

В. В. ПЛОШКО, Г. А. СИДОРЕНКО, Н. И. СТЕПАНОВА,  
Р. Л. ТЕЛЕШОВА, Н. П. ШПОРТ

### ПИРОКСЕНЫ ИЗ ЭКЛОГИТОВ И АПАТИТОВЫХ РУД КАВКАЗА

Моноклинные пироксены при петрографическом изучении метаморфических и метасоматических пород Кавказа по оптическим данным обычно диагностировались как диопсид-геденбергиты (некоторые с отклонением в сторону жадеита). Детальное минералогическое исследование пироксена из апатитоносных метасоматитов Кавказа позволило установить принадлежность его к омфацитовому типу, что в свою очередь способствовало открытию в этом регионе эклогитов (Афанасьев и др., 1969). Это побудило нас детально изучить пироксены из гранат- и апатитсодержащих пород Уруштен-Маркопидж-Блыбской апатитоносной полосы, в результате чего эклогиты, помимо ранее изученных выходов, были установлены и в других участках данного района (урочище Красная Скала, р. Маркопидж и др.)<sup>1</sup>.

Отмеченная полоса примыкает к Уруштен-Маркопиджскому разлому и размещена в центральной части Блыбской антиклинали структурно-формационной зоны Передового хребта. Гранат- и апатитсодержащие породы встречены на всем протяжении этой полосы от района урочища Красная Скала до бассейна реки Большой Блыб. Они образовались за счет гипербазитов и, вероятно, габброидов под воздействием среднедевонских кислых интрузий (Плошко, 1965). Как правило, пироксен в них — главный породообразующий минерал и чаще всего представлен омфацитом и диопсидом.

При изучении этих пироксенов особое внимание уделено чистоте анализируемого материала и соответствию его во всех проводимых анализах. Для этого в лаборатории разделения минералов ИГЕМ АН СССР пробы горных пород дробились до ( $-0,25$ )—( $+0,1$  мм), промывались, затем Е. С. Анохиной и А. П. Терегерко разделялись в тяжелых жидкостях и обогащались на электромагните. Необходимое количество материала отбиралось под бинокулярной лупой В. М. Машечковым из более мелкой ( $+0,1$ ) части обогащенной фракции. Впоследствии весь отобранный материал был проверен В. В. Плошко; часть материала путем квартования отделена для определения удельного веса минералов и для их рентгенографического исследования, остальной материал использован в химическом анализе.

Чистота отборки материала подтверждается также анализом омфацита из эклогитов р. Маркопидж, проведенным на микросонде и оказав-

<sup>1</sup> Результаты изучения формации эклогитов Большого Кавказа публикуются в отдельной работе.

шимся близким к остальным анализам этого минерала, выполненным классическим методом и микрометодом.

Омфациит. Наиболее распространен в эклогитах и апатит-амфибол-пироксеновых породах (рудах), реже в метаамфиболитах и апатит-карбонатных образованиях. В эклогитах омфациит ассоциирует с гранатом, паргасит-гастингситом, рутилом, мусковитом, хлоритом, альбитом, эпидотом, ортитом, апатитом, цирконом, пиритом, иногда кварцем, цоизитом, кианитом. В остальных горных породах помимо отмеченных минералов, в ассоциации с омфациитом встречаются биотит, сфен, редко ильменит. Чаще всего омфациит замещается амфиболом ряда паргасит-гастингсит, содержащим несколько повышенное количество щелочей (Плошко, Сидоренко и др., 1970).

В эклогитах и амфибол-пироксеновых породах омфациит образует мелкие (до 1 мм в длину) индивиды, сросшиеся в сплошной агрегат. Кристаллографические очертания этих индивидов, как правило, выражены неотчётливо. В метаамфиболитах и апатит-карбонатных породах (рудах) омфациит встречается как реликтовый минерал в виде обрывков отдельных зерен.

Цвет омфациита зелёный с просвечиванием в тонких осколках, в шлифах он бесцветен либо слабо окрашен с плеохроизмом (по  $N_g$  и  $N_m$  очень светло-зелёный, по  $N_p$  — бесцветный). Величина угла оптических осей описываемых омфациитов колеблется в пределах  $55-70^\circ$ ,  $cN_g = 38-45$ ; светопреломление типичное для этого минерала (табл. 1). Из этой же таблицы видно, что железистость ( $f_m$ ) омфациита равна  $25-37$ , а удельный вес его не превышает  $3,350$ .

