

В. В. Плошко, В. И. Богданова

**МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЭПИДОТА
В ПОРОДАХ УРУШТЕНСКОГО МАГМАТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА
(СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)**

Настоящая статья составлена на основе материалов, собранных и обработанных В. В. Плошко, и химических анализов, выполненных В. И. Богдановой. Ввиду ограниченного объема статьи ранее опубликованные данные по отдельным минералам группы эпидота Северного Кавказа (Плошко, 1958, 1961; Афанасьев, Плошко, Варшал, 1962; Плошко, Богданова, 1963) здесь приводятся не полностью, хотя выводы относятся ко всему исследованию в целом.

Уруштенский магматический комплекс является наиболее древним комплексом Северного Кавказа и представлен последовательной серией основных (гранатовые, эпидотовые и полевошпатовые амфиболиты), ультраосновных (пироксениты и нацело серпентинизированные перидотиты) и кислых (тоналиты, плагиогранито- и плагиоаляскито-гнейсы, пегматиты и альбититы) пород (Афанасьев, 1950). Вмещающими породами комплекса являются различные метаморфические образования, слагающие кристаллическую и зеленокаменную толщ. Кристаллическая толща сложена пара- и ортоамфиболитами, трудно отличимыми от метаамфиболитов Уруштенского комплекса, слюдястыми сланцами и плагиогнейсами, на которых согласно залегают эпидот-актинолитовые, эпидот-хлоритовые и другие сланцы, претерпевшие зеленокаменное изменение.

Ультрабазиты, габброиды и вмещающие породы, в связи с внедрением кислых интрузий, претерпели полиметаморфизм и контактное изменение с появлением контактово-метасоматических пород (актинолититы, актинолитово-флогопитовые, флогопитово-актинолитовые и др. образования). Региональная альбитизация пород Уруштенского комплекса и вмещающих толщ (натриевый метасоматоз) связана с аляскитовой фазой гранитоидных интрузий; локально наложенная альбитизация, карбонатизация и сульфатизация пород связаны с заключительными этапами формирования Уруштенского магматического комплекса (Плошко, 1961; Плошко, Клитина, 1962).

Минералы группы эпидота, встреченные в различных породах Уруштенского комплекса, являются аксессуарными (иногда породообразующими) и представлены собственно эпидотом, эпидотом, обогащенным строенцем или редкими землями, клиноцоюзитом, цоюзитом и ортитом.

Э п и д о т наиболее распространен в породах кристаллической и зеленокаменной толщ, гранитоидах и контактово-метасоматических образованиях. Обычно ассоциирует с амфиболом, мусковитом, хлоритом, альбитом, кварцем, рутилом, апатитом, реже — с гранатом, биотитом, ортитом и карбонатами.

В меланократовых породах (амфиболитах, актинолито-флогопитовых породах и др.) эпидот образует радиально-лучистые агрегаты и выполняет промежутки между зернами амфибола и граната или замещает их. В эпидот-актинолитовых сланцах обычно он представлен агрегатами мельчайших зерен неправильной формы. В лейкократовых породах (сланцевых сланцах, плагиогнейсах, гранитоидах и др.) эпидот встречается в виде одиночных зерен и замещается мусковитом, альбитом и кварцем.

Цвет эпидота белый, серый, зеленовато-серый до зеленого. В шлифах бесцветный, реже — бледно-желтый; отмечается спайность по (001) и (100), иногда сдвойникован. Физические свойства эпидота (обр. 4, 5, 7, 8, 9 и 10) и других минералов этой группы сведены в табл. 1.

Среди эпидотов встречаются разности нормального состава и мало-железистые, приближающиеся к клиноцоизиту (табл. 2). Обнаруживается детально рассмотренная Темпель (1939) линейная зависимость между химическим составом эпидота и его физическими свойствами. С увеличением количества $Fe_2O_3 + FeO$ возрастает величина показателей преломления, причем увеличение значения N_g происходит значительно быстрее, чем N_p . Последнее обстоятельство обуславливает увеличение двупреломления с повышением железистости эпидотов. Величина $2V$ при этом понижается, а окраска становится более интенсивной (см. табл. 1). Довольно высокое содержание Mg, Sr и Na в составе эпидота, по-видимому, связано с общим обогащением этими элементами пород Уруштенского комплекса. Спектральный анализ эпидотов (аналитик А. С. Дудыкина) показал, кроме того, присутствие Pb, Cu, Zr, Ga, Cr, V, Ba и редко Sc — тысячные доли процента.

Эпидот, обогащенный стронцием, обнаружен в кварцево-альбит-мусковитовых сланцах г. Армовки вблизи контакта с гранитоидами. Физические и химические свойства его см. в табл. 1 (анализ 6) и табл. 2 (анализ 5). От обычного эпидота (см. табл. 2, анализ 6) отличается более высоким содержанием Sr, Mg и Fe^{2+} при пониженном количестве Fe^{3+} и Na.

Эпидот, обогащенный редкими землями, встречен в мелких ксенолитах амфиболитов в гранитоидах р. Маркопидж. Физические и химические свойства указаны в табл. 1 (анализ 11) и табл. 2 (анализ 8). Этот эпидот, в отличие от других эпидотов Уруштенского комплекса, характеризуется присутствием 0,89% TR_2O_3 и повышенным содержанием суммарного железа (Афанасьев, Плоско, Варшал, 1962).

Клиноцоизит наблюдается в гранитоидах в ассоциации с мало-железистым эпидотом, амфиболом, мусковитом, хлоритом, альбитом, кварцем и др. Образует одиночные, мелкие (до 0,5 мм), прозрачные, нередко хорошо ограненные кристаллы. Оптические свойства указаны в табл. 1 (анализ 3). При измерении клиноцоизита р. Малой Лабы на двукружном гониометре Гольдшмидта (гониометрические исследования минералов группы эпидота проведены Т. А. Яковлевской) были обнаружены грани: c (001), a (100), m (110), n ($\bar{1}11$) и w ($\bar{1}04$), b ($\bar{2}33$). Некоторые кристаллы сдвойникованы по плоскости a (100). Кристаллы вытянуты вдоль оси b (рис. 1, a , b , c).

Цоизит в виде аксессуарного минерала встречается в гранитоидах. В отличие от клиноцоизита, $cN_p = 0$ и $+2V = 40$ (см. табл. 1, анализ 1).

