

**МИНЕРАЛЫ ПЕРЕМЕННОГО СОСТАВА
ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО ПОСТМАГМАТИЧЕСКОГО
И ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО МЕТАМОРФИЗМА
В СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИТАХ ЮГА
ВОСТОЧНОГО ФЛАНГА МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ**

E. S. Tahnov

VARIABLE COMPOSITION MINERALS OF HIGH-TEMPERATURE
POSTMAGMATIC AND GREENSTONE METAMORPHISM IN MIDDEVO-
NIAN VOLCANITES
OF THE SOUTH-EASTERN MAGNITOGORSKY ZONES

Property of the variable composition minerals (epidote, chlorite, amphibole and others) have been determined by thermodynamic parameters of metamorphism of the volcanite and of the way of formation — pseudomorphous (metamorphic) replacement and filling of empty spaces.

Территория принадлежит Домбаровской, Джусинской и Ащевутацкой структурно-формационным зонам (СФЗ), сложенным вулканогенными накоплениями. Их формирование происходило в условиях эйфельской и живетско-франской островных дуг и в целом синхронных с последними окраинных бассейнов. В результате вулканизма в островных дугах было образовано два ряда (эйфельский в Домбаровской и Джусинской и живетско-франский — в Ащевутацкой, а также в двух первых СФЗ) формаций — контрастной, слабо дифференцированной и андезито-дацитовой. В депрессиях им соответствуют вулканогенно-осадочные отложения. В Джусинской и Домбаровской зонах живетские накопления наращивают разрез эйфельских вулканитов. Дифференцированные среднедевонские ассоциации латерально и вертикально сменяются базальтами и кремнями, принадлежащими базальтовым формациям окраинных бассейнов.

Среднедевонские породы региона подверглись неоднократным метаморфическим и метасоматическим изменениям. Наиболее мощно и равномерно в вулканитах развивались ассоциации метаморфического перерождения, сопутствующего и непо-

средственно следующего за вулканизмом и внедрением связанных с последним интрузивных тел. Средне- и низкотемпературные ассоциации, отнесенные к зеленокаменному метаморфизму (эпидот-альбит-амфиболовая, хлорит-эпидотовая, пренит-пумпеллиитовая и серицит-карбонатная субфации) образовывались во всем объеме вулканогенных накоплений и обязаны региональному тепло-массопотоку при вулканизме или, по [8], под воздействием восстановленного флюида в обстановках океанического дна и островных дуг. С ними парагенетически связаны метасоматиты колчеданных проявлений. В экзоконтактовых зонах интрузий развивались ассоциации высокотемпературного постмагматического метаморфизма (плаггиоклаз-амфиболовая и эпидот-плаггиоклаз-амфиболовая субфации) за счет тепла и растворов интрузий. Максимально широко обширные ореолы этого перерождения развиты в живетских вулканах Ащевутакской СФЗ (около Мусогатского, Верхне-Солончатского и других массивов).

Учитывая, что в среднедевонское время произошло формирование двух тесно пространственно связанных островных дуг, необходимо принять, что наблюдаемые в настоящее время зеленокаменные парагенезисы эйфельских накоплений являются результирующим проявлением двух последовательных процессов изменения вулканитов, не имеющих резких разграничивающих временных рубежей и завершившихся к концу живета — началу франа. Исходя из этого далее будут рассмотрены особенности минералов переменного состава, максимально широко распространенных в метаморфизованных породах.

Эпидот является породообразующим минералом пород эпидот-плаггиоклаз-амфиболовой субфации высокотемпературного постмагматического метаморфизма и эпидот-альбит-амфиболовой и хлорит-эпидотовой субфаций зеленокаменного изменения. Он присутствует в породах любого состава и происхождения. Широко распространены его ассоциации с плаггиоклазом (от альбита до андезина), кварцем, серицитом, реже кальцитом в псевдоморфозах по первичному плаггиоклазу, с амфиболом и хлоритом при замещении меланократовых минералов. С этими же компонентами он ассоциирует в метасоматических зонах, прожилках, гнездах и миндалинах.

Развиваясь псевдоморфно по более ранним минералам пород, эпидот обычно образует гранобластовый агрегат неделимых, имеющих размер от тысячных до десятых долей мм зерен. Однако нередко формируются хорошо ограненные кристаллы, особенно характерные для комплексных хлорит-эпидотовых псевдоморфоз по пироксену и амфиболу. Выделения с четко выраженной огранкой при-

суши также участкам перекристаллизации в эпидозитах, гнездам и миндалинам. Цвет минерала зеленый, с меняющимися в широких пределах интенсивностью и оттенком — фишашково-зеленый, буровато-зеленый, зеленовато-бурый. Наиболее светлый эпидот присутствует в эйфельских вулканитах Домбаровской СФЗ. В тонкозернистом агрегате эпидот часто бывает окрашен в бурый цвет.

Результаты силикатного анализа (табл. 1, 2) и определения показателей преломления указывают на значительные колебания в химическом составе эпидота и прежде всего в содержаниях Fe^{3+} и Al, изоморфные соотношения между которыми связаны с особенностями структуры минералов этой группы. Железистость эпидота по данным химического анализа колеблется от 0.09 до 0.31, а по показателям преломления (по формуле [5]) составляет 0.08—0.28. Оба метода определения железистости, таким образом, дают вполне сопоставимые результаты.

Среднее значение железистости минерала хлорит-эпидотовой субфации по данным химического анализа равно 0.26 (пределы 0.23—0.31, 7 анализов), а по показателям преломления — 0.23 (пределы 0.12—0.28, 20 определений). Наиболее часто значения заключены в пределах 0.18—0.30. Маложелезистый эпидот характерен для эффузивов низов живетского разреза Ащевутакской зоны. Вверх по разрезу железистость минерала из основной массы возрастает. Минерал зон метасоматитов, гнезд и миндалин имеет более высокую (до 0.31) железистость, которая практически не имеет зависимости от положения в разрезе. Средняя железистость собственно метаморфического эпидота хлорит-эпидотовой субфации составляет 0.18 (пределы 0.12—0.23, 5 определений), а минерала метасоматических зон 0.24 (пределы 0.19—0.31, 15 определений).

