

МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭПИДОТ ИЗ ГАББРО

В. Г. Кориневский

Институт минералогии УрО РАН, 456317, Челябинская обл., Миасс, Россия

Эпидот традиционно считается индикаторным минералом метаморфического и метасоматического происхождения горных пород. Относительно недавно была доказана магматическая природа эпидота во многих интрузивах гранитоидов. Впервые приводятся данные о магматическом происхождении кристаллов эпидота, являющихся одними из породообразующих минералов анортитовых фассаитовых и биотит-амфиболовых габбро. Эти породы слагают глыбы-включения в пластине серпентинитового меланжа, залегающей в гнейсах протерозойской селянkinской толщи ильменогорского комплекса Южного Урала. Полнокристаллическое сложение и кайнотипный облик пород, их габбровая, порфиридная и офитовая структуры, индукционные (компромиссные) поверхности синхронного роста между всеми минералами, их кристаллическая огранка, высокотемпературный парагенезис породообразующих минералов — все это свидетельствует о магматическом происхождении описываемых эпидотовых габбро.

Серпентинитовый меланж, глыбы-включения, анортитовое габбро, породообразующие минералы, эпидот, Урал.

MAGMATIC EPIDOTE FROM GABBRO

V.G. Korinevsky

Epidote is long considered a mineral indicating metamorphic and metasomatic genesis of rocks. Recently, the magmatic nature of epidote of many granitoid intrusions has been proved. We present the first data on the magmatic origin of epidote that is one of the rock-forming minerals of anorthite fassaite and biotite-amphibole gabbros. These rocks form blocks-inclusions in the serpentinite melange plate localized in gneisses of the Proterozoic Selyankino strata of the Il'menogorsk complex in the southern Urals. The holocrystalline structure and cenotypal appearance of the epidote gabbros, their gabbro, porphyritic, and ophitic textures, the induction surfaces of synchronous growth between the host minerals, the mineral crystal faceting, and high-temperature paragenesis evidence the magmatic origin of the rocks.

Serpentinite melange, blocks-inclusions, anorthite gabbro, rock-forming minerals, epidote, Urals

ВВЕДЕНИЕ

Хрестоматийными являются представления, что эпидот — это типичный минерал среднетемпературных изменений пород среднего и основного составов, проявляющихся при метаморфических преобразованиях, скарнировании, гидротермальных процессах и т. п. [Минералы..., 1972; Маракушев и др., 2000]. Между тем уже в 1915 г. появились первые сообщения о находках эпидота как магматического минерала в тоналитах, которые получили подтверждение лишь спустя 70 лет [Schmidt, Poli, 2004]. Магматический эпидот описан во многих гранодиорит-тоналитовых плутонах мира, в интрузивах монцодиоритов, орбикулярных диоритов, в дайках дацитового состава [Schmidt, Poli, 2004]. Тем не менее в современных учебных пособиях [Кеpezинскas, Хлестов, 1971; Минералы..., 1972; Маракушев и др., 2000] и сводках по петрографии изверженных пород [Магматические..., 1983] эпидот не входит в число магматических минералов. С точки зрения Ж. Харпума [Harpum, 1954], "встретить магматический эпидот невероятно" [Кеpezинскas, Хлестов, 1971, с. 77].

Реабилитации эпидота как минерала, имеющего и магматическое происхождение, служат также наши находки эпидотсодержащих разновидностей габбро.

УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ ЭПИДОТОВЫХ ГАББРО

Эпидотовые габбро обнаружены в пределах выходов полосы серпентинитового меланжа на восточном берегу оз. Бол. Ишкуль возле Осинового мыса (Ильменский заповедник, Челябинская обл., Россия).

Меланж Осинового мыса представляет собой меридиональную пластину шириной 250 м и протяженностью около 750 м, разделяющую тектонические блоки пород гнейсов протерозойской селянkinской толщи ильменогорского метаморфического комплекса. В пределах этой полосы спорадически встречаются различных размеров глыбы и блоки интрузивных и метаморфических пород.

По нашим наблюдениям [Кориневский, Кориневский, 2006б], основной объем пород массива сложен неравномерно-серпентинизированными энстатититами. В редких случаях отмечены выходы интенсивно-карбонатизированных оливиновых пород. В пределах одного обнажения можно наблюдать соседство