Цоизит, из крупноблоковых пегматитов р. Блыб, обогащенный стронцием, впервые описан Г. Д. Афанасьевым (1948, 1958). К нему близок цоизит из гидротермальных жил этого же района, обнаруженный нами. Последний встречается в ассоциации с мусковитом, кварцем и молибденитом. Наблюдалось замещение цоизита мусковитом. Повышенное

Таблица 1

Физические свойства эпидота, клиноцоизита и цоизита Северного Кавказа и клиноцоизита Чехословакии*

Константы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	цоизит, обогащенный стронцием из кварцево-мусковитовых жилл	клиноцоизит	клиноцоизит из плагиогранито-гнейсов	маложелезистый эпидот из метасоматических проявлений в амфиболитах зеленокаменной толщ	маложелезистый эпидот из плагиогранито-гнейсов	эпидот, обогащенный стронцием (из кристаллических сланцев)	эпидот из тоналитов (гранодиорито-гнейсов)	эпидот из эпидотовых амфиболитов кристаллической толщ	эпидот из метасоматитов зеленокаменной толщ	эпидот из эпидотовых амфиболитов зеленокаменной толщ	эпидот, обогащенный TR (из ксенолитов в плагиогранито-гнейсах)
2V°	+50	—	+(80—85)	—(75—83)	—(77—85)	—80	—80	—79	—75	—74	Большой отрицательный
Показатели **											
преломления Ng	1,700	1,712	1,716— —1,722	1,736	1,735	1,737	1,738	1,746	1,763	1,764	1,769
Nm	1,697	1,710— —1,708	1,714— —1,718	1,727	1,728	1,729	1,728	1,738	1,749	1,750	1,753
Np	1,695	1,706	1,711— —1,715	1,721	1,720	1,720	1,714	1,724	1,728	1,728	1,732
Ng — Np	0,005	0,006	0,005— —0,007	0,015	0,015	0,017	0,024	0,022	0,035	0,036	0,037
cNp°	0	—	5—10	2	18	—	2	2	0	4	—
окраска в шлифе	Бесцветный	Бесцветный	Бесцветный	Бесцветный	Бесцветный	Слабо-желтоватый с плеохроизмом от бесцветного по Np до слабо-желтого по Ng	Слабо-желтоватый с плеохроизмом от светло-желтого по Ng до бесцветного по Np	Бесцветный	Светлый желтовато-зеленый по Ng и бесцветный по Np	Светлый желтовато-зеленый по Ng и бесцветный по Np	Желтый с плеохроизмом от лимонно-желтого по Ng до светло-желтого по Np
Удельный вес ***	3,174	3,349	3,150	3,341	3,301						
Содержание железа (вес.%)	4,12	3,19	—	8,63	8,64	9,30	—	11,32	—	12,71	14,59

* 1 — р. Блыб (хр. Магизо); 2 — Горки, Чехословакия (Orlov, 1926); остальные анализы — р. Малая Лаба.

** Определение показателей преломления проводилось в ориентированных разрезах, ошибка в измерении $\pm (0,001—0,002)$.

*** Удельный вес минералов определен В. С. Амелиной (клиноцоизита, эпидота, обогащенного TR, эпидота из метасоматитов и эпидотовых амфиболитов зеленокаменной толщ — микрометодом, остальных — методом гидростатического взвешивания).

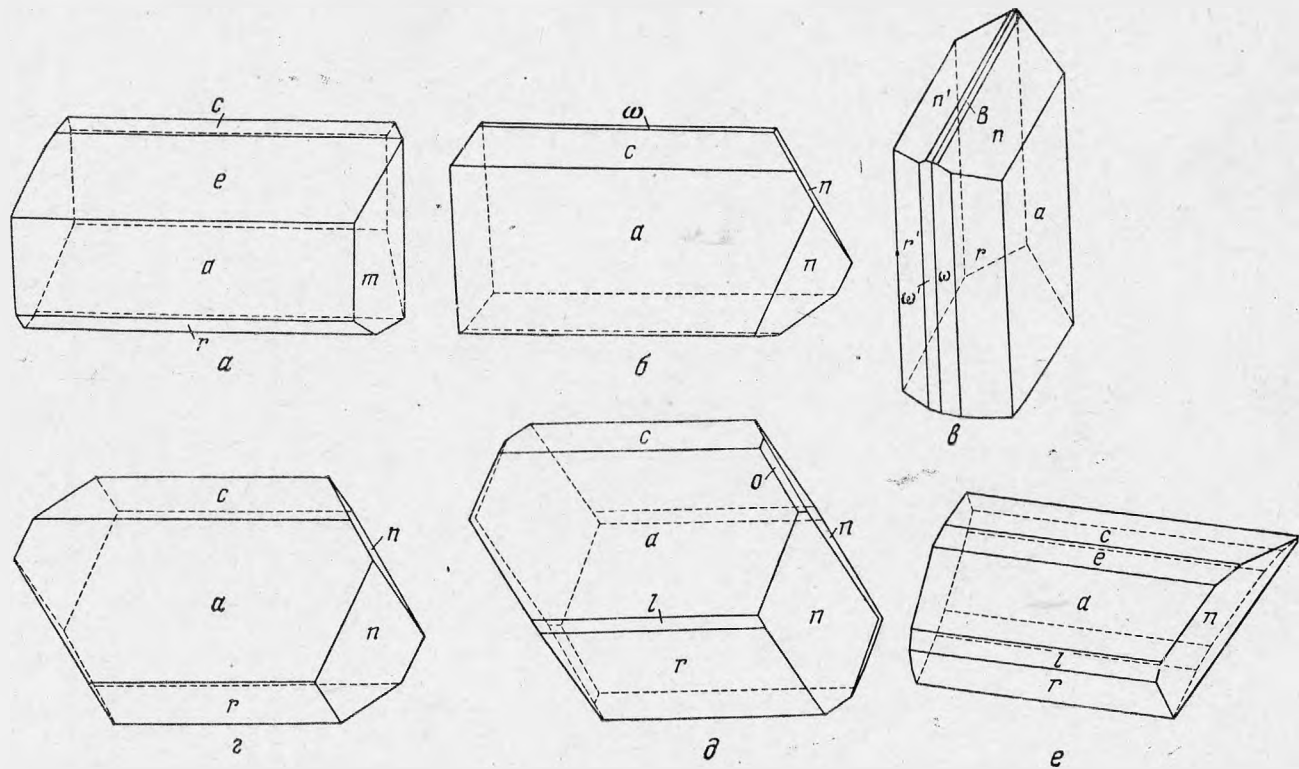


Рис. 1. Кристаллы клиноцоизита из плагиогранито-гнейсов р. Малой Лабы (а, б), двойник того же клиноцоизита (с), двойники ортита из плагиогранито-гнейсов р. Большой Лабы (д) и ортита из игнимбритов р. Козлинки (е, д); (рис. 1, е дан в другом ракурсе для лучшего изображения)