Эпидот парагенезисов альбит-эпидот-амфиболовой субфации, как правило, обладает умеренной железистостью. Она колеблется от 0.07 до 0.25, максимально часто встречаются значения 0.15—0.23. Средняя железистость по данным химического анализа равна 0.17 (пределы 0.07—0.25, 12 анализов), а по показателям преломления — 0.19 (пределы 0.08—0.25, 25 определений). Минимальной железистостью обладает эпидот вулканитов эйфеля Домбаровской СФЗ (киембаевская свита). В последних очень контрастно выражены различия в железистости собственно метаморфического эпидота, развитого по плагиоклазу и минерала из зон метасоматической переработки. Средняя F соответственно составляет 0.09 (пределы 0.07—0.11, 4 анализа) и 0.21 (пределы 0.18—0.24, 7 анализов). По мере кристаллизации в гнездах железистость эпидота закономерно возрастает. В этом отношении

Таблица 1

Результаты химических анализов минералов измененных вулканитов

Компонент	1	2	2 ^x	3	3 ^x	4	4 ^x	5	6	7	8	8 ^x
SiO ₂	38.04	47.26	37.40	47.86	37.90	44.00	39.20	37.76	40.14	38.24	42.80	39.30
TiO ₂	0.14	0.06	0.10	0.11	0.17	0.10	0.13	0.16	0.19	0.14	0.25	-
Al ₂ O ₃	25.03	28.13	29.90	27.54	31.30	29.01	29.40	25.47	26.64	25.18	25.33	26.80
Fe ₂ O ₃	11.42	2.50	4.05	2.51	3.74	3.00	3.87	11.58	8.58	11.23	8.51	10.10
FeO	0.49	0.71	1.15	0.56	0.58	0.51	0.66	0.35	0.28	0.21	0.35	0.41
MgO	-	-	-	0.42	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.14	0.12	0.20	0.08	0.11	0.10	0.13	0.08	0.09	0.08	0.06	0.07
CaO	22.83	15.36	26.5	14.77	22.60	18.54	23.95	22.83	21.51	22.97	20.00	23.40
Na ₂ O	0.13	3.24	-	3.50	-	1.62	-	0.20	0.81	0.21	1.61	-
K ₂ O	0.09	1.32	-	0.36	-	1.08	-	0.14	0.12	0.09	0.09	-
nnn	1.09	-	-	-	-	-	-	0.74	1.42	1.04	1.07	-
H ₂ O ⁺	0.06	1.82	2.95	2.62	3.68	2.54	2.74	0.16	0.16	0.14	0.18	-
Σ	99.46	100.52	-	100.33	-	100.5	-	99.47	99.94	99.53	100.25	-
F	0.22	-	0.11	-	0.07	-	0.08	0.23	0.18	0.22	-	0.19

Продолжение таблицы 1

Компонент	9	10	11	11 ^x	12	13	13 ^x	14	14 ^x	15	15 ^x	16
SiO ₂	38.01	37.92	58.54	40.00	38.08	41.90	38.10	42.82	38.20	41.92	39.8	41.20
TiO ₂	сл	0.11	0.05	-	0.14	0.64	0.69	0.06	-	0.16	0.17	0.08
Al ₂ O ₃	27.05	24.89	24.28	29.80	23.46	21.29	22.83	23.14	25.8	22.56	23.4	23.14
Fe ₂ O ₃	10.21	12.02	1.55	4.12	12.51	11.44	12.30	10.29	11.45	11.24	11.65	11.41
FeO	0.35	0.42	0.14	0.37	0.43	0.57	0.61	0.28	0.31	0.35	0.36	0.42
MgO	-	-	0.21	-	-	0.11	0.12	-	-	-	-	-
MnO	0.08	0.07	0.03	-	0.15	0.08	0.09	0.12	0.03	0.10	-	0.15
CaO	23.71	22.83	7.02	23.00	22.62	21.65	23.21	21.96	24.10	21.51	24.6	21.33
Na ₂ O	0.13	0.16	5.52	-	0.16	0.17	0.18	0.10	0.11	0.17	0.18	0.13
K ₂ O	0.09	0.09	1.17	-	сл	0.01	0.01	0.09	0.10	0.14	0.15	0.24
nnn	0.60	0.92	0.71	-	2.04	-	-	1.18	-	1.14	-	2.29
H ₂ O ⁺	0.20	0.10	0.12	9.00	-	0.05	-	0.08	-	0.12	-	н.о.
Σ	99.43	99.53	99.34	-	99.59	99.46	-	99.82	-	99.41	-	100.39
F	0.20	0.23	-	0.08	0.25	-	0.25	-	0.23	-	0.24	0.24

Продолжение таблицы 1

Компонент	17	18	19	19 ^x	20	20 ^x	21	22	23	24	25	25 ^x
SiO ₂	38.12	39.78	40.92	37.60	45.12	37.14	40.40	38.10	52.02	51.28	49.56	50.53
TiO ₂	сл	сл	0.56	0.47	0.80	0.52	0.48	1.00	0.41	0.41	1.34	-
Al ₂ O ₃	23.25	22.96	20.72	22.04	17.74	20.15	10.53	13.04	5.03	6.06	6.18	6.42
Fe ₂ O ₃	14.50	13.11	12.74	13.60	12.52	14.35	9.18	8.29	3.30	3.98	3.11	3.24
FeO	0.42	0.42	0.57	0.61	0.57	0.65	16.94	16.73	8.42	9.20	8.47	8.80
MgO	-	-	0.44	0.47	0.44	0.50	5.0	4.45	16.05	15.84	14.58	15.15
MnO	0.08	0.05	0.13	0.14	0.07	0.08	0.46	0.40	0.26	0.24	0.26	0.27
CaO	22.70	22.33	21.30	22.30	19.98	22.90	11.58	11.53	11.74	10.74	11.88	11.40
Na ₂ O	0.12	0.11	сл	-	0.23	0.26	1.21	1.48	0.47	0.47	1.05	1.09
K ₂ O	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01	1.69	1.81	0.14	0.17	0.43	0.45
nnn	1.22	1.27	1.42		1.89		-	2.49	0.64	0.50	-	-
H ₂ O ⁺	н.о.		0.40		0.18		2.65	н.о.	0.92	1.54	2.62	2.72
Σ	100.47	100.03	99.41		99.55		100.12	99.32	99.40	100.43	99.48	
F	0.28	0.27		0.28		0.31	0.74	0.75	0.29	0.32		0.31

Продолжение таблицы 1

Компонент	26	27	27 ^x	28	29	29 ^x	30	30 ^x	31	31 ^x	32	32 ^x
SiO ₂	49.82	52.04	52.30	51.94	29.40	27.7	30.68	25.54	30.0	30.15	38.56	25.6
TiO ₂	0.73	1.14	-	1.04	сл	-	0.10	0.30	0.08	0.10	0.10	0.13
Al ₂ O ₃	6.45	5.13	5.24	5.53	16.89	15.8	16.70	14.90	18.75	20.20	16.12	19.50
Fe ₂ O ₃	2.38	2.86	2.92	2.59	8.40	8.4	10.93	12.80	6.34	7.74	4.85	6.20
FeO	11.18	7.06	7.21	6.42	21.61	24.4	14.47	18.70	19.20	23.40	19.06	24.40
MgO	13.69	16.24	16.60	17.28	9.88	11.3	12.50	16.10	10.20	7.70	8.74	11.40
MnO	0.18	0.26	0.26	0.09	0.36	0.38	0.38	0.49	0.44	0.54	0.28	0.36
CaO	13.46	12.74	12.22	13.47	3.44	-	3.48	-	5.50	-	0.86	-
Na ₂ O	0.71	0.97	0.99	0.34	0.16	-	0.61	-	0.61	-	0.18	-
K ₂ O	0.14	0.46	0.47	0.40	сл	-	0.47	-	0.47	-	0.19	-
nnn	0.70	-	-	0.61	5.48						2.03	1.70
H ₂ O ⁺	н.о.	1.73	1.77	н.о.	3.84	12.0	9.59	11.40	8.48	10.20	8.59	10.9
Σ	99.44	100.63		99.71	99.37		99.91		100.07		99.56	
F	0.35		0.25	0.22		0.61		0.51		0.69		0.60