участков ультраосновных пород, отличающихся плотностью, зернистостью и разным количественным соотношением породообразующих минералов. Эта неоднородность сложения и состава заставляет признать меланжевую природу основного объема ультраосновных пород Осинового мыса. В их массе неравномерно размещены глыбы пород иного состава, разнообразие которого очень велико. Здесь отмечены несколько разновидностей анортитовых габбро (фассаитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые), вебстериты, орто- и клинопироксениты, горнблендиты (шпинелевые, энстатитовые, апатитовые), габбро-амфиболиты, родингиты, эпидозиты и др. Размеры таких включений колеблются от нескольких десятков сантиметров в поперечнике до нескольких десятков метров и более. Границы глыб с матрицей очень резкие, без проявлений метасоматоза. В пределах глыб текстура пород остается массивной, однородного сложения. Примечательно, что в окружающих метаморфических породах района заметных масс подобных пород не обнаружено. Лишь по простиранию полосы меланжа Осинового мыса к югу среди гнейсов встречаются изолированные выходы энстатитовых или амфибол-энстатитовых пород и амфиболитов, сходных с породами из глыб на Осинном мысу. Вероятно, они трассируют плоскость разлома, по которой внедрялся меланж. Породы из включений в меланже являются уникальными для ильменогорского метаморфического комплекса по степени „свежести“: главные породообразующие минералы вторичными изменениями затронуты слабо, реакционные соотношения между ними не наблюдаются (в том числе между амфиболами и пироксенами). Эти породы также характеризуются повсеместным присутствием анортита, признаками синхронного роста всех минералов, отсутствием у них химической зональности, высокотемпературным и высокобарическим парагенезисом минералов.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЭПИДОТОВЫХ ГАББРО

Эпидот в качестве породообразующего минерала встречен в нескольких типах габбро, слагающих глыбы-включения в серпентинитовом меланже Осинового мыса. Наиболее распространенными из них являются биотит-амфиболовые и магнетит-фассаитовые разновидности, в которых содержания эпидота может достигать 3—5 об. %.

Эпидот-биотит-амфиболовое габбро (табл. 1, пробы ИК-194-16, ИК-194-5А, ИК-194-21) обладает отчетливой офитовой структурой (рис. 1), которая обусловлена крупными (до 2—3 см) кристаллами

Таблица 1. Химический состав (мас. %) эпидотовых габбро из глыб-включений в серпентинитовом меланже Осинового мыса

Компонент	Биотит-амфиболовое габбро			Амфиболовое габбро	Пироксеновое (фассаитовое) габбро	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	38.15	35.04	38.06	37.44	39.08	49.64
TiO ₂	0.83	1.56	1.00	1.06	0.56	0.61
Al ₂ O ₃	24.40	21.63	22.30	22.30	21.88	22.30
Fe ₂ O ₃	7.90	7.73	4.97	7.13	7.06	2.18
FeO	3.36	7.30	6.04	4.30	2.85	2.54
MnO	0.22	0.27	0.16	0.19	0.07	0.14
MgO	4.97	5.20	5.20	6.14	4.93	3.50
CaO	15.64	13.67	17.78	15.35	20.21	17.00
Na ₂ O	0.64	1.06	0.78	1.12	0.58	1.24
K ₂ O	1.91	2.40	1.02	1.62	0.23	0.25
H ₂ O ⁻	—	0.10	0.10	0.10	0.22	—
H ₂ O ⁺	1.14	1.84	1.28	2.08	0.20	0.38
P ₂ O ₅	0.34	0.64	0.26	0.18	1.43	0.16
Сумма	99.50	98.44	98.95	99.01	99.30	99.94

Примечание. 1 — пр. ИК-194-16, 2 — пр. ИК-194-5А: крупнозернистое анортитовое габбро с офитовой структурой. Дополнительно определено: SrO — 0.38 %; BaO — 0.44 %; F — 0.2 %. 3 — пр. ИК-194-21: среднезернистое анортитовое габбро с габбровой структурой. Дополнительно определено: SrO — 0.26 %; BaO — 0.15 %. 4 — пр. ИК-194-22: мелкозернистое анортитовое габбро с габбровой и графической структурами. Дополнительно определено: SrO — 0.35 %; BaO — 0.19 %. 5 — пр. ИК-194-4: мелкозернистое анортитовое магнетитовое габбро с габбровой и графической структурами. 6 — пр. ИК-194-18: неравномерно-зернистое кварцсодержащее анортитовое габбро порфировидной структуры. Анализы выполнены в ИМин УрО РАН (г. Миасс, аналитики: М.Н. Маляренко, Т.В. Семенова, Л.А. Ганеева, Л.Ф. Баженова и О.Г. Шмелева). Пробы отобраны автором на Осинном мысу восточного побережья оз. Бол. Ишкуль (Ильменский заповедник, Челябинская обл., Россия). Прочерк — не обнаружено.

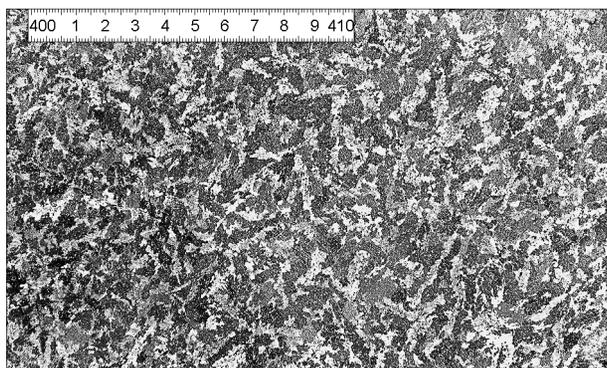


Рис. 1. Офитовая структура, проявленная на поверхности образца эпидот-биотит-амфиболового габбро (пр. ИК-194-16).