Химический состав эпидота и цоизита Северного

Компоненты	1		2		3	
	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества
SiO ₂	40,10	6673	38,66	6440	39,87	6640
TiO ₂	Следы	—	Следы	—	0,17	21
Al ₂ O ₃	30,80	6040	31,94	6266	25,09	4920
Fe ₂ O ₃	3,40	425	2,58	320	8,62	1080
FeO	0,72	100	0,61	80	0,01	1
MnO	Следы	—	0,06	8	0,12	10
MgO	»	—	0,10	30	0,95	30
CaO	19,80	3530	24,39	4350	22,23	3960
BaO	Не опр.	—	—	—	—	—
SrO	1,44	137	—	—	0,03	3
TR ₂ O ₃	0,07	4	—	—	0,01	—
Na ₂ O	0,45	149	—	—	0,31	100
K ₂ O	1,35	286	—	—	0,15	32
Li ₂ O	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	Не обн.	—	0,10	—	Не обн.	—
H ₂ O ⁺	2,24	2480	1,72	1909	1,52	1700
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—
Cl	—	—	—	—	Не обн.	—
П. п. п.	—	—	0,03	—	0,71	—
Сумма	100,07	—	100,19	—	99,79	—
Сумма катионов	—	17 344	—	17 494	—	16 797

1 — Цоизит, обогащенный стронцием, из кварцево-мусковитных жил р. Блыб (хр. Машино); аналитик А. И. Гусева.

2 — Клиноцоизит; Горки, Чехословакия (Orlov, 1926).

3 — Маложелезистый эпидот из метасоматических прожилков в амфиболитах зеленокаменной толщи; аналитик В. И. Богданова.

4 — То же, из плагногранито-гнейсов р. Малая Лаба; аналитик В. И. Богданова.

5 — Эпидот, обогащенный стронцием, из кристаллических сланцев р. Малая Лаба; аналитик Г. М. Варшал.

6 — Эпидот из эпидотовых амфиболитов кристаллической толщи р. Малая Лаба.

7 — То же, из зеленокаменной толщи р. Малая Лаба.

8 — Эпидот, обогащенный редкими землями из ксенолитов в плагногранито-гнейсах.

Анализы 6—8 выполнены аналитиком В. И. Богдановой.

количество Sr и наличие TR ведет к понижению содержания Ca (см. табл. 2, обр. 1). Дебаеграмма цоизита, обогащенного Sr, аналогична дебаеграмме цоизита (Przybora, 1956); несколько отличается интенсивностью отражений.

О р т и т — типичный аксессуарный минерал кислых пород (плагногранито- и плагноаляскито-гнейсов, пегматитов, альбититов и др.), реже — контактово-метасоматических образований. Ассоциирует обычно с теми же минералами, что и эпидот. Как правило, ортит вместе с апатитом приурочен к амфиболу или биотиту, заменяя последние. Отмечается за-

Таблица 2

Кавказа и клиноцонзита Чехословакии

4		5		6		7	8
вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества	все. %	атомные количества	вес. %	вес. %
40,35	6714	38,20	6360	38,10	6340	—	—
0,25	31	0,27	33	0,65	80	—	—
25,15	4933	25,94	5089	24,28	4760	—	—
8,44	1060	7,81	980	11,26	1420	} 12,71	14,59
0,20	27	1,49	210	0,06	10		
0,14	19	0,15	20	0,13	18		
0,74	183	1,10	270	0,17	40	—	—
20,32	3623	21,59	3850	20,74	3690	22,60	20,93
—	—	—	—	—	—	—	—
0,52	50	1,14	110	0,30	29	—	—
0,03	2	0,11	6	0,08	4	Не обн.	0,89
0,15	47	0,12	40	1,20	380	—	—
1,00	212	0,46	100	0,87	184	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,26	—	0,09	—	Не обн.	—	—	—
2,12	2340	1,36	1520	2,56	2840	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,07	—	—	—	Не обн.	—	—	—
—	—	—	—	0,24	—	—	—
99,74	—	99,83	—	100,64	—	—	—
—	16 901	—	17 068	—	16 948	—	—

Кристаллохимические формулы минералов

Теоретическая формула эпидота $Ca_2(Al, Fe^{3+})_3Si_3O_{12}OH$ (Белов, Руманова, 1954)

- $(Ca_{1,63}Na_{0,07}K_{0,13})_{1,89}(Al_{2,79}Fe^{3+}_{0,19}Fe^{2+}_{0,05})_{3,03}Si_{3,08}[O_{11,95}(OH)_{0,05}]_{12,00}(OH)_{1,0}$
- $(Ca_{1,99}Mn_{0,01})_{2,00}(Al_{2,80}Fe^{3+}_{0,16}Fe^{2+}_{0,04}Mg_{0,01})_{3,03}(Si_{2,94}Al_{0,06})_{3,00}[O_{11,88} \cdot (OH)_{0,12}]_{12,00}(OH)_{1,0}$
- $(Ca_{1,89}Na_{0,05}K_{0,01})_{1,95}(Al_{2,34}Ti_{0,01}Fe^{3+}_{0,51}Mg_{0,01})_{2,87}Si_{3,16}O_{12,00}[(OH)_{0,90}O_{0,10}]_{1,00}$
- $(Ca_{1,72}Sr_{0,02}Na_{0,02}Mn_{0,01})_{1,87}[Al_{2,33}Ti_{0,02}Fe^{3+}_{0,50}Fe^{2+}_{0,01}Mg_{0,09}]_{2,95}Si_{3,17}O_{12} \cdot [(OH)_{0,63}O_{0,37}]_{1,00}$
- $(Ca_{1,80}Sr_{0,05}Na_{0,02}K_{0,05}Mn_{0,01})_{1,93}(Al_{2,37}Ti_{0,01}Fe^{3+}_{0,46}Fe^{2+}_{0,09}Mg_{0,12})_{3,05}Si_{3,00} \cdot [O_{11,72}(OH)_{0,28}]_{12,00}(OH)_{1,00}$
- $(Ca_{1,74}Sr_{0,01}Na_{0,18}K_{0,09})_{2,02}(Al_{2,24}Ti_{0,04}Fe^{3+}_{0,67}Fe^{2+}_{0,01}Mg_{0,01})_{2,98}Si_{3,00} [O_{11,69}(OH)_{0,21}]_{12,00}(OH)_{1,00}$