Окончание таблицы 1

	33	34	35	35 ^x	36	36 ^x
SiO ₂	36.58	37.32	36.10	36.4	45.12	43.1
TiO ₂	0.08	0.10	сл	-	сл	-
Al ₂ O ₃	23.44	22.56	22.59	20.8	18.68	19.9
Fe ₂ O ₃	7.19	7.47	6.84	7.7	7.19	7.40
FeO	3.67	2.47	5.69	4.7	0.14	-
MgO	1.04	2.08	2.37	1.29	-	-
MnO	0.16	0.14	0.17	0.22	0.01	-
CaO	21.0	21.44	19.75	22.1	24.76	26.7
Na ₂ O	0.14	0.18	0.26	0.24	0.22	-
K ₂ O	0.14	0.14	сл	-	сл	-
nnn	-	-	1.99	6.5	1.80	-
H ₂ O ⁺	6.18	5.64	4.24	6.5	2.68	2.9
Σ	99.62	99.54	100.0		100.60	
F						

Примечание. 1—20 — эпидоты: 1 — эпидот-плаггиоклаз-амфиболовая субфация, эпидозит (Ащеб. СФЗ, нижний живет, экзоконтакт Мусогатского массива); 2—13 — эпидот-альбит-амфиболовая субфация: 2—4 — псевдоморфозы по плаггиоклазу (Домбар. СФЗ, эйфель), 5, 6 — эпидозит (Домбар. СФЗ, эйфель), 7 — перекристаллизованный эпидозит (Домбар. СФЗ, эйфель), 8—11 — эпидозит (Домбар. СФЗ, эйфель), 12 — гнезда (Ащеб. СФЗ, верхний живет), 13 — эпидозит (Ащеб. СФЗ, нижний живет); 14—20 — хлорит-эпидотовая субфация: 14, 15 — гнезда (14—Ащеб. СФЗ, нижний живет, 15 — Домбар. СФЗ, эйфель), 16 — миндалины (Ащеб. СФЗ, нижний живет), 17, 18 — гнезда (Ащеб. СФЗ, нижний живет), 19, 20 — эпидозит (19 — Ащеб. СФЗ, верхний живет-фран, 20 — Ащеб. СФЗ, нижний живет); 21—28 — амфиболы: 21, 22 — плаггиоклаз-амфиболовая субфация: 21 — миндалины (Ащеб. СФЗ, нижний живет, экзоконтакт Мусогатского массива), 22 — прожилки (Ащеб. СФЗ, нижний живет), 23—26 — эпидот-плаггиоклаз-амфиболовая субфация: 23—25 — псевдоморфозы по пироксену (23, 24 — Ащеб. СФЗ, верхний живет-фран, 25 — Домбар. СФЗ, эйфель, в синвулканических габбро-пегматитах), 26 — порфиробласты (Ащеб. СФЗ, живет, экзоконтакт Солончатского массива), 27, 28 — эпидот-альбит-амфиболовая субфация, псевдоморфозы по пироксену (Домбар. СФЗ, эйфель, в синвулканических габбро-пегматитах); 29—32 — хлориты: 29, 30 — пренит-пумпеллиитовая субфация, миндалины (Ащеб. СФЗ, верхний живет), 31, 32 — серицит-карбонатная субфация, миндалины (Ащеб. СФЗ, верхний живет); 33—35 — пумпеллииты: пренит-пумпеллиитовая субфация, миндалины (Ащеб. СФЗ, верхний живет); 36 — пренит: пренит-пумпеллиитовая субфация, гнезда (Ащеб. СФЗ, верхний живет).

Номера проб со знаком ^x — анализы за вычетом примесей. Прочерк означает отсутствие компонента, н.о. — не определялся. Анализы выполнены в хим. лаборатории НИИ геологии СГУ (зав. И. П. Гудощникова).

