO и MgO (не загрязнен ли диопсидом анализ 4б?). Данные двух анализов бурых ядер фэссаита из разных мест тоже неодинаковы: 4а обогащен Al₂O₃, Na₂O, CaO, но обеднен SiO₂, Fe₂O₃ и MgO по сравнению с 1а.

Если пренебречь возможным загрязнением пироксенов (4а, 4б) погрешностями их анализов (как технического порядка, так и связанными с индивидуальностью химиков), то можно принять различия между однократно окрашенными фэссаитами, за истинные. Тогда правомочен вывод о некоторых вариациях состава внешне и оптически одинаковых пироксенов бурых или ярко-зеленых фэссаитов из близких мест одного участка метасоматитов.

Два анализа диопсида (полного — 3а — и частичного 3б), сделанные из частей одной навески, имеют незначительные отличия, обусловленные по-видимому, разными размерами навески и поэтому разной степенью усреднения.

Коэффициенты при формулах фассаитов и диопсида

Минералы	Номер анализа	X = M ₂			Y = M ₁						Z			Избыток валентности в Y	
		Ca	Na	Mg	Mg	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Al	Mn	Ti ³⁺	Si	Fe ⁴⁺	Al		
Фассаит	Бурый	1а	0,94	—	0,06	0,61	0,18	0,03	0,18	—	—	1,56	0,08	0,36	0,00
		4а	0,94	—	0,06	0,61	0,18	0,03	0,10	—	0,08	1,56	—	0,41	0,08 Fe ³⁺ , Al, Ti ³⁺
			0,99	0,01	—	0,65	0,17	0,04	0,14	—	—	1,50	0,08	0,42	0,12 Fe ³⁺ , Al
			0,99	0,01	—	0,65	0,17	0,04	0,06	—	0,08	1,50	—	0,50	0,20 Fe ²⁺ , Al, Ti ³⁺
	Ярко-зеленый	2	0,98	—	0,02	0,68	0,17	0,05	0,10	—	—	1,69	0,01	0,30	0,03 Fe ³⁺ , Al
		16	0,98	—	0,02	0,66	0,17	0,05	0,11	0,01	—	1,69	—	0,31	0,03 Fe ³⁺ , Al
		46	0,99	0,01	—	0,74	0,14	0,04	0,08	—	—	1,73	0,01	0,26	0,05 Fe ³⁺ , Al
Диопсид	3а	0,99	0,01	—	0,81	0,06	0,05	0,07	Ca = 0,01		1,85	0,01	0,14	0,01 Fe ³⁺ , Al	
	3б	0,96	0,02	0,02	0,83	0,05	0,05	0,07	—	—	1,87	0,01	0,13	0,01 Fe ³⁺ , Al	

Примечание. Титан отнесен к трехвалентному и помещен в Y условие, если бурая окраска фассаита связана с Ti³⁺ в Y. При этом получается большой дефицит R³⁺ в Y. Расчет 3б условен, так как химический анализ частичный. Принято, что MnO — как в 3а, а SiO₂ и MgO — больше, поскольку Al₂O₃ и CaO в 3б при сумме 100 больше, чем в 3а. Расчет на основе (X+Y+Z)=4

Кристаллохимические формулы бурого фассаита даны в двух вариантах с Ti^{3+} и с Ti^{4+} в Z (табл. 6). Поскольку нет безусловных признаков связи бурой окраски фассаитовых ядер с Ti^{3+} в позиции Y , принимаем, что в них Ti^{4+} находится в Z , как принято для других рассмотренных нами пироксенов (см. табл. 4, 6, 9).

Судя по расчету гетеровалентного изоморфизма, формула вновь анализированного бурого фассаита при Ti^{4+} в Z дала полное покрытие R^{3+} в Z с R^{3+} в Y (1а). Формулы четырех других фассаитов и двух диопсидов имеют некоторый недостаток R^{3+} в Y для компенсации R^{3+} в Z ; причем в формулах ранее анализированных фассаитов (4а, 4б) этот недостаток больше.

Недостаток R^{3+} в Y служит признаком пониженного (отрицательного потенциала) кислорода при формировании данных пироксеновых апоферитовых метасоматитов.