мещене ортита альбитом и кальцитом. Изредка встречаются зерна ортита с тонкой каемкой эпидота. Особый интерес представляет ортит из ортит-апатитовых гнезд в талько-актинолито-карбонатных породах и актинолититах, который образует зернистые агрегаты, состоящие из мелких призматических кристаллов с вростками апатита. Апатит и ортит замещаются мелкозернистым агрегатом монацита (Плошко, 1958, 1961).

Цвет ортитов варьирует от темно-зеленого до светло-зеленого. Последние прозрачны в тонких сколах.

В шлифах ортиты буровато-желтые или зеленые, иногда почти бесцветные. Окраска зерна неравномерная, пятнистая; встречаются зонально окрашенные кристаллы. Отмечается резкий плеохроизм. Некоторые зерна метамиктны и представляют собой бурое изотропное вещество. Оптические свойства ортитов указаны в табл. 3 (обр. 1—10). Редко отмечается спайность по (001). Некоторые зерна сдвойникованы; $cNp = 27-33^\circ$. По оптическим свойствам и удельному весу несколько отличаются от обычных ортитов и приближаются к клиноцоизиту. Измерения кристаллов ортита из плагиогранито-гнейсов р. Большой Лябы на гониометре показали присутствие граней: c (001), a (100), e (101), r (101) и n (111) (рис. 1, е).

Ортит из иттибритов кайнозойского комплекса р. Козлипки (из материалов Г. Д. Афанасьева), изучавшийся для сравнения с ортитами Уруштенского комплекса, встречен в парагенезисе с кварцем, полевым шпатом, биотитом, амфиболом и анатитом в виде мелких, хорошо ограненных кристаллов. Он имеет черный цвет, стеклянный блеск. Просвечивает лишь в тончайших сколах.

В шлифе темно-бурый до черного с резким плеохроизмом; наблюдаются метамиктные участки. Спайность не отмечалась. Часто сдвойникован. Отличается малой величиной $2V^1$. При измерении на гониометре обнаружены грани: c (001), a (100), o (011), r (101), l (201) и n (111) (рис. 1, з, д).

Ортиты Уруштенского комплекса по химическому составу отличаются от обычных ортитов и приближаются к клиноцоизиту благодаря повышенному содержанию Al_2O_3 и соответственно пониженному содержанию железа (табл. 4). Закономерность, заключающаяся в изменении физических свойств минералов с изменением их химического состава, отмеченная выше для эпидотов, в кавказских ортитах имеет некоторые отклонения, что, вероятно, объясняется колебанием содержания TR (Темпель, 1939). Однако уменьшение величины показателей преломления, двупреломления и удельного веса с увеличением содержания алюминия и одновременно уменьшением содержания железа в ортитах (табл. 3 и 4) в общем отмечается довольно четко; это свидетельствует об изоморфном замещении алюминия железом (изовалентный изоморфизм $Al^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$). Четко устанавливается тенденция к уменьшению содержания Ca с увеличением TR, что указывает на их изоморфные замещения (Ueda, 1955; Hasegawa, 1960; Плошко, Богданова, 1963).

Наличие стронция в минералах группы эпидота в Уруштенском комплексе объясняется обогащенностью данного комплекса указанным элементом. При замещении Ca^{2+} в этих минералах двухвалентным ионом стронция появляются разновидности, обогащенные стронцием (см. табл. 2).

Таким образом, ортиты Уруштенского комплекса Северного Кавказа от обычных ортитов отличаются зеленой окраской, низкими величинами показателей преломления, двупреломления, удельного веса и, как правило, положительным оптическим знаком, что приближает их к клиноцоизиту.

В природе существует непрерывный изоморфный ряд эпидотортита с меняющимся содержанием TR. Ортит представляет собой разновидность эпидота, в которой часть атомов Ca замещена атомами TR и соответственно часть атомов Al или Fe^{3+} замещена атомами Fe^{2+} [гетеровалянтный изоморфизм $Ca^{3+}Al^{3+} \leftarrow Tr^{3+}Fe^{2+}$ (Ueda, 1955; Hasegawa, 1960)]. Ре-

¹ Указанная особенность минерала составляет предмет дальнейших исследований.

зультаты исследований минералов группы эпидота Северного Кавказа и литературные данные подтверждают указанную выше закономерность (Плошко, Богданова, 1963).

На Северном Кавказе распространены два типа ортитов, резко отличающиеся между собой.

Тип I — ортиты с отрицательным оптическим знаком, приближающиеся к эпидоту. Для них характерны высокие величины показателей преломления, двупреломления и удельного веса и густые тона бурой окраски. Указанные свойства обусловлены высоким содержанием суммарного железа в ортитах. Содержание TR обычно превышает 20%. К этому типу относится ортит р. Козлинка.

Тип II — ортиты, как правило, положительные по оптическому знаку, приближающиеся к клиноцоизиту. Имеют зеленую окраску, низкие величины светопреломления, двупреломления и удельного веса. По химическим свойствам отличаются от ортитов типа I пониженным содержанием железа (соответственно увеличивается содержание алюминия) и умеренным количеством TR (сумма TR < 20%; соответственно увеличивается количество Ca). К этому типу относятся все ортиты Уруштенского комплекса.

Кристаллохимические формулы минералов группы эпидота показывают их близость к теоретическим формулам эпидота и ортита (см. табл. 2 и 4). Сравнение этих формул подчеркивает отличие выделенных нами типов ортитов: близость ортитов типа I к эпидоту, а ортитов типа II — к клиноцоизиту и появление разновидностей эпидота и цоизита, связанное с изовалентным замещением кальция стронцием.