**Кристаллохимические формулы минералов измененных вулканитов
и метасоматитов колчеданных проявлений**

1. $(\text{Ca}_{1.94}\text{Fe}_{0.03}^{2+}\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.01})_{2.0}(\text{Al}_{2.34}\text{Fe}_{0.62}^{3+}\text{Mn}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{2.98}\text{Si}_{3.01}(\text{O,OH})_{13}$
2. $\text{Ca}_{2.16}(\text{Al}_{2.68}\text{Fe}_{0.23}^{3+}\text{Fe}_{0.07}^{2+}\text{Mn}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{3.0}\text{Si}_{2.86}(\text{O}_{11.51}\text{OH}_{1.49})_{13}$
3. $(\text{Ca}_{1.89}\text{Fe}_{0.04}^{2+})_{1.93}(\text{Al}_{2.89}\text{Fe}_{0.22}^{3+}\text{Ti}_{0.01})_{3.11}\text{Si}_{2.96}(\text{O}_{11.06}\text{OH}_{1.94})_{13}$
4. $(\text{Ca}_{1.95}\text{Fe}_{0.04}^{2+})_{1.99}(\text{Al}_{2.69}\text{Fe}_{0.22}^{3+}\text{Ti}_{0.01})_{2.92}\text{Si}_{3.04}(\text{O}_{11.58}\text{OH}_{1.42})_{13}$
5. $(\text{Ca}_{1.92}\text{Fe}_{0.02}^{2+}\text{Na}_{0.03}\text{K}_{0.01})_{1.98}(\text{Al}_{2.37}\text{Fe}_{0.68}^{3+}\text{Ti}_{0.01})_{3.06}\text{Si}_{2.95}(\text{O, OH})_{13}$
6. $(\text{Ca}_{1.95}\text{Fe}_{0.02}^{2+})_{1.97}(\text{Al}_{2.51}\text{Fe}_{0.55}\text{Ti}_{0.01})_{3.07}\text{Si}_{2.99}(\text{O, OH})_{13}$
7. $(\text{Ca}_{1.93}\text{Fe}_{0.02}^{2+}\text{Na}_{0.03}\text{K}_{0.01})_{1.98}(\text{Al}_{2.33}\text{Fe}_{0.66}^{3+}\text{Ti}_{0.01})_{3.0}\text{Si}_{3.0}(\text{O, OH})_{13}$
8. $(\text{Ca}_{1.93}\text{Fe}_{0.03}^{2+})_{1.96}(\text{Al}_{2.42}\text{Fe}_{0.58}^{3+})_{3.0}\text{Si}_{3.04}(\text{O, OH})_{13}$
9. $(\text{Ca}_{1.98}\text{Fe}_{0.02}^{2+}\text{Na}_{0.01})_{2.01}(\text{Al}_{2.40}\text{Fe}_{0.60}^{3+})_{3.0}\text{Si}_{2.97}(\text{O, OH})_{13}$
10. $(\text{Ca}_{1.94}\text{Fe}_{0.03}^{2+}\text{Na}_{0.01})_{1.98}(\text{Al}_{2.32}\text{Fe}_{0.71}^{3+})_{3.03}\text{Si}_{3.0}(\text{O, OH})_{13}$
11. $(\text{Ca}_{1.91}\text{Fe}_{0.03}^{2+})_{1.94}(\text{Al}_{2.72}\text{Fe}_{0.24}^{3+})_{2.96}\text{Si}_{3.1}(\text{O, OH})_{13}$
12. $(\text{Ca}_{1.93}\text{Fe}_{0.04}^{2+}\text{Na}_{0.03})_{2.0}(\text{Al}_{2.20}\text{Fe}_{0.73}\text{Mn}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{2.97}\text{Si}_{3.03}(\text{O, OH})_{13}$
13. $(\text{Ca}_{1.97}\text{Na}_{0.03})_{2.0}(\text{Al}_{2.14}\text{Fe}_{0.73}^{3+}\text{Fe}_{0.04}^{2+}\text{Mn}_{0.01}\text{Ti}_{0.04})_{2.96}\text{Si}_{3.02}(\text{O, OH})_{13}$
14. $\text{Ca}_{1.99}\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.01})_{2.02}(\text{Al}_{2.31}\text{Fe}_{0.67}^{3+}\text{Fe}_{0.02}^{2+})_{3.0}(\text{Si}_{2.94}\text{Al}_{0.03})_{2.97}(\text{O, OH})_{13}$
15. $(\text{Ca}_{2.04}\text{Na}_{0.01})_{2.05}(\text{Al}_{2.14}\text{Fe}_{0.68}^{3+}\text{Fe}_{0.02}\text{Ti}_{0.01})_{2.85}\text{Si}_{3.07}(\text{O, OH})_{13}$
16. $(\text{Ca}_{1.82}\text{Fe}_{0.03}^{2+}\text{Na}_{0.02}\text{K}_{0.02})_{1.89}(\text{Al}_{2.18}\text{Fe}_{0.68}^{3+}\text{Mn}_{0.01})_{2.87}\text{Si}_{3.29}(\text{O}_{11.67}\text{OH}_{0.23})_{12}\text{OH}$
17. $(\text{Ca}_{1.92}\text{Fe}_{0.03}^{2+}\text{Na}_{0.02})_{1.97}(\text{Al}_{2.16}\text{Fe}_{0.86}^{3+})_{3.02}\text{Si}_{3.0}\text{O}_{12}(\text{O}_{0.35}\text{OH}_{0.65})_{10}$
18. $(\text{Ca}_{1.89}\text{Fe}_{0.03}^{2+}\text{Na}_{0.02})_{1.94}(\text{Al}_{2.14}\text{Fe}_{0.78}^{3+})_{2.92}\text{Si}_{3.14}(\text{O, OH})_{13}$
19. $(\text{Ca}_{1.96}\text{Fe}_{0.04}^{2+})_{2.0}(\text{Al}_{2.08}\text{Fe}_{0.82}^{3+}\text{Mn}_{0.01}\text{Ti}_{0.04})_{2.95}\text{Si}_{3.01}(\text{O, OH})_{13}$
20. $(\text{Ca}_{1.98}\text{Na}_{0.04})_{2.02}(\text{Al}_{1.94}\text{Fe}_{0.88}^{3+}\text{Fe}_{0.04}\text{Ti}_{0.05})_{2.01}\text{Si}_{3.0}(\text{O, OH})_{13}$
21. $(\text{Ca}_{1.97}\text{Na}_{0.35}\text{K}_{0.34})_{2.66}(\text{Fe}_{2.24}^{2+}\text{Mg}_{1.18}\text{Mn}_{0.07}\text{Fe}_{1.16}^{3+}\text{Al}_{0.38}\text{Ti}_{0.06})_{5.03}(\text{Si}_{6.41}\text{Al}_{1.59})_8(\text{O}_{21.2}\text{OH}_{0.8})_{22}(\text{OH})_2$
22. $(\text{Ca}_{1.96}\text{Na}_{0.47}\text{K}_{0.37})_{2.8}(\text{Fe}_{2.24}^{2+}\text{Mg}_{1.07}\text{Mn}_{0.05}\text{Fe}_{0.9}^{3+}\text{Al}_{0.5}\text{Ti}_{0.10})_{4.86}(\text{Si}_{6.07}\text{Al}_{1.93})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
23. $(\text{Ca}_{1.77}\text{Na}_{0.13}\text{K}_{0.02})_{1.92}(\text{Fe}_{0.99}^{2+}\text{Mg}_{3.37}\text{Mn}_{0.03}\text{Fe}_{0.36}^{3+}\text{Al}_{0.19}\text{Ti}_{0.04})_{4.98}(\text{Si}_{7.35}\text{Al}_{0.65})_8\text{O}_{22}(\text{O}_{1.22}\text{OH}_{0.78})_2$
24. $(\text{Ca}_{1.60}\text{Na}_{0.12}\text{K}_{0.03})_{1.75}(\text{Fe}_{1.08}^{2+}\text{Mg}_{3.29}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{0.42}^{3+}\text{Al}_{0.15}\text{Ti}_{0.04})_{5.0}(\text{Si}_{7.15}\text{Al}_{0.85})_8\text{O}_{22}(\text{O}_{0.56}\text{OH}_{1.44})_2$
25. $(\text{Ca}_{1.78}\text{Na}_{0.31}\text{K}_{0.08})_{2.17}(\text{Fe}_{1.05}^{2+}\text{Mg}_{3.23}\text{Mn}_{0.26}\text{Fe}_{0.35}^{3+}\text{Al}_{0.34})_{5.03}(\text{Si}_{7.26}\text{Al}_{0.74})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
26. $(\text{Ca}_{2.08}\text{Na}_{0.19}\text{K}_{0.03})_{2.3}(\text{Fe}_{1.35}^{2+}\text{Mg}_{2.96}\text{Mn}_{0.03}\text{Fe}_{0.26}^{3+}\text{Al}_{0.31}\text{Ti}_{0.03})_{4.94}(\text{Si}_{7.21}\text{Al}_{0.79})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
27. $(\text{Ca}_{1.86}\text{Na}_{0.27}\text{K}_{0.08})_{2.21}(\text{Fe}_{0.85}^{2+}\text{Mg}_{3.51}\text{Mn}_{0.04}\text{Fe}_{0.31}^{3+}\text{Al}_{0.3})_{5.01}(\text{Si}_{7.43}\text{Al}_{0.57})_8\text{O}_{22}(\text{O}_{0.4}\text{OH}_{1.60})_2$
28. $(\text{Ca}_{2.03}\text{Na}_{0.09}\text{K}_{0.07})_{2.19}(\text{Fe}_{0.75}^{2+}\text{Mg}_{3.67}\text{Fe}_{0.27}^{3+}\text{Al}_{0.27})_{4.96}(\text{Si}_{7.31}\text{Al}_{0.69})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$
29. $(\text{Mg}_{1.86}\text{Fe}_{2.26}^{2+}\text{Fe}_{0.71}^{3+}\text{Mn}_{0.04}\text{Al}_{1.12})_{5.99}(\text{Si}_{3.05}\text{Al}_{0.95})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
30. $(\text{Mg}_{2.59}\text{Fe}_{1.69}^{2+}\text{Fe}_{1.04}^{3+}\text{Mn}_{0.04}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.62})_{6.0}(\text{Si}_{2.72}\text{Al}_{1.28})_{4.0}(\text{O}_{9.90}\text{OH}_{0.20})_{10.1}(\text{OH})_8$
31. $(\text{Mg}_{1.26}\text{Fe}_{2.14}^{2+}\text{Fe}_{0.64}^{3+}\text{Mn}_{0.05}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{1.88})_{5.98}(\text{Si}_{3.28}\text{Al}_{0.72})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{O}_{0.55}\text{OH}_{7.45})_8$
32. $(\text{Mg}_{1.89}\text{Fe}_{2.26}^{2+}\text{Fe}_{0.52}^{3+}\text{Mn}_{0.03}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{1.38})_{6.09}(\text{Si}_{2.84}\text{Al}_{1.16})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{OH})_{8.04}$
33. $(\text{Ca}_{3.64}\text{Na}_{0.05}\text{K}_{0.03})_{3.72}(\text{Mg}_{0.25}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{0.50}^{2+}\text{Fe}_{0.87}^{3+}\text{Al}_{4.35}\text{Ti}_{0.01})_{6.0}(\text{Si}_{5.9}\text{Al}_{0.10})_{6.0}\text{O}_{24}(\text{OH})_3 \cdot 1.83\text{H}_2\text{O}$
34. $(\text{Ca}_{3.67}\text{Na}_{0.06}\text{K}_{0.03})_{3.76}(\text{Mg}_{0.50}\text{Mn}_{0.02}\text{Fe}_{0.33}^{2+}\text{Fe}_{0.89}^{3+}\text{Al}_{4.21}\text{Ti}_{0.01})_{5.96}(\text{Si}_{5.96}\text{Al}_{0.04})_{6.0}\text{O}_{24}(\text{OH})_3 \cdot 1.52\text{H}_2\text{O}$
35. $(\text{Ca}_{3.95}\text{Na}_{0.09})_{4.04}(\text{Mg}_{0.33}\text{Mn}_{0.03}\text{Fe}_{0.66}^{2+}\text{Fe}_{0.95}^{3+}\text{Al}_{4.10})_{6.07}\text{Si}_{6.04}\text{O}_{24}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
36. $(\text{Ca}_{3.91}\text{Na}_{0.07})_{3.98}(\text{Al}_{3.2}\text{Fe}_{0.8}^{3+}\text{Fe}_{0.2}^{2+})_{4.02}(\text{Si}_{5.96}\text{Al}_{0.04})_{6.0}(\text{OH})_{2.68}$
37. $(\text{Mg}_{2.97}\text{Fe}_{1.78}^{2+}\text{Al}_{1.30})_{6.05}(\text{Si}_{2.70}\text{Al}_{1.30})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
38. $(\text{Mg}_{2.97}\text{Fe}_{1.38}^{2+}\text{Al}_{1.65})_{6.0}(\text{Si}_{2.35}\text{Al}_{1.65})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
39. $(\text{Mg}_{3.02}\text{Fe}_{1.68}^{2+}\text{Al}_{1.30})_{6.0}(\text{Si}_{2.70}\text{Al}_{1.30})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
40. $(\text{Mg}_{3.12}\text{Fe}_{1.27}^{2+}\text{Fe}_{0.32}^{3+}\text{Al}_{1.31})_{6.02}(\text{Si}_{3.32}\text{Al}_{0.68})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{OH})_{7.84}; F = 0.34$