В изученных омфациитах содержится сравнительно большое  $5-7\%$  количество  $Na_2O$ , омфациит из эклогитов характеризуется более высоким содержанием  $Al_2O_3$  и более низким —  $MgO$  по сравнению с омфациитом (см. табл. 1) из апатитовых руд.

Спектральный анализом<sup>1</sup> в омфациитах выявлены микропримеси Sc, Nb, Ga, Cu, Co, Ni, Zr и реже Be, Y, La, в  $n \cdot 10^{-3}\%$ , P, V, Sr, Ba, Cr в  $n \cdot 10^{-2}\%$ .

Диопсид — авгит. Это моноклинный пироксен изучался из апатитсодержащих пироксен-амфиболовых и диопсид-флогопитовых пород апатитовых рудопроявлений и в качестве сравнительного материала — из метаморфизованного габбро р. Большой Зеленчук. Он ассоциирует обычно с теми же минералами, что и омфациит, за исключением граната, а в габбро, кроме того, отмечается совместно с бурой роговой обманкой, актинолитом и пренитом.

Описываемый минерал в виде мелких (до 2 мм в длину) зерен нередко призматической формы, из габбро р. Большой Зеленчук он в шлифе бесцветен, а из апатитовых рудопроявлений — светло-зеленый. Физические свойства этих пироксенов близки соответственно со свойствами омфациита, однако железистость первых значительно ниже по сравнению с последними (табл. 1).

Анализируя данные табл. 1 и 2, видим, что среди исследованных образцов имеются разности с различной величиной коэффициента при кальции в формуле этих минералов, а именно: а) пироксены 9, 10, 12 с  $Ca = 0,70, 0,74, 0,76$  соответственно и б) № 11 с  $Ca = 0,86$ . По классификации, предлагаемой И. В. Гинзбург (Гинзбург, 1971; Гинзбург и др., 1972), первые из них являются богатыми кальцием авгитами, последний — диопсидом. Учитывая общность генезиса (apatитовые руды и ассоциирующиеся с ними метасоматиты), почти полную аналогию физических свойств (одинаковая светло-зеленая окраска и др.), ассоциацию пироксена с флогопитом (диопсид-флогопитовые метасоматиты,

<sup>1</sup> Спектральный анализ омфациитов и диопсидов осуществлен А. С. Дудыкиной в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Таблица 1. Химический состав и физические свойства пироксенов Кавказа и эталонных жадеита и диопсида (вес. %)

Компоненты	I								II				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	57,68	56,72	55,84	—	54,10	53,89	56,20	52,39	53,36	54,91	55,00	50,23	51,86
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,10	0,11	—	0,19	0,20	0,15	0,16	0,30	0,09	Не обн.	0,17	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,59	10,95	11,82	—	9,20	9,34	8,90	7,30	5,35	4,34	2,11	4,38	1,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	3,50	3,18	—	6,20	6,02	4,30	4,83	3,67	2,91	1,91	1,47	0,99
FeO	—	1,48	1,54	—	2,70	2,81		2,50	3,17	2,30	3,17	6,35	1,73
MnO	0,03	Не обн.	Не обн.	—	0,02	сл.	0,13	0,16	0,15	0,05	0,07	0,19	0,02
MgO	0,46	7,97	7,53	—	8,14	7,79	8,20	11,17	11,67	13,45	14,69	15,77	17,09
CaO	0,87	11,03	11,65	—	12,70	14,00	14,20	14,51	17,71	18,70	21,70	19,11	25,24
Na <sub>2</sub> O	16,44	6,93	6,91	6,73	6,46	6,37	5,90	5,14	3,32	2,37	1,21	0,33	0,08
K <sub>2</sub> O	0,02	0,10	0,04	0,22	0,12	0,05	0,02	0,04	0,08	0,38	0,08	0,04	0,06
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	0,20	0,15	—	—	—	—	0,21	—	—	—	0,07	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	—	0,59	0,78	—	0,49	»	—	1,15	0,92	0,37	0,43	1,47	2,13
Сумма	100,62	99,57	99,55	—	100,32	100,47	98,00	99,56	99,70	99,87	100,37	99,58	100,42
<i>ng</i>	—	1,698	1,699	1,702	1,703	1,702	1,700	1,701	1,702	1,706	1,710	1,696	—
<i>nm</i>	—	1,685	1,686	1,683	1,680	1,686	1,685	1,683	1,678	1,679	1,686	1,675	—
<i>np</i>	—	1,677	1,677	1,680	1,675	1,682	1,678	1,679	1,673	1,674	1,678	1,664	—
<i>ng — np</i>	—	0,021	0,022	0,022	0,028	0,020	0,022	0,022	0,029	0,022	0,022	0,032	—
<i>cNg</i>	—	38—40	40	39—41	40	40	39	37—45	42	40	38	38—40	—
+2V, град.	—	65—70	60—75	65	63	60—75	68	55—70	60	58	57	55—58	—
Уд. вес	—	3,131	3,125	3,157	3,341	3,216	—	3,155	3,147	3,192	3,227	3,154	—
<i>fm</i>	33,3	24,7	25,7	—	37,0	37,2	37,1	26,0	23,9	17,3	15,7	21,3	7,8