Расшифровка выделенной при химическом анализе суммы редких земель (табл. 5) показала, что ортиты Уруштенского комплекса по составу сходны между собой и несколько отличаются от ортитов кайнозойского комплекса. Относительная концентрация Pr, Nd и Sm по отношению к лантану примерно в два раза выше в ортитах Уруштенского комплекса, чем в ортитах кайнозойского комплекса, что свидетельствует, вероятно, о повышенной щелочности среды, в которой кристаллизовались ортиты молодого комплекса¹. Для случая гранитоидов Эльджуртинского массива и хр. Магишо (Афанасьев, 1957, 1958) это обстоятельство находит подтверждение в минералогическом и химическом составе указанных пород. Изучение корреляционных связей между редкоземельными элементами цериевой группы по способу, предложенному Л. С. Бородиным (рис. 2), показывает обратную прямолинейную зависимость содержания Pr и Nd от содержания La, что подтверждает данные указанного исследователя (Бородин, 1960). Колебания соотношений между отдельными окислами TR в ортитах Уруштенского комплекса, по-видимому, свидетельствуют о непостоянном составе растворов, из которых кристаллизовался ортит.

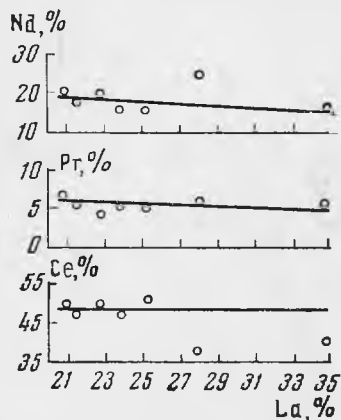


Рис. 2. Зависимость содержания церия, неодимия и празеодимия от содержания лантана в ортитах Уруштенского магматического комплекса

¹ Для подтверждения этого предположения необходимо проведение специальных исследований.

Физические свойства орты

Константы	Ортыты				
	гранитоидов (1)	альбититов (2)	альбитизированных аплитовых амфиболитов (3)	ортит-апатитовых гнезд (4)	кристаллических сландцев (5)
2V	+80°	+80°	±82°	±(80—86°)	±75°
Показатели преломления:** Ng	1,711—1,716	1,713	1,710	1,713—1,718	1,720
Nm	1,706—1,709	1,703	1,705	1,709—1,714	1,714
Np	1,703—1,705	1,696	1,698	1,700—1,704	1,711
Ng—Np	0,008—0,009	1,017	0,013	0,006—0,018	0,009
Плеохроизм: Ng	Серовато-желтый с зеленоватым оттенком	Бледный буровато-желтый с зеленоватым оттенком	Серовато-бурый	Желтый, серовато-желтый, зеленовато-бурый	Зеленовато-бурый
Nm	Слабо-зеленоватый	Бледный буровато-желтый	Буровато-зеленый	Светло-желтый с зеленоватым оттенком	Зеленый с буроватым оттенком
Np	Светло-желтый, почти бесцветный	Слабо буроватый, почти прозрачный	Серый, желтовато-серый	Светло-желтый, почти бесцветный, желтый с зеленоватым оттенком	Светло-буровато-зеленый, серовато-бурый
Схема абсорбции	Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np
Удельный вес***	3,530	3,343	—	3,496	—
Содержание железа (вес. %)	9,0	9,66	—	10,53	11,98

* 1 — р. Блыб (хр. Магши), 6 — р. Большая Лаба, 11 — р. Козлинка, остальные — р. Малая Лаба.

** Определение показателей преломления проводилось в ориентированных разрезах, точность измерения ± (0,001—0,002).

*** Удельный вес минералов определен В. С. Амелиной, методом гидростатического взвешивания; удельный вес ортыта р. Блыб — по данным Г. Д. Афанасьева (1948).

Ортиты					
плаггио-гранито-гнейсов (6)	бвотитовых слюдитов (7)	апатит-карбонатных пород (8)	карбонатизированных амфиболитов (9)	сульфат-карбонатных жпк (10)	игнимбритов (11)
—	±78°	±80°	±83°	Большой, положительный	Очень малый, отрицательный
1,701	—	—	—	1,716— —1,710	1,781
—	—	—	—	1,710— —1,706	1,777
1,695	—	—	—	1,704— —1,698	1,752
0,006	0,015	0,015	0,018	0,006— —0,012	0,029
Светло-бурый со слабым зеленоватым оттенком	Зеленовато-бурый	Бурый, зеленовато-бурый	Светло-бурый	Зеленовато-бурый	Темно-бурый до черного
—	Светло-бурый с зеленоватым оттенком	Светло-бурый, серовато-бурый	Светло-бурый с зеленоватым оттенком	Серовато-зеленый	Бурый, зеленовато-бурый
Светло-желтый	Бледно-желтый, серовато-зеленый	Светло буровато-желтый	Желтый, серовато-желтый	Желтый с зеленоватым оттенком	Желтовато-зеленый, желтый
Ng > Np	Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np	Ng > Nm > Np
—	—	—	—	—	3,999
12,10	—	—	12,41	13,98	16,46

Химический состав ортитов

Компоненты	1	2		3	4		
	вес. %	вес. %	атомные количества	вес. %	% до вычета апатита	% после вычета апатита	атомные количества
SiO ₂	35,04	34,60	5760	—	30,96	32,85	5469
TiO ₂	0,10	Не обн.	—	—	0,20	0,21	26
Al ₂ O ₃	23,22	19,90	3904	—	18,24	19,36	3798
Fe ₂ O ₃	4,18	3,00	375	} 9,66	5,64	5,98	748
FeO	4,52	6,00	830		4,29	4,55	637
MnO	0,21	0,50	70	—	0,08	0,09	12
MgO	0,13	0,80	198	—	2,45	2,60	644
CaO	17,60	} 15,40	2616	12,33	11,86	9,67	1724
SrO	0,42		40	—	0,52	0,55	53
Na ₂ O	Нет	—	—	—	0,33	0,35	114
K ₂ O	Нет	—	—	—	—	—	—
TR ₂ O ₃	14,20	16,30	986	13,97	17,08	18,13	1098
ThO ₂	—	1,25	47	2,28	2,28	2,42	92
U ₃ O ₈	—	0,09	3	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,44	0,46	—
H ₂ O ⁺	—	2,55	2830	—	2,62	2,78	3086
P ₂ O ₅	—	—	—	—	2,10	—	—
F	—	—	—	—	0,18	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	—	100,09	—	—	99,27	100,00	—
Сумма катионов	—	—	14 829	—	—	—	14 415

1 — Ортит из гранитоидов р. Блыб, хр. Магишо (Афанасьев, 1958).