Колебания коэффициентов при катионах кристаллохимических формул (см. табл. 6) у фассаитов одного цвета и у диопсида — порядка тысячных долей: в парах вновь выполненных анализов (1б, 2 и 3а, 3б) — 0,01 — 0,04, а в парах, в которых один анализ литературный (1а, 4а и 1б, 4б) достигает 0,06 — 0,08.

Различия в химизме между разноокрашенными фассаитами — бурый (1а) и ярко-зеленым (1б, 2), — а также между последним и диопсидом (3а) гораздо существеннее (табл. 7).

Таблица 7

Различия химизма разноокрашенных пироксенов

Пары пироксенов	$\Delta Al, Fe^{3+}$ в Y	ΔAl в Z	ΔTi в Z
Бурый и ярко-зеленый фассаиты	0,09	0,06	0,08
Ярко-зеленый фассаит и бледно-зеленый диопсид	0,15	0,16	—

Несмотря на указанные различия химизма тот и другой фассаит укладываются в формулу, принятую для этого минерала и определяемую радикалом $[Si_{1,75-1,50} Al_{0,25-0,50}]$. Бурый фассаит ядра принадлежит к глиноземистым представителям фассаитов, к тому же обогащен титаном, а ярко-зеленый фассаит краевой зоны и самостоятельных кристаллов относится к менее глиноземистым фассаитам, бедным титаном (см. позицию Z фассаитов в табл. 6).

Сравнение условий нахождения и результатов химических анализов и формул бурого, ярко-зеленого и бледно-зеленого пироксенов, слагающих описываемые пироксеновые метасоматиты типа скарнов, приводит к следующим выводам:

1. Пироксеновая порода сформировалась в два этапа. Первый — последовательная кристаллизация сперва бурого, а затем ярко-зеленого фассаита. Второй — одновременная кристаллизация ярко-зеленого фассаита и бледно-зеленого диопсида.

2. Различия в составе бурого и ярко-зеленого фассаитов определяют количественные изменения состояния системы; уменьшение в последние слабые оснований — алюминия и титана, по-видимому, связано с повышением активности щелочей.

3. Различия в составе ярко-зеленого фассаита и бледно-зеленого диопсида за счет алюминия знаменуют собой качественный скачок физико-химического состояния системы, приведший к несмесимости, т. е. к совместной кристаллизации двух пироксенов разного состава.

Этот первый доказанный случай несмесимости природных диопсида и фассаита подробнее рассмотрен ранее (Гинзбург, 1969). Взаимное расположение точек состава фассаитов и диопсида представлено на рис. 1,б.

Авгит из порфиринов Грузии

Авгит из порфиринов Грузии, являющийся украшением многих музеев и учебных коллекций, образует крупные (до 1—1,5 см) хорошо морфологически оформленные вкрапленники в так называемых авгитовых порфиритах верхнеэоценовой вулканогенной толщи, расположенной на территории Аджарской АССР (Грузия). Рассматриваемые здесь авгиты — из скалы над морем у селения Цихисдзири и из значительно удаленного от него обнажения около села Дагва — происходят из единого потока основной лавы. Судя по общему облику под микроскопом и по оптическим константам, пироксен вкрапленников в пределах этого потока одинаков (Гвахария и др., 1965). Имеющиеся химические анализы вкрапленников пироксена из двух названных точек и для сравнения из среднеэоценовых андезито-базальтов Кохта (Грузия) приведены в табл. 8.

Изученные кристаллы пироксена Цихисдзири из коллекции Минералогического музея окрашены в черный цвет, непрозрачны. В раздробленном виде при равной размерности зерен они показали разную окраску в неполяризованном свете под лупой. Одни зерна светло-зеленые, прозрачные, не изменяющие тон и интенсивность при поворотах. Они именуются далее зелеными. Другие зерна обладают разной окраской в разных кристаллографических направлениях: при взгляде по оси *c* (т. е. в торец) они светло-бурые с красноватым надцветом, а при взгляде по оси *b* или *a* (т. е. поперек) — серовато-зеленые. Эти зерна в дальнейшем называются буро-зелеными.