1 — жадеит, Калифорния (Prewitt, Burnham, 1966); 2—8 — омфациит, Кавказ (2, 3 — эглогит, урочище Красная Скала, 4 — апатит-карбонатная порода, р. Маркопидж, скважина 13, глубина 168м\*), 5-гранатовый метамфиболит, р. Большая Лаба, 6 — эглогит, там же, 7—то же, р. Маркопидж, 8 — апатит-амфиболпироксеновая порода, там же); 9—11 — диопсид, 12 — авгит, Кавказ (9 — апатит-амфибол-пироксеновая порода, р. Большая Лаба, 10 — диопсид-флогопитовая порода, Третья рота, 11-альбитизированная диопсид-амфиболовая порода, р. Маркопидж, скважина 9, глубина 140 м\*), 12-метаморфизованное габбро, р. Большой Зеленчук; 13 — диопсид, эглогиты Шикоку, Япония (Seki, Onuki, 1964).  
Примечание: Омфациит, авгит и диопсид Кавказа анализировались в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР (2, 8, 9 — Н. И. Степановой, 6 — А. И. Гусевой, 12 — Е. И. Ломейко, остальные — Р. Л. Телешовой и Л. С. Абрамоной\*\*), обр. 7 — анализирован на электронном микронзонде Н. В. Троневой в ИГЕМ АН СССР. Показатели преломления определены с точностью ±0,002. Удельный вес минералов №№ 2—4, 6—9, 12 определен микрометодом В. С. Амелиной, 5, 10, 11 — методом гидростатического взвешивания

И. В. Антоновой (ИГЕМ АН СССР)  $fm = \frac{2Fe_2O_3 + FeO}{2Fe_2O_3 + FeO + MgO} \cdot 100$ .

\* Пробурены Краснодарской геологической экспедицией СКГУ.

\*\* Анализ всех пироксенов (за исключением № 6 и № 12) проведен микрохимическим способом из навески 200—300 мг.

слюдиты) сходная с таковой для месторождений флогопита (Алдан и др.), для образцов 9, 10 с  $Ca=0,70-0,74$ , как и для обр. 11 с  $Ca=0,86$ , оставляем название «диопсид». Для белого пироксена из габброидов р. Большой Зеленчук обр. 12 с  $Ca=0,76$  принимаем название «авгит».

По содержанию  $Na_2O$  диопсид из амфибол-пироксеновых пород р. Большой Лабы несколько приближается к омфацитам. У остальных диопсидов и авгита содержание этого компонента низкое (0,33—2,4%, см. табл. 1). С убыванием  $Na_2O$  от жадеита к чистому диопсиду уменьшается содержание  $Al_2O_3$  и увеличивается содержание  $MgO$  и  $CaO$ .

Как показал спектральный анализ, в диопсидах и авгите содержатся почти те же элементы и в тех же количествах, что и в омфацитах. Отличие диопсидов и авгита от омфацитов заключается в отсутствие в первых Nb, наличия Zn (в  $n \cdot 10^{-2}\%$ ) и в меньшем количестве в них Ga. В целом отличительной особенностью всех пироксенов из апатитовых руд является увеличение содержания в них Sr, Ba и Be и появление микропримеси TR.

Разделение изученных кавказских пироксенов на две группы (I—омфацитовую и II—диопсид-авгитовую), обусловленное более высоким содержанием Na, Al и более низким — Mg первых относительно последних, подтверждается и рентгенографически.

Рентгенографические исследования минералов проведены в ВИМСе Г. А. Сидоренко. Рентгенограммы их получены в камерах РКУ-114 при съемке с внутренним стандартом (Si)—Fe  $K_\alpha$ -излучение, промер рентгенограммы с точностью  $\pm 0,1$  мм.