2 — То же; апатитик А. В. Быкова (ИМГРЭ).

3 — То же, из альбититов, р. Малая Лаба; аналитик В. И. Богданова (ИГЕМ АН СССР).

4 — То же, из ортит-апатитовых гнезд, р. Малая Лаба (Плошко, 1958).

5 — То же, из кристаллических сланцев р. Малая Лаба; аналитик В. И. Богданова.

6 — То же, из плагιοгранито-гнейсов, р. Большая Лаба; аналитик В. И. Богданова.

7 — То же, из карбонатизированных амфиболитов, р. Малая Лаба; аналитик В. И. Богданова.

8 — То же, из сульфат-карбонатных жил р. Малая Лаба (Плошко, 1958).

9 — То же, из игнимбитов, р. Козлинка; аналитик В. И. Богданова.

Спектральный анализ ортитов Северного Кавказа (аналитики Ф. И. Сумина, А. С. Дудыкина) показал наличие в них тех же элементов и в таких же количествах, что и в эпидотах. В ортитах Уруштенского комплекса в тысячных долях процента присутствуют Be, As и Ni, не обнаруженные в ортите р. Козлинка.

Сравнение порошкограмм минералов группы эпидота Северного Кавказа (Г. С. Голубович) говорит о близости структур ортитов Северного

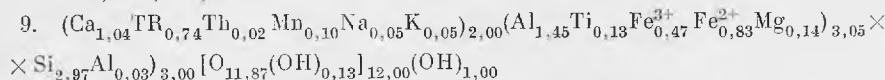
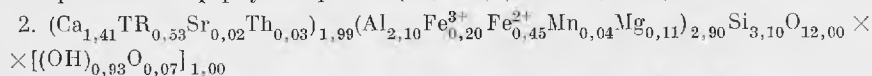
Т а б л и ц а 4

тов Северного Кавказа

5			6			7			8			9	
вес. %	вес. %	вес. %	% до вычета апатита и кальцита	% после вычета апатита и кальцита	атомные количества	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества	вес. %	атомные количества
—	—	—	26,50	36,16	6030	31,29	5209	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,22	0,29	40	1,84	230	—	—	—	—	—	—
—	—	—	12,78	17,48	3440	13,23	2595	—	—	—	—	—	—
11,98	12,10	12,41	6,23	8,43	1060	6,06	760	—	—	—	—	—	—
—	—	—	4,05	5,55	770	10,40	1450	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,04	0,04	—	1,19	168	—	—	—	—	—	—
—	—	—	2,51	3,43	840	1,00	250	—	—	—	—	—	—
18,06	14,24	15,00	19,93	6,29	1120	10,19	1820	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,54	0,73	71	Следы	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,28	0,36	120	0,25	80	—	—	—	—	—	—
—	—	—	Нет	—	—	0,40	80	—	—	—	—	—	—
15,73	15,36	15,73	11,48	15,70	920	21,52	1310	—	—	—	—	—	—
0,49	0,80	1,59	1,16	1,64	60	1,07	40	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,49	0,68	—	Не обп.	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	2,36	3,22	3580	1,34	1487	—	—	—	—	—	—
—	—	—	9,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	0,78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	0,04	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	2,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	100,44	100,00	—	99,82	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	14 471	—	13 992	—	—	—	—	—	—

Кристаллохимические формулы минералов

Теоретическая формула ортита; $(Ca, TR)_2(Al, Fe^{3+}, Fe^{2+})_3Si_3O_{12}OH$ (Ueda, 1955)



Анализы 4 и 8 на формулы не рассчитывались вследствие загрязненности материала примесями.

Кавказа и эталонного образца ортита (Вегман, 1955) и о близости их к структурам клиноэпидота, собственно эпидота и эпидота, обогащенного TR или Sr. Отличие состоит в изменении интенсивностей рефлексов, исчезновении некоторых рефлексов у одних минералов и появлении на рентгенограмме дополнительных отражений у других.

Распределение редких земель

Метод расшифровки	Комплекс	Минерал	Окислы TR*				
			La ₂ O ₃	CeO ₂	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃
Метод хро- матографи- ческого распреде- ления на бума- ге из осадка TR **	Уруш- тешский	Ортит из:					
		плаггиогранито- гнейсов, р. Большая Лаба	21,4	47,8	5,6	17,6	3,4
		ортит-апатитовых гнейзд, р. Малая Лаба	20,8	50,0	6,9	20,6	0,6
		альбитов р. Малая Лаба	34,6	40,2	5,7	16,4	1,2
		альбитизированных участков кристалли- ческих сланцев, р. Малая Лаба	27,9	37,9	5,8	24,9	1,8
		сульфат-карбонат- ных жил, р. Малая Лаба	22,7	50,3	4,4	19,1	1,5
		карбонатизирован- ных амфиболитов, р. Малая Лаба	25,1	51,6	5,4	15,7	0,9
	галеи гранитоидов Уруштенского ком- плекса в конгломе- ратах, р. Кубань	23,7	48,2	5,6	15,6	2,6	
	Кайно- зойский	Из игнимбритов, р. Козлинка	31,2	48,1	6,3	11,4	1,1
Рентгено- спектраль- ный коли- чественный анализ из осадка TR	Кайно- зойский	Из игнимбритов, р. Козлинка ***	30,2	53,1	4,0	11,4	0,8
		Из гранитов Эль- джуртинского масси- ва **** (среднее из двух определений)	22,8	50,0	4,8	13,3	2,9
		Уруш- тешский	Из гранитоидов, р. Блыб (хр. Маги- шо) *****	22,8	45,6	7,6	20,7

* При сумме TR₂O₃, принятой за 100%.