41. $(\text{Mg}_{3.55}\text{Fe}_{0.92}^{2+}\text{Fe}_{0.03}^{3+}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{1.44})_{6.0}(\text{Si}_{3.04}\text{Al}_{0.96})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{OH})_{7.80}$; F = 0.21

42. $(\text{Mg}_{4.85}\text{Fe}_{0.79}^{2+}\text{Mn}_{0.05}\text{Al}_{0.30})_{5.99}(\text{Si}_{3.09}\text{Al}_{0.91})_{4.0}\text{O}_{10}(\text{O}, \text{OH})_{8.0}$; F = 0.14.

Примечание: 37—39 — хлориты хлорит-эпидотовой субфации, миндалины (37, 38 — Джус. СФЗ, эйфель, 39 — Ащерб. СФЗ, живет) — формулы рассчитаны по рентгено-структурному анализу; 40—42 — хлориты колчеданных метасоматитов (субмодальные формулы): 40, 41 — кварц-хлорит-серицитовая порода (Джус. СФЗ, эйфель), 42 — кварц-серицитовая порода с примесью хлорита (Джус. СФЗ, эйфель). Структурную и временную привязку формул 1—36 смотри в примечании к таблице 1.

показательны пары химических анализов 8—9, 10—11 (табл. 1, 2). Изменение состава, судя по изменению окраски, происходит постепенно, так что различные по составу минералы не являются разными генерациями, а представляют результат выделения в эволюционирующих физико-химических условиях.

Железистость минерала эпидот-плаггиоклаз-амфиболовой субфации колеблется от 0.08 до 0.23, при среднем значении по показателям преломления 0.18. Все определения характеризуют выполнение миндалин и зоны эпидотизации.

Средняя железистость эпидота из зон частичного изменения колчеданных проявлений, определенная по показателям преломления, составляет 0.24 (пределы 0.20—0.27, максимально часто 0.22—0.24, 14 определений). Она соответствует таковой минерала хлорит-эпидотовой субфации зеленокаменного перерождения.

Как видно из приведенных данных, составы эпидотов зависят с одной стороны от принадлежности к определенной субфации, а с другой — от положения содержащих их пород в стратиграфическом разрезе. Ярко проявляются различия эпидотов собственно метаморфических, сформированных (часто псевдоморфно) в массе вулканитов, и минералов метасоматических зон, гнезд, прожилков.