Расчет дебаеграмм омфацитов показал близость их к ранее опубликованной (Афанасьев и др., 1969а) характеристике кавказского омфацита и отличие их от диопсид-авгитов. По кристаллической структуре омфацит относится к группе щелочных пироксенов. Следует прежде всего отметить определяющую роль в формировании этой структурной разновидности одновалентных ионов в позиции M2 и трехвалентных — в позиции M1, не вызывающее сомнения выделение в структурную разновидность щелочных пироксенов эгирина и жадеита. Значительное содержание Na,  $Fe^{3+}$  и Al «удаляют» эту разновидность от кальциевых пироксенов ряда диопсид-геденбергит в сторону натриевых эгирина и жадеита, к которым примыкает омфацит. Именно эти элементы, а в ряде случаев упорядочение двух- и трехвалентных катионов в позиции M1 (Clark, Parke, 1968), определяют особенности структурного мотива этой разновидности, структурных параметров и, как следствие, индивидуальности прочих свойств.

Изученные омфациты и эталонный жадеит могут быть расположены в определенной последовательности соответственно степени убывания в них  $Na_2O$  начиная от жадеита (с 1 по 8, табл. 2). В омфацитах в последовательности идет увеличение параметра  $a_0$  и угла моноклинности и уменьшение параметра  $c_0$ . Последнее обычно связывают с уменьшением содержания тетраэдрического Al. Следует отметить, что на параметр  $c_0$  влияет и содержание в октаэдрах Mg, однако прямой корреляции в данном случае не наблюдается. Не зависит от состава тетраэдрических катионов параметр  $b_0$ , определяемый содержанием Mg и  $Fe^{2+}$ .

Сопоставление параметров и кристаллохимических формул омфацита с данными эталонных жадеита и диопсида (см. табл. 2) показывает, что замещение в структуре диопсида  $Ca+Mg$  на группу катионов Mg,  $Fe^{2+}$ ,  $Fe^{3+}$  вызывает уменьшение всех линейных параметров и увеличение углового, что вполне логично, если считать, что замещается в основном Ca на меньшие по размеру ионы. Кальций естественно считать занимающим позицию натрия, поскольку с одной стороны, по размерам эти ионы практически равны, а с другой — позиции Na, располагающегося в восьмивершинниках, приемлемы лишь для большого иона Ca. Ионы Mg, Fe, Al, как правило, являясь «октаэдрическими», располага-

Таблица 2

Параметры элементарной ячейки и кристаллохимические формулы кавказских пироксенов и эталонных жадеита и диопсида