** Аналитик Д. Н. Гнязева (анализ ортита из игнимбритов — Г. М. Варшал).

*** Аналитик И. И. Конжеровская.

**** В. В. Ляхович (1962).

***** Аналитик Р. Л. Баринский (ИМГРЭ АН СССР).

Т а б л и ц а 5

в ортитах Северного Кавказа

Окислы TR*										Pr + Nd + Sm La
Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Th ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tu ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	
—	2,5	0,5	1,2	—	—	—	—	—	—	1,2
—	0,9	—	0,2	—	—	—	—	—	—	1,4
—	1,0	0,5	0,4	—	—	—	—	—	—	0,7
—	0,8	0,4	0,5	—	—	—	—	—	—	1,2
—	1,2	—	0,8	—	—	—	—	—	—	1,1
—	0,5	0,6	0,2	—	—	—	—	—	—	0,9
—	1,8	1,4	1,1	—	—	—	—	—	—	1,0
—	1,1	—	—	0,8	—	—	—	—	—	0,6
										1,1
—	—	0,1	—	0,3	0,1	—	—	—	—	0,5
0,2	1,0	2,2	0,2	—	1,1	0,3	1,0	0,1	0,1	0,9
										0,7
0,1	0,8	0,3	—	—	0,1	—	—	—	—	1,3
										1,3

Примечание. Для сопоставления с другими ортитами был изучен состав редких земель ортита из галек гранитоидов Уруштатского комплекса в пермских конгломератах р. Кубани (материал Г. Д. Афанасьева).

Таким образом, судя по рентгенограммам и гониометрическим исследованиям минералов группы эпидота, отмеченные выше особенности химических свойств ортитов Уруштенского комплекса не вызывают изменения ни в форме кристаллов последних, ни в их структуре.

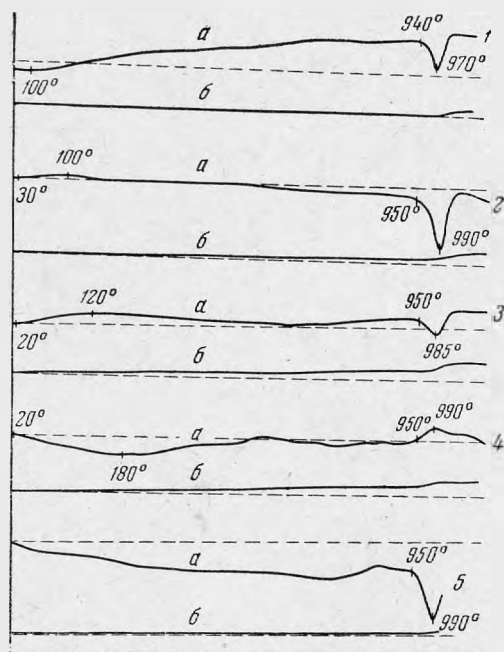


Рис. 3. Дифференциальные кривые¹ нагревания (а) и кривые обезвоживания (б) мало-железистого эпидота из метасоматических прожилков в амфиболитах зеленокаменной толщи (1), клиноцоизита (2), эпидота, обогащенного стронцием (3), ортита (4) и цоизита (5)

температуре 955—990° С, указывающей на потерю высокотемпературной воды. Эндотермическая остановка при 180° С на кривой нагревания ортита из ортит-апатитовых гнезд подтверждает данные химического анализа о наличии в минерале гигроскопической воды.

Генезис описанных выше минералов группы эпидота различен. Эпидот из метаморфических толщ, вмещающих Уруштенский комплекс, связан с полиметаморфизмом пород и образуется в основном в средне-температурную стадию регионального метаморфизма (Плошко, Клитина, 1962). В низкотемпературную стадию метаморфизма (метасоматоза) происходят вынос железа и перекристаллизация эпидота с появлением мало-железистых разновидностей последнего (см. табл. 2, анализы 3 и 7).

Мало-железистый эпидот и клиноцоизит из гранитоидов по генезису — метасоматические низкотемпературные минералы; они связаны с натриевым метасоматозом, при котором происходит альбитизация основного олигоклаза гранитоидов. Кальций, входящий в состав олигоклаза, идет на образование эпидота и клиноцоизита (Афанасьев, 1950). Источником Са (и Fe), необходимого для построения кристаллической решетки клиноцоизита и эпидота, помимо основного олигоклаза, вероятно, служат

Кривые обезвоживания минералов группы эпидота (рис. 3, б) показывают, что вода, содержащаяся в них, является высокотемпературной. Дифференциальные кривые нагревания эпидота, клиноцоизита и эпидота, обогащенного Sr, сходны между собой (рис. 3, а, 1—3). Для них характерен четкий эндотермический эффект при температуре 970—990° С, связанный с потерей конституционной воды, экзотермический эффект выражен слабо. Эндотермическая остановка при 100° С на кривой эпидота (рис. 3, а, 1) свидетельствует о выделении гигроскопической воды. Дифференциальная кривая нагревания цоизита (рис. 3, а, 5) указывает на постепенное выделение воды от начальных стадий нагревания до 990° С, соответствующей разрушению кристаллической решетки и образованию новой фазы. Кривые нагревания ортита (рис. 3, а, 4; рис. 4) характеризуются наличием экзотермической остановки при тем-

¹ Выполнены в термической лаборатории ИГЕМ АН СССР.

амфиболы, поскольку количество последних до определенных стадий натриевого метасоматоза резко уменьшается, а количество эпидота и клиноцоизита увеличивается (Плошко, Клигина, 1962).

Ортит — по генезису низкотемпературный, чаще метасоматический и связан с проявлением редкометальной минерализации постмагматической фазы кислых интрузий Уруштенского комплекса. Незначительное количество ортита кристаллизуется при региональной альбитизации, о чем свидетельствует присутствие этого минерала в породах, вмещающих интрузии гранитоидов (плаггиогнейсы, слюдястые сланцы, альбит-эпидотовые

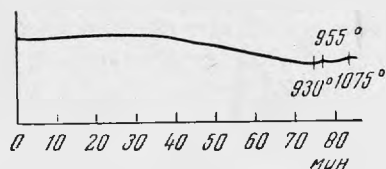


Рис. 4. Дифференциальная кривая нагревания ортита хр. Магишо¹

амфиболиты и др.). Главная же масса ортита связана с процессом наложенной альбитизации локального характера. Кристаллизация ортита несколько предшествует выделению альбита, на что указывают парагенетические ассоциации ортита и альбита в породах, содержащих эти минералы. Ранние порции пневматолито-гидротермальных растворов (эманаций), насыщенные TR, Th, P, F и связанные с жильными образованиями, проникали по трещинам и вступали во взаимодействие с Ca- и Fe-содержащими минералами, что обусловило появление ортита. Об этом свидетельствуют приуроченность последнего к амфиболу и биотиту, развитие ортита совместно с апатитом на месте первых двух минералов в контактово-метасоматических образованиях и в ортит-апатитовых гнездах (Плошко, 1961).