Чередование светло-зеленоватых и светло-буроватых зон разной ширины без проявления плеохроизма наблюдалось и под микроскопом в поляризованном свете в нормальных и толстых шлифах, обычно в поперечных к оси *c* разрезах кристаллов.

Кристаллы дробили, разделяли тяжелыми жидкостями и на электромагните в безуспешной надежде получить концентраты разноокрашенных зерен. Затем из фракций 0,25 — 0,15 мм под бинокулярной лупой отдельно выделяли зеленые и буро-зеленые зерна, свободные от включений и тонкопорошковатых налетов на трещинках бывших кристаллов.

Как зеленые, так и буро-зеленые осколки — зерна многих кристаллов или одного кристалла внешне не отличимы между собою. Вместе с тем химические составы зерен одной окраски отличаются в разной степени. Так, полученные микрометодом составы зеленых зерен 1в (из многих кристаллов) и 2б (из одного кристалла) практически одинаковы. Различия составляют — всего десятые (редко сотые) доли весового процента.

Составы буро-зеленых зерен 1а, 1б (из многих кристаллов) и 2а, 3а (каждый из одного кристалла) различны. Самыми различающимися оказались два анализа — 1а и 1б, хотя их раздельно отобранные навески получены из общего концентрата многих кристаллов и анализы сделаны одним химиком. Колебания в содержаниях главных окислов достигают 4,37 — 3,02 — 1,13 вес.%, а второстепенных — десятых и сотых долей их. Средний из этих двух анализов оказался наиболее близким к анализу 3а, который характеризует состав одного кристалла и который выполнен тем же методом и тем же химиком. Различия в содержании главных окислов у них 2,95—1,93; 0,78—0,40 вес.%.

Различия в составе между буро-зелеными и зелеными зернами (частями кристаллов) находятся в близких пределах как для многих исходных кристаллов — 1а, 1б_{ср.}, 1в, так и для одного исходного кристалла — 2а, 2б и 3а.

Химические анализы вкрапленников авгита (в вес. %) из авгитовых порфиритов Цихисдзври (1, 2, 3, 4), Дагва (5) и из андезитов-базальтов Кохта (6)

Компоненты	Много кристаллов, одна проба				Один кристалл, 1,1 г		Один кристалл, 1,6 г	Много кристаллов		
	1а	1б	1а, б _{ср}	1в	2а	2б	3а	4	5	6
	буро-зеленый			зеленый	буро-зеленый	зеленый	буро-зеленый	?	?	?
SiO ₂	48,41	47,28	47,85	49,97	—	—	47,44	50,37	49,98	47,44
TiO ₂	0,84	0,63	0,73	0,50	0,81	0,52	1,51	0,37	0,55	—
Al ₂ O ₃	11,17	6,70	8,94	3,84	5,16	3,53	7,04	4,55	5,14	13,30
Fe ₂ O ₃	0,57	3,59	2,08	2,08	8,48	6,19	4,15	3,59	3,78	—
FeO	3,65	5,11	4,38	4,35						
MnO	0,34	0,24	0,29	0,21	—	—	0,83	0,07	0,11	—
MgO	10,37	14,67	12,52	16,68	14,80	16,02	15,14	12,70	13,90	10,30
CaO	23,32	21,04	22,18	21,90	20,95	21,65	21,61	22,62	20,68	20,30
Na ₂ O	0,52	0,45	0,48	0,44	—	—	0,38	0,81	Сл.	—
K ₂ O	0,25	0,10	0,17	0,26	—	—	0,25	Сл.	»	—
H ₂ O ⁺	0,70	—	0,35	0,00	—	—	0,17	0,25	0,20	—
H ₂ O ⁻				0,00	—	—	0,04	0,27	0,16	—
Сумма . . .	100,14	99,81	99,97	100,16	—	—	99,99	99,96	100,15	100,30
Навеска, мг	500	240		450	60	70	500	>1000	>1000	?
Уд. вес		3,24—3,26		~3,16	≤3,28	≤3,28	>3,28	—	—	—
2V		+58°		58°	—	—	56±1°	54—56°	—	—
cNg		45°		45°	—	—	40±1°	40—44°	—	—
n _g		1,724		1,714	—	—	—	1,700±0,02	—	—
n _p		1,692		1,692	—	—	—	1,673±0,02	—	—

Примечание. Аналитики: 1а, 1б — Г. А. Осолодкина; 1в — Р. Л. Телешова; Л. С. Абрамова; 2а и 2б — Л. С. Абрамова; 3а — Г. А. Осолодкина (привоз Бюраминералов, 1959 г.); 4 и 5 — В. И. Кобпошвили; 6 — Н. Н. Смирнов (Гвахария и др., 1965).