Моноклинные амфиболы имеют порообразующее значение в образованиях плаггиоклаз-амфиболовой, эпидот-плаггиоклаз-амфиболовой, эпидот-альбит-амфиболовой и частично хлорит-эпидотовой субфаций. Наиболее характерна эта группа для основных вулканитов. Минерал в вулканитах псевдоморфно образовывался по пироксену и более раннему амфиболу, стеклу, цементу обломочных образований, формировал метасоматические зоны и порфиробласты, выполнял гнезда и миндалины. Отмечается его тесная парагенетическая связь с эпидотом, хлоритом, сфеном при замещении темноцветных компонентов пород. Нередко амфибол развивался и по плаггиоклазу исходных образований.

Амфибол образует призматические и близкие к ним выделения. Значительно реже он имеет изометричную и неправильную форму. Широким распространением в вулканитах пользуются соосные псевдоморфозы амфибола по пироксену [9]. Нередко наблюдается развитие амфибола в виде эпитаксиальных каемок за пределами замещаемого минерала. В стекловатом базисе эффузивов амфибол образует войлок тонкопризматических и игольчатых кристаллов, а в плагиоклазе, примыкающем к цветному компоненту, выделяется в виде мельчайших призматических кристалликов, пронизывающих исходное образование. В миндалинах и гнездах он характеризуется резким идиоморфизмом по отношению к другим ассоциирующим минералам. Цвет амфибола измененных вулканитов — зеленый, различной интенсивности, в зависимости от принадлежности к той или иной субфации. Углы угасания амфибола плагиоклаз-амфиболовой субфации равны 18—23°, эпидот-плагиоклаз-амфиболовой — 18—20° и эпидот-альбит-амфиболовой — 13—19° (чаще встречаются значения 13—15°).

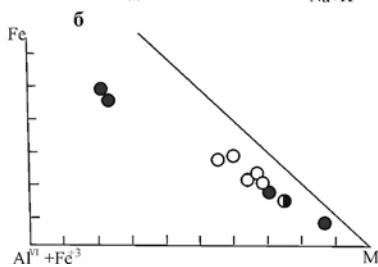
Структура моноклинных амфиболов изучена достаточно детально. Ее основу составляет sdвоенная цепочка кремне-алюмоокислородных тетраэдров, в боковом направлении соединяющихся катионами (Na, K, Ca — положения X; Mg, Fe, Al, Ti — положения Y). Структурные особенности минералов допускают широкие пределы колебаний состава, определяющихся разнообразными изоморфными замещениями, основное значение среди которых имеют $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$, $NaAl \leftrightarrow CaMg$, $AlFe^{3+} \leftrightarrow MgFe^{2+}$.

Представление о химических особенностях амфиболов вулканитов основывается на силикатных анализах (табл. 1, 2) и определениях железистости по показателям преломления (по Ng на графиках, составленных по уравнениям [6]. По классификации [2] химически анализированные минералы принадлежат обыкновенной роговой обманке (по содержанию Al^{IV} , превышающему 0.5 атома в формуле (рис. 1а), хотя содержания щелочей в минералах среднетемпературных парагенезисов невелики). Это не исключает формирования при зеленокаменном метаморфизме минералов актинолитовой группы. Они неоднократно описывались в уральских зеленокаменных комплексах, в том числе в Джусинской СФЗ [1], и, исходя из анализа оптических свойств, присутствуют в вулканитах исследованной территории.



Рис. 1. Амфиболы на диаграмме Х. А. Дира с соавторами [2] (а) и на тройной диаграмме $Al^{VI} + Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg$ (б).

1—6 — субфации: плагиоклаз-амфиболовая (1), эпидот-плагиоклаз-амфиболовая (2), альбит-эпидот-амфиболовая (3), хлорит-эпидотовая (4), пренит-пумпеллиитовая (5), серицит-карбонатная (6); 7 — хлориты колчеданных метасоматитов



Замещение кремния алюминием в четвертичной координации колеблется от 0.2 до 1.93 атома в формуле. Содержание Al^{IV} в амфиболах находится в прямой зависимости от параметров метаморфизма (плагиоклаз-амфиболовая субфация — 1.59—1.93 (2 анализа), эпидот-плагиоклаз-амфиболовая — 0.59—0.85 (5 анализов), эпидот-альбит-амфиболовая — 0.57—0.69 (2 анализа) атома в формуле. Количество алюминия в шестерной координации изменяется от 0.15 до 0.50 атома в формуле — плагиоклаз-амфиболовая субфация 0.38—0.50, эпидот-плагиоклаз-амфиболовая — 0.15—0.34, эпидот-альбит-амфиболовая — 0.27—0.30). Следовательно, понижение глиноземистости амфиболов происходит преимущественно за счет уменьшения алюминия в тетраэдрической координации. В минералах плагиоклаз-амфиболовой и эпидот-плагиоклаз-амфиболовой субфаций в шестерной позиции установлен титан (0.03—0.10 атома в формуле).

Содержание закиси железа по данным химического анализа колеблется в пределах 6.42—16.94 %, постепенно возрастающая при увеличении температуры изменения вмещающих их вулканоγενных образований. Окись железа содержится в амфиболах в количестве от 2.38 до 9.18 % и также растет по мере увеличения интенсивности преобразований. Окисленность железа колеблется от 0.26 до 0.43.

По данным химического анализа железистость минерала изменяется в пределах 0.22—0.75 (0.74—0.75 для плагиоклаз-амфиболовой, 0.29—0.35 для эпидот-плагиоклаз-амфиболовой и

0.22—0.25 для эпидот-альбит-амфиболовой субфации). F амфибола плагиоклаз-амфиболовой субфации, развитого в основной массе вулканитов, может понижаться до 0.39 (расчет по валовому анализу плагиоклаз-амфиболовой ассоциации). Средняя железистость, определенная по показателям преломления, для амфибола плагиоклаз-амфиболовой субфации равна 0.53 (пределы 0.4—0.71, 16 определений), эпидот-плагиоклаз-амфиболовой — 0.43 (пределы 0.28—0.69, 19 определений) и эпидот-альбит-амфиболовой — 0.29 (пределы 0.15—0.55, 31 определение). Минерал плагиоклаз-амфиболовой субфации, развивавшийся в основной массе вулканитов, имеет железистость 0.49, а образовавшийся в миндалинах и прожилках — 0.62, эпидот-плагиоклаз-амфиболовой, соответственно, 0.42 и 0.48 и альбит-эпидот-амфиболовой — 0.34 и 0.28. Амфибол хлорит-эпидотовой субфации, периодически встречающийся в области контакта с более высокотемпературными образованиями и находящийся в равновесных соотношениях с хлоритом, обладает повышенной железистостью — 0.43 и 0.52. В породах эпидот-альбит-амфиболовой субфации минимальной железистостью характеризуется минерал вулканитов эйфеля Домбаровской зоны (до 0.15). Увеличение железистости амфибола происходит параллельно с возрастанием его глиноземистости. В триаде $Al^{VI}+Fe^{3+}-Fe^{2+}-Mg$ (рис. 16) отчетливо проявлена в амфиболе обратная пропорциональность между содержаниями Fe^{2+} и Mg с одной стороны и близкий уровень суммы Al^{VI} и Fe^{3+} — с другой. Минерал плагиоклаз-амфиболовой субфации резко обособляется от остальных высокой долей закисного железа в ущерб магнию и характеризуется небольшим повышением доли алюминия и трехвалентного железа. Минерал плагиоклаз-эпидот-амфиболовой субфации обладает более высокой долей двухвалентного железа в его сумме с магнием.