Следующие, более низкотемпературные порции растворов были обогащены Fe, Sr, Ba и CO₂, о чем свидетельствует наличие сульфат-карбонатных жил с ортитом, апатитом и целестино-баритом, формировавшихся в несколько этапов. Ортит совместно с апатитом образовался путем кристаллизации из гидротермальных растворов на раннем этапе формирования сульфат-карбонатных жил. Впоследствии эти минералы подвергались замещению кальцитом и целестино-баритом.

Цоизит, обогащенный стронцием — гидротермальный по генезису минерал и образовался в условиях, близких для сульфат-карбонатных жил. Появление эпидота, обогащенного Sr или TR, также связано с кислыми интрузиями (Афанасьев, Плошко, Варшал, 1962).

ВЫВОДЫ

1. Минералы группы эпидота распространены в магматических и метаморфических породах Уруштенского комплекса Северного Кавказа. Эпидот, как правило, играет роль главного породообразующего минерала и представлен маложелезистыми разновидностями и разновидностями нормального состава. Клиноцоизит встречается в гранитоидах в парагенезисе с маложелезистым эпидотом. Генезис эпидота и клиноцоизита связан с полиметаморфизмом пород Уруштенского комплекса. Цоизит в основном связан с гидротермальными проявлениями кислых интрузий.

¹ Выполнена в термической лаборатории ИМГРЭ.

2. Ортит — типичный аксессуарный минерал гранитоидов и контактово-метасоматических пород, — как правило, совместно с апатитом приурочен к амфиболу или биотиту, метасоматически замещая последние. Кристаллизация ортита предшествует выделению альбита, связанного с региональной и локальной альбитизацией. Реже ортит кристаллизуется в гидротермальную стадию кислых интрузий, о чем свидетельствует наличие сульфат-карбонатных жил с ортитом и апатитом.

3. В минералах группы эпидота имеет место изовалентный $\text{Ca}^{2+} \leftarrow \text{Sr}^{2+}$, $\text{Al}^{3+} \leftarrow \text{Fe}^{3+}$ и гетеровалентный $\text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+} \leftarrow \text{TR}^{3+}\text{Fe}^{2+}$ — изоморфизм. Изовалентные замещения в цоизитах и эпидотах, связанные с заменой иона кальция ионом стронция, вызывают появление разновидностей, обогащенных стронцием. Гетеровалентные замещения, обусловленные заменой двухвалентного иона кальция трехвалентным ионом TR с одновременной заменой трехвалентного иона алюминия двухвалентным ионом железа, — наиболее резко проявлены в ортитах.

4. Изменение химического состава ортитов обуславливает изменение их физических свойств. В природе (и в частности, на Северном Кавказе) наиболее распространены два типа ортитов: I тип — бурые, оптически отрицательные ортиты, приближающиеся к эпидоту, — имеют высокие величины показателей преломления, двупреломления и удельного веса (высокое содержание Fe и TR); II тип — зеленые, оптически положительные ортиты, приближающиеся к клиноцоизиту, — имеют низкие величины светопреломления, двупреломления и удельного веса (пониженное содержание Fe и TR с соответственным повышением содержания Al и Ca).

5. Химические особенности указанных минералов вызывают изменение физических свойств, но не отражаются на их структуре. Малый 2V ортита из ингимбритов кайнозойского комплекса, вероятно, объясняется спецификой генезиса пород (спекание раскаленного пепла).

6. Ортиты различных комплексов Северного Кавказа характеризуются спецификой состава редкоземельных элементов.

Авторы пользуются случаем выразить глубокую благодарность Т. А. Яковлевской за ценную помощь, оказанную в работе.

ЛИТЕРАТУРА

- Афанасьев Г. Д. О стронции в минералах пегматитовых и гидротермальных деоритов каледонских интрузий Западного Кавказа. — Докл. АН СССР, 62, № 5, 1948.
- Афанасьев Г. Д. Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 69, 1950.
- Афанасьев Г. Д. О кайнозойском магматизме Кавказа и некоторых итогах определения абсолютного возраста кавказских пород К-Аг методом. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1957.
- Афанасьев Г. Д. Геология магматических комплексов Северного Кавказа и основные черты связанной с ними минерализации. — Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 20, 1958.
- Афанасьев Г. Д., Плоско В. В., Варшал Г. М. О находке на Северном Кавказе эпидота, содержащего стронций и редкие земли. — Докл. АН СССР, 143, № 3, 1962.
- Белов Н. В., Руманова И. М. Кристаллическая структура эпидота $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ — Докл. АН СССР, 89, № 5, 1953.
- Бороздин Л. С. О корреляционных связях редкоземельных элементов и некоторые особенности разделения редких земель в процессах эндогенного минералообразования. — Геохимия, № 6, 1960.
- Плоско В. В. Об аксессуарном ортите из актинолититов р. Малой Лабы. — Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1958.
- Плоско В. В. Пневматолито-гидротермальный монацит р. Малой Лабы (Северный Кавказ). — Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1961.
- Плоско В. В., Клитина В. И. Полиметаморфизм базитовых серий геосинкли-

- нального типа в пределах зеленокаменной толщи кембро-силура р. Малой Лябы.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 77, 1962.
- П л о ш к о В. В., Б о г д а н о в а В. И. Изоморфные замещения в минералах группы эпидота Северного Кавказа.— Геохимия, № 1, 1963.
- Т е м п е л ь Х. Г. Влияние редких земель и некоторых других компонентов на физико-оптические свойства минералов эпидотовой группы. Центр. геол. библиотека, № 132, 1939.
- B e r m a n J. Identification of metamict minerals by x-ray diffraction.— Amer. Min. 40, N 9/10, 1955.
- H a s e g a w a S. Chemical composition of allanite. Science reports Tohoku Univers., 3 ser., VI, N 3, 1960.
- O r l o v A. O železem chudých elenech skupiny zoisit-epidotove.— Věstnik k. Ceske Φ polecnosti nauk, Tr. 2, 1926.
- P r z y b o r a E. Rentgenostruktural metody identyficaesi mineralow i skal, 1956.
- U e d a T. The Crystal structure of allanite, $\text{OH}(\text{Ca}, \text{Ce})_2 (\text{Fe}'''\text{Fe}'') \text{Al}_2\text{O Si}_2\text{O}_7 \text{SiO}_4$. — Memoirs College Science, Univers. Kyoto, ser., B, 22, N 2, art. 2, 1955.