Для 1а, 1б, 1в удельный вес найден микрометодом В. А. Амелиной; для 2а, 2б, 3а — по отношению к удельному весу жидкости, в которой обогащались пироксены. Оптические константы определены для 1а, 1б, 1в И. В. Гинзбург и Н. А. Спротинной; для 3а — И. В. Гинзбург.

Спектральный анализ на одну пластинку равновеликих навесок показал в буро-зеленых зернах 1а, 1б больше Ca, Ni, Na, Cu, Ti, V, Sb, чем в зеленых (1в), и присутствие в первых Sc при близких количествах Ga, Li и Sr в обоих из них (аналитик С. И. Неволлина, 1963 г.). В пробах 4 и 5 спектральным анализом обнаружены Ba, Sr, Cu, Co, W, Sn, Be, Li, Zr, Ga, а весовым химическим анализом — следы P₂O₅ и NiO (Гвахария и др., 1965). В сумму 4 и 5 входят (соответственно) Cr₂O₃ — 0,15; 0,07; V₂O₅ — 0,03; 0,04; SO₃ — 0,30; 0,34.

Сопоставляя один с другим анализы зеленых (1в, 2б) и буро-зеленых (1а, 1б_{ср}, 3а, 2б) частей, находим, что буро-зеленые характеризуются более высоким содержанием глинозема, окиси титана при сходном содержании суммы закисного и окисного железа и суммы щелочей, а также при варьирующем содержании других окислов. Повышенным содержанием TiO₂ объясняется, по-видимому, и большое значение величины n_g у буро-зеленых зерен. Литературные анализы пироксенов (4, 5 и 6) в целом заметно различаются между собой и отличаются от новых анализов (табл. 8).

Коэффициенты при формулах авгитов

Цвет	Анализ	X = M ₂				Y = M ₁				Z		Избыток (+) или недостаток (-) валентности в Y		
		Ca	Mg	Na	K	Mg	Fe ⁺	Mn	Fe ⁺	Al	Si		Fe ⁺	Al
Буро-зеленый	1a	0,93	0,02	0,04	0,01	0,56	0,11	0,01	0,02	0,30	1,75	0,02	0,19	(+) 0,08 Al, Fe ²⁺
	1б	0,83	0,13	0,04	—	0,68	0,16	—	0,10	0,06	1,75	0,02	0,23	(-) 0,11 Fe ³⁺ , Al
	1a, 1б _{ср}	0,88	0,08	0,04	—	0,62	0,14	—	0,06	0,18	1,77	0,02	0,21	(-) 0,01 Fe ³⁺ , Al
Зеленый	1в	0,86	0,10	0,03	0,01	0,81	0,14	—	0,05	—	1,82	0,02	0,16	(-) 0,15 Fe ³⁺ , Al
	1a, б _{ср}	0,02	0,02	0,01	0,01	0,19	—	—	0,01	0,18	0,05	—	0,05	
Буро-зеленый	3a	0,85	0,11	0,03	0,01	0,72	0,04	0,02	0,12	0,10	1,75	0,04	0,21	(-) 0,03 Fe ³⁺ , Al
	4	0,90	0,04	0,06	—	0,67	0,12	—	0,11	0,10	1,89	0,01	0,10	(-) 0,05 Fe ³⁺ , Al
	5	0,83	0,17	—	—	0,60	0,16	—	0,11	0,13	1,88	0,02	0,10	(+) 0,14 Fe ³⁺ , Al
	6	0,83	0,17	—	—	0,39	0,26	—	—	0,35	1,77	—	0,23	(+) 0,12 Al

Примечание. Анализы 4—6 пересчитаны вновь.