Группа	Номер обр.	a, Å	b, Å	c, Å	β, град.	V, Å <sup>3</sup>	Кристаллохимическая формула
I	1	9,418	8,562	5,219	107°58'	400,402	(Na <sub>0,98</sub> Ca <sub>0,02</sub> ) <sub>1,0</sub> (Mg <sub>0,01</sub> Fe <sup>3+</sup> Al <sub>0,98</sub> ) <sub>1,0</sub> [(Si <sub>1,99</sub> Al <sub>0,01</sub> ) <sub>2,0</sub> O <sub>6</sub> ]
	2	9,576	8,78	5,28	105 34	427,636	(Na <sub>0,48</sub> K <sub>0,01</sub> Ca <sub>0,43</sub> Mg <sub>0,08</sub> ) <sub>1,0</sub> (Mg <sub>0,35</sub> Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> Ti <sub>0,01</sub> Al <sub>0,47</sub> ) <sub>0,98</sub> [Si <sub>2,03</sub> O <sub>6</sub> ]
	3	9,574	8,81	5,26	105 44	427,325	(Na <sub>0,48</sub> Ca <sub>0,46</sub> Mg <sub>0,06</sub> ) <sub>1,0</sub> (Mg <sub>0,35</sub> Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> Al <sub>0,50</sub> ) <sub>0,99</sub> [Si <sub>2,01</sub> O <sub>6</sub> ]
	4	9,593	8,79	5,29	106 12	428,354	—
	5	9,605	8,801	5,234	106 06	424,732	(Na <sub>0,46</sub> K <sub>0,01</sub> Ca <sub>0,50</sub> Mg <sub>0,03</sub> ) <sub>1,00</sub> (Mg <sub>0,41</sub> Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> Ti <sub>0,01</sub> Al <sub>0,33</sub> ) <sub>1,00</sub> [(Si <sub>1,93</sub> Al <sub>0,07</sub> ) <sub>2,0</sub> O <sub>6</sub> ]
	6	—	—	—	—	—	(Na <sub>0,46</sub> Ca <sub>0,55</sub> ) <sub>1,0</sub> (Mg <sub>0,42</sub> Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> Ti <sub>0,01</sub> Al <sub>0,33</sub> ) <sub>1,0</sub> [(Si <sub>1,94</sub> Al <sub>0,06</sub> ) <sub>2,0</sub> O <sub>6</sub> ]
	7	—	—	—	—	—	(Na <sub>0,42</sub> Ca <sub>0,56</sub> Mn <sub>0,01</sub> ) <sub>0,99</sub> (Mg <sub>0,45</sub> Fe <sup>2+</sup> Ti <sub>0,01</sub> Al <sub>0,38</sub> ) <sub>0,97</sub> Si <sub>2,04</sub>
	8	9,655	8,813	5,225	106 53	425,438	(Na <sub>0,36</sub> Ca <sub>0,57</sub> Mn <sub>0,01</sub> Mg <sub>0,04</sub> ) <sub>1,0</sub> (Mg <sub>0,56</sub> Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> Ti <sub>0,01</sub> Al <sub>0,22</sub> ) <sub>1,00</sub> [(Si <sub>1,91</sub> Al <sub>0,09</sub> ) <sub>2,0</sub> O <sub>6</sub> ]
II	9	9,751	8,865	5,280	106 25	437,733	(Na <sub>0,24</sub> K <sub>0,01</sub> Ca <sub>0,70</sub> Mn <sub>0,01</sub> Mg <sub>0,04</sub> ) <sub>1,0</sub> (Mg <sub>0,60</sub> Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> Ti <sub>0,01</sub> Al <sub>0,19</sub> ) <sub>1,0</sub> [(Si <sub>1,95</sub> Al <sub>0,05</sub> ) <sub>2,0</sub> O <sub>6</sub> ]
	10	9,746	8,931	5,251	105 43	441,440	(Na <sub>0,17</sub> K <sub>0,02</sub> Ca <sub>0,74</sub> Mg <sub>0,07</sub> ) <sub>1,0</sub> (Mg <sub>0,67</sub> Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> Ti <sub>0,01</sub> Al <sub>0,19</sub> ) <sub>0,98</sub> [Si <sub>2,03</sub> O <sub>6</sub> ]
	11	9,727	8,928	5,251	105 45	438,913	(Na <sub>0,04</sub> K <sub>0,01</sub> Ca <sub>0,86</sub> Mn <sub>0,01</sub> Mg <sub>0,08</sub> ) <sub>1,0</sub> (Mg <sub>0,78</sub> Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> Al <sub>0,09</sub> ) <sub>0,98</sub> [Si <sub>2,0</sub> O <sub>6</sub> ]
	12	9,728	8,937	5,249	105 49	439,043	(Na <sub>0,02</sub> Ca <sub>0,76</sub> Mn <sub>0,01</sub> Mg <sub>0,21</sub> ) <sub>1,0</sub> (Mg <sub>0,66</sub> Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> Ti <sub>0,01</sub> Al <sub>0,09</sub> ) <sub>1,0</sub> [(Si <sub>1,90</sub> Al <sub>0,10</sub> ) <sub>2,0</sub> O <sub>6</sub> ]
	13	9,75	8,93	5,25	105 30	437,806	Ca <sub>1,0</sub> (Mg <sub>0,95</sub> Fe <sup>2+</sup> Fe <sup>3+</sup> ) <sub>1,0</sub> [(Si <sub>1,93</sub> Al <sub>0,04</sub> Fe <sup>3+</sup> ) <sub>2,0</sub> O <sub>6</sub> ]

Примечание: Номера образцов соответствуют номерам анализов в табл. 1. Параметры элементарной ячейки обр. 6 и 7 аналогичны параметрам обр. 5.

ясь в позициях M1 на месте Mg в диопсиде, вызывая увеличение объема элементарной ячейки и угла моноклинности. Al в меньшей степени замещает в омфациите Si (Дир и др.; Clark, Parike, 1968) и, располагаясь в позиции M1, вызывает соответствующие изменения параметров. Величина последних и полный набор межплоскостных расстояний ведет омфациит в группу эгирин — жадеита, а не диопсид-геденбергита.