Количество щелочей в амфиболе колеблется в достаточно широких пределах (Na_2O 0.34—1.48 %, K_2O 0.14—1.81). Максимальными содержаниями щелочей обладает минерал плагиоклаз-амфиболовой субфации (0.69—0.84 атома в формуле), где калий преобладает над натрием (в весовых %). Минерал более низкотемпературных ассоциаций характеризуется обратными соотношениями между щелочами, а их содержания составляют 0.15—0.39 атома в формуле для эпидот-плагиоклаз-амфиболовой субфации и 0.16—0.35 — для эпидот-альбит-амфиболовой.

Таким образом, амфиболы метаморфизованных пород принадлежат обыкновенным роговым обманкам и, вероятно, актинолитам. Отмечаются различия в содержаниях алюминия (главным образом в четверной координации) и железа.

Хлорит распространен в образованиях хлорит-эпидотовой, пренит-пумпеллиитовой и серицит-карбонатной субфаций зеленокаменного изменения. Он псевдоморфно замещает первичные и более ранние метаморфические темноцветные компоненты, слагает миндалины, гнезда, прожилки и метасоматические зоны. Часто можно наблюдать развитие хлорита по плагиоклазу и титаномагнетиту. Хлорит ассоциирует с эпидотом, пренитом, пумпеллиитом, карбонатом, кварцем, сфеном — при развитии по темноцветным минералам, с альбитом, серицитом, карбонатом, эпидотом, пренитом и пумпеллиитом — при замещении полевых шпатов, со сфеном — в случае формирования по титаномагнетиту.

Хлорит образует агрегаты мелких чешуек. Индивидуальность его формы наиболее четко проявлена в миндалинах, гнездах, прожилках, а также в псевдоморфозах по амфиболу и биотиту, где чешуйки образуют достаточно крупные пакеты. В большинстве случаев хлорит представлен спутанно-чешуйчатыми агрегатами, приспособляющимися к ограничениям других минералов. Окрашен он в зеленый цвет различной интенсивности. В хлоритах пренит-пумпеллиитовой субфации нередко проявляется желтый оттенок.

Основу композиции хлорита представляет чередование слоев талькового $X_{m/2}Y_4O_{10}OH_2$ и бруситового $X_{m/2}OH_6$ типа [4], где X-катионы в четверной (Si, Al, Cr), а Y-катионы в шестерной (Mg, Fe^{2+} , Mn, Al) координации. Основными типами изоморфных замещений в нем являются $Mg \leftrightarrow Fe^{2+}$ и $Si \leftrightarrow Al$ (последнее с одновременной компенсацией заряда в шестерной координации).

Для суждения о химических особенностях хлорита зеленокаменноизмененных пород мы располагаем данными силикатного и рентгено-структурного анализов (табл. 1, 2) и определениями их железистости по оптическим свойствам (по формуле [4]). На классификационной диаграмме хлорит зеленокаменных пород попадает в поле прохлоритов и рипидолитов (рис. 2а).

Содержание алюминия в хлорите колеблется в пределах 1.90—3.30 атома в формуле: в производных хлорит-эпидотовой субфации — 2.60—3.30, пренит-пумпеллиитовой — 1.90—2.07, серицит-карбонатной — 2.54—2.60. Несмотря на малочисленность имеющихся данных, четко видны различия по общему содержанию глинозема. В минералах пренит-пумпеллиитовой субфации содержания алюминия в IV и VI координациях примерно одинаковы, в то время как в хлоритах серицит-карбонатной доля Al^{VI} значительно возрастает.

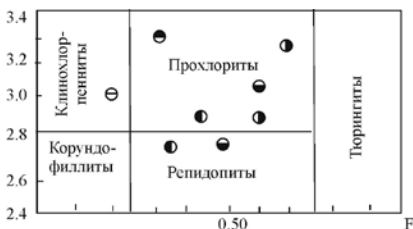
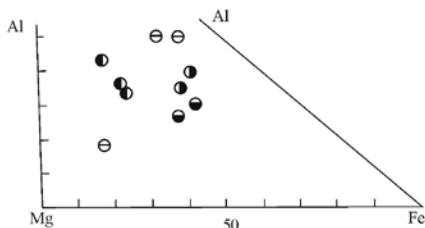


Рис. 2. Хлориты на классификационной диаграмме К. Б. Кежежинскаса [4] (а) и тройной диаграмме Mg—Al—Fe (б).

Условные обозначения на рис. 1



Железистость хлорита, определенная по данным химического и рентгено-структурного анализов, колеблется в пределах от 0.32 до 0.69. Мини-

мальные значения характерны для производных хлорит-эпидотовой, а максимальные — серицит-карбонатной субфаций. Статистически достоверные значения этой величины получены по показателям преломления. Среднее значение F минерала хлорит-эпидотовой субфации составляет 0.50 (пределы 0.28—0.75, 21 определение), пренит-пумпеллиитовой — 0.53 (пределы 0.35—0.67, 25 определений), серицит-карбонатной — 0.58 (пределы 0.54—0.60, 5 определений).

Минерал хлорит-эпидотовой субфации распространен в широком интервале глубин. Минералы вулканитов живецкого возраста Ащевутакской СФЗ, метаморфизованных в этих условиях, имеют среднюю железистость около 0.58. Резко отлична железистость хлоритов пород эйфеля Джусинской ($F = 0.42$) и особенно Домбаровской ($F = 0.36$) СФЗ.

Устанавливается зависимость железистости хлорита от способа его образования. Минерал, псевдоморфно формировавшийся в основной массе пород, характеризуется меньшей железистостью по сравнению с хлоритом, заполнявшим гнезда и миндалины. В этом отношении показательны производные пренит-пумпеллиитовой субфации, развитые в породах живецкого возраста Ащевутакской СФЗ. Среднее значение железистости хлоритов из основной массы равно 0.50, в то время как минерала из миндалины — 0.60. Еще более контрастно выявляются различия, если использовать лишь хлорит, ассоциирующий с пренитом. F хлорита, развившегося в основной массе, составляет 0.46, а формировавшегося в миндалины — 0.59. В породах, таким образом, возможно образование минералов, обладающих различным

составом, а их сосуществование является следствием незавершенности процесса перерождения.