анализы 1—3), хотя имеются случайные близкие значения отдельных окислов.

Правильнее и интереснее сравнивать составы пироксенов на уровне кристаллохимических формул (табл.9). Различие их обусловлено гетеро-валентным изоморфизмом типа Si → Al и Mg → Al, Fe³⁺; изоморфизм Ca → Na, Mg → Al, Fe³⁺ незначителен. Буро-зеленые части многих кристаллов (1a, б_{ср}) и одного кристалла (3a) по Al в Z, Fe³⁺ + Fe²⁺ в Y и по Ca в X можно считать совсем похожими. Пироксены 4 и 5 из тех же пород особые: в них меньше всего Al в Z; а пироксен 6 из другой породы другого возраста по Al в Y и в Z подобен буро-зеленому (1a).

Зеленые и буро-зеленые части кристаллов различаются по содержанию Fe³⁺ и Mg в Y, но главным образом по Al: в зеленых содержится меньше Al в Y (на 0,06—0,16) и в Z (на 0,07—0,09). Отсюда был сделан вывод о том, что уменьшение количества Al — показатель повышения активности щелочей при сохранении их прежнего количества. Из существовавших зон и целых кристаллов с разным содержанием Al допускается перемещение активности щелочей в процессе кристаллизации вкрапленников пироксенов. Недостаток или избыток Fe³⁺ в Y указывает на неустойчивость потенциала кислорода при их кристаллизации (Гинзбург, 1971).

Из кристаллохимических формул следует близость составов всех этих пироксенов к пограничной зоне авгитов, салитов и фассаитов. По содержанию кальция пироксены 1в, 5 относятся к богатым кальцием авгитам, а пироксены 1a, 4, 6 — к салитам; по Al в Z пироксены 1б и 3a принадлежат к фассаитам. Название «диоксид-авгит» неприемлемо. Общее название «авгит» сохранено за ними по традиции.

Расположение точек на треугольной диаграмме (рис. 1, в), отвечающее отношению Ca : Mg : Fe, дает несколько иную картину сходства и различия пироксенов, чем та, которая получается при сопоставлении коэффициентов их формул. Например, сходные по формулам 3a и 1a, б_{ср} расположились дальше один от другого, чем от 4 с иной формулой. Из 3a и 1a, б_{ср} первый оказался ближе к 1в, хотя получен из другого концентрата. В удаленности точек 1a и 1б сказывается не только большее содержание в 1a Ca в X, но и большее содержание Al в Y, понижающее количество Mg и Fe в Y и тем самым еще более повышающее значение Ca в отношении Ca : Mg : Fe⁺. Точки же 4 и 5 с таким же, как у 1a и 1б, содержанием Ca в X менее удалены одна от другой, так как у них одинаковое количество Al в Y.

Итак, химическим исследованием полизональных авгитов Цихисдзир выявлена пульсационная изменчивость процесса их кристаллизации, а при сравнении новых анализов с литературными обнаружены различия условий кристаллизации авгитов в разных частях потока.

Заключение

Основные итоги исследования вариаций состава пироксенов по данным химических анализов их средних проб формулируются следующим образом.

1. Судя по коэффициентам кристаллохимических формул (табл. 2, 6) различие в составе тех же самых пироксенов даже из разных навесок весьма незначительно и составляют у эгирина (1а, 1б) для Al — 0,02, для K, Fe²⁺, Fe³⁺, Ti — по 0,01, для остальных равны; у ярко-зеленого фассаита (1б, 2) для Al и Mg — по 0,02, для остальных равны.

Другие из тех же самых пироксенов оказались не совсем такими же, обнаружив различия в составе у эгирина 1а и эгиринов 1б, 1в (табл. 2) омфацитов 1а, и 1б (табл. 4) и особенно существенные у буро-зеленых авгитов (1а, 1б, 3в): Mg — 0,25; Al — 0,20; Fe²⁺ — 0,12; Ca и Fe³⁺ — по 0,10; Si — 0,04; Ti и Mn — 0,02, Na и K — по 0,01 (табл. 9).