Сравнение порошкограмм кавказских диопсидов и авгита позволяет расположить их в диопсид-авгитовый ряд примерно в такой последовательности: 9—12—10—11 (см. табл. 2). Однако простую корреляцию параметров с содержанием какого-либо элемента установить не удается. Расчет ионного радиуса катионов по позициям (табл. 3) также не

Таблица 3  
Значения средних ионных радиусов катионов по позициям

Номер образца	$r_i$ «Na»	$r_i$ «Mg»	$r_i$ (Si, Al)	Номер образца	$r_i$ «Na»	$r_i$ «Mg»	$r_i$ (Si, Al)
1	0,933	0,674	0,420	9	0,973	0,638	0,423
2	0,953	0,584	0,420	10	0,997	0,624	0,420
3	0,961	0,581	0,420	11	0,964	0,640	0,420
5	0,974	0,614	0,423	12	0,911	0,552	0,425
6	0,982	0,613	0,423	13	0,990	0,662	0,425
8	0,967	0,631	0,424				

приводит к значимым зависимостям, что связано с гетеровалентным изоморфизмом катионов и проявлениями его в различных позициях структуры минерала.

Проведенное минералогическое изучение пироксенов имеет прежде всего важное петрогенетическое значение. Изучение структуры пироксенов позволило выявить среди них омфациит, что в свою очередь послужило толчком для детального изучения минералов метасоматитов Уруштен-Маркопидж-Блыбской апатитоносной полосы (граната, пироксена, амфибола, цоизита и др.) и выявления среди них эклогитов, которые состоят, в основном, из омфациита и пироп-альмандина. Относительно широкое распространение этих горных пород в указанном районе позволяет объединить их в формацию эклогитов. Таким образом, детальное минералогическое исследование метасоматитов привело к установлению формации, до последнего времени неизвестной на Кавказе.

Наличие реликтового омфациита в метаамфиболитах позволяет сделать вывод о более широком первоначальном распространении эклогитов в изученной апатитоносной полосе и об образовании первых за счет последних в процессе полиметаморфизма горных пород. Выявление омфациита и диопсида в апатит-карбонатных породах подтверждает высказанную нами ранее (Афанасьев и др., 1971) точку зрения о генезисе некоторой части апатитовых руд за счет эклогитов и диопсидсодержащих метасоматитов. Установление омфациита в амфибол-пироксеновых метасоматитах, образовавшихся при иной, чем эклогиты, физико-химической обстановке, позволяет сделать заключение о возможности кристаллизации отмеченного минерала в условиях, близких условиям амфиболитовой фации метаморфизма. С подобными же условиями связано и появление диопсида в метасоматитах, распространенного более широко, чем омфациит, однако решающую роль здесь играл, видимо, химизм растворов (количество Na в пироксене незначительно).

## ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Шпорт Н. П.* Эклогит Передового хребта Северного Кавказа.— Докл. АН СССР, 1969, **187**, № 6.
- Афанасьев Г. Д., Гусева А. И., Плошко В. В., Сидоренко Г. А.* Омфацит из метасоматитов Передового хребта Кавказа.— Докл. АН СССР, 1969, **188**, № 3.
- Афанасьев Г. Д., Плошко В. В., Неговлов Ф. С., Грицкевич В. П., Григоренко В. В., Шпорт Н. П., Некрасова Л. И.* Апатитоносные метасоматиты Северного Кавказа и их генетические особенности.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1971.
- Гинзбург И. В., Телешова Р. Л., Осолодкина Г. А., Унанова О. Г.* Вариации состава одних и тех же пироксенов.— Труды Минералог. музея АН СССР, вып. 20, 1971.
- Гинзбург И. В.* Об алюмосиликатном пироксене-фассаите метасоматических горных пород.— Труды Минералог. музея АН СССР, вып. 21, 1972.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Пороодообразующие минералы, т. 2. «Мир», 1965.
- Плошко В. В.* Уруштенский комплекс Северного Кавказа. «Наука», 1965.
- Плошко В. В., Сидоренко Г. А., Рудницкая Е. С., Клитина В. И.* Амфиболы из метабазитов разновозрастных комплексов Большого Кавказа.— Сб. «Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса». «Наука», 1970.
- Clark J. R., Papike J. J.* Crystal-chemical characterization of omphacites.— Amer. Mineralogist, **53**, N 5/6, 1968.
- Prewitt C. T., Burnham C. W.* The crystal structure of jadeite,  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ .— Amer. Mineralogist, **51**, N 7, 1966.
- Seki J., Onuki H.* Variation of unit cell dimensions in natural jadeite-diopside minerals series.— J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geol., **58**, N 6, 1967.