В триаде Mg-Al-Fe (рис. 2б) хлорит эпидот-хлоритовой субфации обладает повышенной долей алюминия (в ущерб железу), а минерал пренит-пумпеллиитовой — минимальной. Доля магния минимальна в хлорите серицит-карбонатной субфации.

Хлорит кварц-хлорит-серицитовой и кварц-серицитовой зон колчеданных проявлений Теренсайского района (Джусинской СФЗ) принадлежит прохлоритам и клинохлор-пеннинам. Его железистость составляет 0.14—0.41, бесцветный хлорит, наблюдаемый в кварц-серицитовой породе, имеет железистость 0.08. Максимально характерен минерал кварц-хлорит-серицитовой зоны с железистостью 0.14—0.18. В триаде Mg-Al-Fe (рис. 2б) бесцветный хлорит имеет максимальную долю магния. Хлорит из зон осаждения колчеданных метасоматитов имеет большой разброс железистости (0.12—0.82), что находится в зависимости от положения этих зон в колонке метасоматитов предшествующего кислотного выщелачивания.

Таким образом, хлорит зеленокаменных пород принадлежит прохлориту и рипидолиту. Железистость минерала растет при переходе к все более низкотемпературным парагенезисам.

Пумпеллиит является типоморфным минералом пренит-пумпеллиитовой субфации зеленокаменного метаморфизма. В породах разнообразного состава он ассоциирует постоянно с хлоритом, альбитом и кварцем. Часто устанавливаются его ассоциации с пренитом, но наблюдения указывают на более позднее формирование последнего. Пумпеллиит образует комплексные агрегаты с альбитом и иногда хлоритом по плагиоклазу. В псевдоморфозах по темноцветному минералу отмечается его тесная ассоциация с хлоритом. Часто наблюдается развитие минерала по эпидотам. Совместно с альбитом, хлоритом, пренитом, кварцем и карбонатом он выполняет миндалины вулканитов и образует метасоматические зоны. Минерал представлен несколькими разновидностями, между которыми отмечаются постепенные переходы. Наиболее ранние выделения его образованы колломорфной разностью, окрашенной в бурый цвет, иногда с зеленоватым оттенком. Минерал в этом случае разбит системой разноориентированных трещин, подобных трещинам усыхания коллоидов. Зеленый пумпеллиит, выделявшийся вслед за бурым, имеет призматическую форму, его радиально-лучистые агрегаты обрастали, а нередко и замещали ранние колломорфные выделения. Наиболее поздняя разность представлена бесцветным пумпеллиитом, который дает собственные призматические кристаллы, но чаще слага-

ет окончания призм зеленого пумпеллиита. Аналогичные разновидности минерала описаны [7].

Химические особенности пумпеллиита определяются изоморфизмом $Al \leftrightarrow Fe^{3+}$ и $AlMg \leftrightarrow Fe^{2+} + Fe^{3+}$, что подтверждено статистическими данными [5]. Соотношения между содержаниями Al и Fe^{3+} по данным химических анализов (табл. 1, 2) и по оптическим свойствам колеблются в широком интервале. Содержание алюминия в минерале составляет 4.10—4.45 атома в формуле. При этом вхождение компонента в алюмо-кремнекислородные тетраэдры лишь намечается.

Определенное по показателям преломления содержание железа варьирует в пределах от 1.0 до 2.7 атома в формуле [3]. Максимальные содержания железа имеет ранняя буро-окрашенная разновидность минерала. Разновидности минерала отличаются и по степени окисленности железа — в буром и зеленом пумпеллиитах коэффициент окисления составляет соответственно 0.78 и 0.63.

Пренит имеет породообразующее значение в вулканитах, метаморфизованных в условиях пренитовой ступени пренит-пумпеллиитовой субфации. Распространение минерала не ограничивается каким-либо определенным составом исходной породы. Последний может лишь лимитировать количество новообразованного пренита. Особенно широкое распространение минерал имеет в вулканитах верхней части отложений живецкого возраста Ашебутакской СФЗ. Минерал развивался по темноцветным и лейкократовым компонентам вулканитов. В первом случае он обычно ассоциирует с хлоритом и кварцем, а во втором — с альбитом и кварцем. В ассоциации с хлоритом и кварцем пренит образовывался по стекловатому базису исходных вулканитов. Со всеми перечисленными компонентами пренит встречается в миндалинах и гнездах. Часто пренит можно наблюдать в метасоматических образованиях, где содержание его резко возрастает, вплоть до формирования мономинеральных участков.

Основной формой проявления пренита в породах являются радиально-лучистые агрегаты длиннопризматических индивидов, которые распознаются в подавляющем большинстве случаев только под микроскопом. Значительно реже отмечается табличная форма выделений. Цвет минерала белый, светло-зеленый.

Представление о составе минерала можно получить из химического анализа (см. табл. 1, 2). В шестерной координации отмечается изоморфное замещение алюминия трехвалентным железом, в то время как в четвертой позиции изоморфизм между кремнием и алюминием лишь намечается. Железистость минера-

ла (соотношение железа и алюминия), определенная по показателям преломления, меняется в пределах от 0 до 0.09 (для определения использовался график из [3]).

Приведенные данные о минералах, наиболее широко распространенных во вторичных парагенезисах среднедевонских вулканитов (высокотемпературного постмагматического и зеленокаменного метаморфизма и связанного с последним колчеданного метасоматоза), свидетельствуют о существенной зависимости их химических свойств, с одной стороны, от господствующих во время их образования физико-химических условий среды минералообразования, а с другой — от способа образования. Минералы, псевдоморфозно (метасоматически) развивавшиеся в объеме исходного вулканита, существенно отличаются от образовавшихся в поровом или трещиноватом пространстве пород. Это с очевидностью свидетельствует о незавершенности процессов метаморфического перерождения.

Литература

Болтыров В. Б. Региональный зеленокаменный метаморфизм горных пород среднего и верхнего течения реки Джусы на Южном Урале // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. Второго Уральского петрографического совещания. Т. V. Свердловск, 1969.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 2. М.: Мир, 1965. 406 с.

Золотухин В. В., Васильев Ю. Р., Смекалин Ю. Р., Бакуменко И. Т. Бабингтонит-пренит-пумпеллитовая парагенетическая ассоциация в метасоматитах Норильска // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. 5. Новосибирск, 1967.

Кепежинская К. Б. Статистический анализ хлоритов и их парагенетические типы. М.: Наука, 1965.

Кепежинская К. Б., Хлестов В. В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. М.: Наука, 1971.

Костюк Е. А. Статистический анализ и парагенетические типы амфиболов метаморфических пород. М.: Наука, 1970.

Нечухин В. М. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале // Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1969. С. 5—119.

Пучков В. Н. Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале // Геотектоника. 1996. № 2. С. 16—33.

Тальнов Е. С. Особенности амфиболизации пироксена вулканогенных пород в условиях зеленокаменного метаморфизма // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 11. Саратов: Изд-во СГУ, 1973. С. 64—72.