Все внешне различающиеся пироксены показали различный состав три пироксена метасоматических (табл. 6) и два — эффузивных горных пород (табл. 9). Постоянство состава и свойств пироксенов — следствие относительного постоянства условий их образования. Переменность — признак изменений условий образования. Чем значительнее эти изменения, тем существеннее они отражаются на составе и свойствах пироксенов (два эгирина, два омфацита, два фассаита и диопсид, два авгита из которых один весьма непостоянен).

2. Отражение вариаций химизма тех же самых пироксенов на треугольных диаграммах, за наглядностью которых скрываются искажения состава, иллюстрирует рис. 1. Все пироксены дали почти одинаковый разброс фигуративных точек вновь и ранее анализированные, похожие на целых кристаллах (эгирина, омфацит, диопсид) или в отдельных зонах (фассаит, авгит). Примерно такой же разброс точек получен у внешне незональных пироксенов (эгирина, омфацит), у последовательно (фассаит и пульсационно (авгит) зональных и у сосуществующей пары (фассаит, диопсид). Итак, разброс точек не служит точным критерием изменения состава пироксенов и, конечно, не позволяет судить о причинах изменения их состава.

3. Наметилась связь колебания состава с размерностью кристаллов пироксенов и со степенью их усреднения в навеске. Отдельные анализы, выполненные из множества мелких кристаллов или их частей (эгирина, диопсид, ярко-зеленый фассаит), показали большую сходимость, чем отдельные анализы, сделанные из небольшого количества крупных кристаллов (омфацит, авгит).

4. На примере зональных кристаллов особенно четко проявилась связь вариации химизма с условиями кристаллизации. Постоянство буро- и ярко-зеленой зон фассаитов указывает на равновесность физико-химической обстановки при образовании каждой из этих зон. Изменчивый состав буро-зеленых частей и почти одинаковый — зеленых полизональных авгитов свидетельствует о пульсирующей неравновесности физико-химической среды при их возникновении.

5. На материале статьи дополнительно выявлено, что а) эгирина из магматических и аутометасоматических гранитов может иметь одинаковый состав; б) эклогиты из кимберлитов могут содержать омфацит не только типичный, но и переходный к диопсиду или к авгиту; в) метасоматический фассаит и диопсид могут иметь разрыв смесимости; г) эффузивный пироксен может иметь состав фассаита и салита, т. е. пироксенов долго считавшихся характерным и только для метасоматических и метаморфических пород.

6. Результаты исследования вариаций состава одного и того же пироксена из тех же самых горных пород могут быть приняты во внимание при изучении химизма других силикатов сложного, переменного состава — таких, как амфиболы, слюды и др.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Бобринский А. П., Илупин Н. П., Козлов И. Т., Лебедева Л. И., Панкратов А. А., Смирнов Г. И., Харьков А. Д.* Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. Изд-во «Недра», 1964.
- Гвагария Г. В., Везиришвили Е. К., Багратишвили Т. Д., Манвелидзе Р. М., Ахведиани Р. А.* Пироксены.— Материалы по минералогии Грузии. Изд-во «Мецниереба», 1965.
- Гинзбург И. В.* К вопросу о петрохимии щелочных гранитов.— В кн. «Щелочные граниты Кольского полуострова». М.— Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Гинзбург И. В.* Пример несмесимости природных пироксенов — диопсида и фассаита — и критерии несмесимости.— Докл. АН СССР, 1969, 186, № 2.
- Гинзбург И. В.* К уточнению состава, наименования и условий образования эффузивных пироксенов (на примере двух месторождений Кавказа и Карпат).— Вулканизм и глубины Земли. Изд-во «Недра», 1971.
- Милашев В. А.*— Родственные включения в кимберлитовой трубке «Обнаженная».— Записки Всес. мин. об-ва, 1960, ч. 89, вып. 3.
- Надеждина Е. Д., Юдина В. Д., Яковлевская Т. А.* Зональный фассаит из метасоматически измененного траппа среднего течения Вилюя.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 77.
- Фельдман В. И.* Последовательность и условия кристаллизации породнообразующих минералов щелочных гранитов Тайдутского массива.— Изв. ВУЗов, серия геол. и разв., 1969, № 12.