0.7 мм) пойкилитовых включений субизометричных кристаллов эпидота, магнетита, титаномагнетита, хлорapatита, сфена и циркона. Между зернами амфибола и плагиоклаза располагаются пластинки зеленовато-черного бариевого биотита (до 5 %). Отличительной особенностью этого габбро является сонахождение в нем минералов, содержащих заметное количество бария. Он отмечен в составе биотита, амфибола, плагиоклаза (вплоть до появления цельзиана), что отразилось и на валовом химическом составе пород (см. табл. 1). Отметим уникальность минерального состава габбро: в нем встречено четыре минерала, ранее на Урале неизвестные (бариевый биотит, калиймагнезиогастингсит, гиалофан, цельзиан). В этой ассоциации совместно с анортитом встречены и редкие зерна фассаита.

Одна из мелких глыб в меланже Осинового мыса сложена эпидот-амфиболовым габбро (см. табл. 1, пр. ИК-194-22), в котором биотит практически отсутствует. Как и в описанной выше биотит-амфиболовой разновидности, амфибол здесь также представлен калиймагнезиогастингситом, а плагиоклаз — анортитом.

Магнетит-эпидот-фассаитовое габбро (см. табл. 1, пр. ИК-194-4) из глыб представляет собой полнокристаллическую неравномерно-зернистую меланократовую массивную породу кайнотипного облика. Основную массу (70—75 % объема) описываемой породы габбровой структуры (рис. 2) слагают бесцветные прозрачные сдвойникованные зерна анортита размером до 2—3 мм, местами содержащими скопления пластинок мусковита, а по краям некоторых зерен плагиоклаза — каемки или тонкие ветвящиеся жилки цеолитов. Зерна анортита содержат пойкилитовые включения изометричных кристаллов темно-зеленого фассаита, а также эпидота со сглаженными контурами. Последние нередко являются включениями и в кристаллах фассаита (рис. 3). В анортите встречаются и очень мелкие (до 50 мкм) округлые, гантелевидные и с закругленными гранями зернышки бесцветного однородного циркона. Иногда здесь же можно наблюдать столь же мелкие призматические кристаллики светло-зеленого клинопироксена. Нередко крупные таблитчатые кристаллы анортита пронизаны мелкими (0.02—1 мм) червеобразными вростками фассаита. Эти вростки имеют угловатые очертания и в пределах вмещающих их зерен анортита обнаруживают определенную ориентировку с одновременным погасанием (синтаксические срастания). По форме они напоминают ихтиоглипты кварца в графических срастаниях с полевым шпатом в гранитных пегматитах. Подобные структуры характерны для магматических пород, кристаллизующихся при эвтектических соотношениях компонентов расплава. Породы такого состава в Ильменогорском метаморфическом комплексе еще не встречались. Но интрузивные фассаитовые породы достаточно широко распространены в составе Нижнетагильского массива на Среднем Урале. Фассаит там слагает крупнозернистые скопления в пироксенитах, перидотитах и габбро.

Более редки (5—11 %) подобные по форме и размерам вростки магнетита, практически не содержащего хрома, но с заметными количествами ванадия. Магнетит образует графические сростки с фассаитом и плагиоклазом, иногда встречается в форме октаэдров. В отдельных зернах графической структуры червеобразные выделения магнетита занимают 65.61 % площади зерна. Местами магнетитом сложены участки сидеронитовой структуры, в которых он цементирует многочисленные изомет-

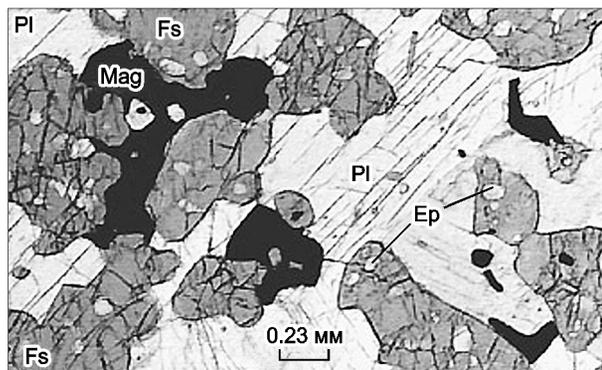


Рис. 2. Гипидиоморфно-зернистая (габбровая) структура магнетит-эпидот-фассаитового габбро (пр. ИК-194-4).

Pl — плагиоклаз (анортит), Mag — магнетит, Fs — фассаит, Ep — эпидот. Шлиф в проходящем свете.

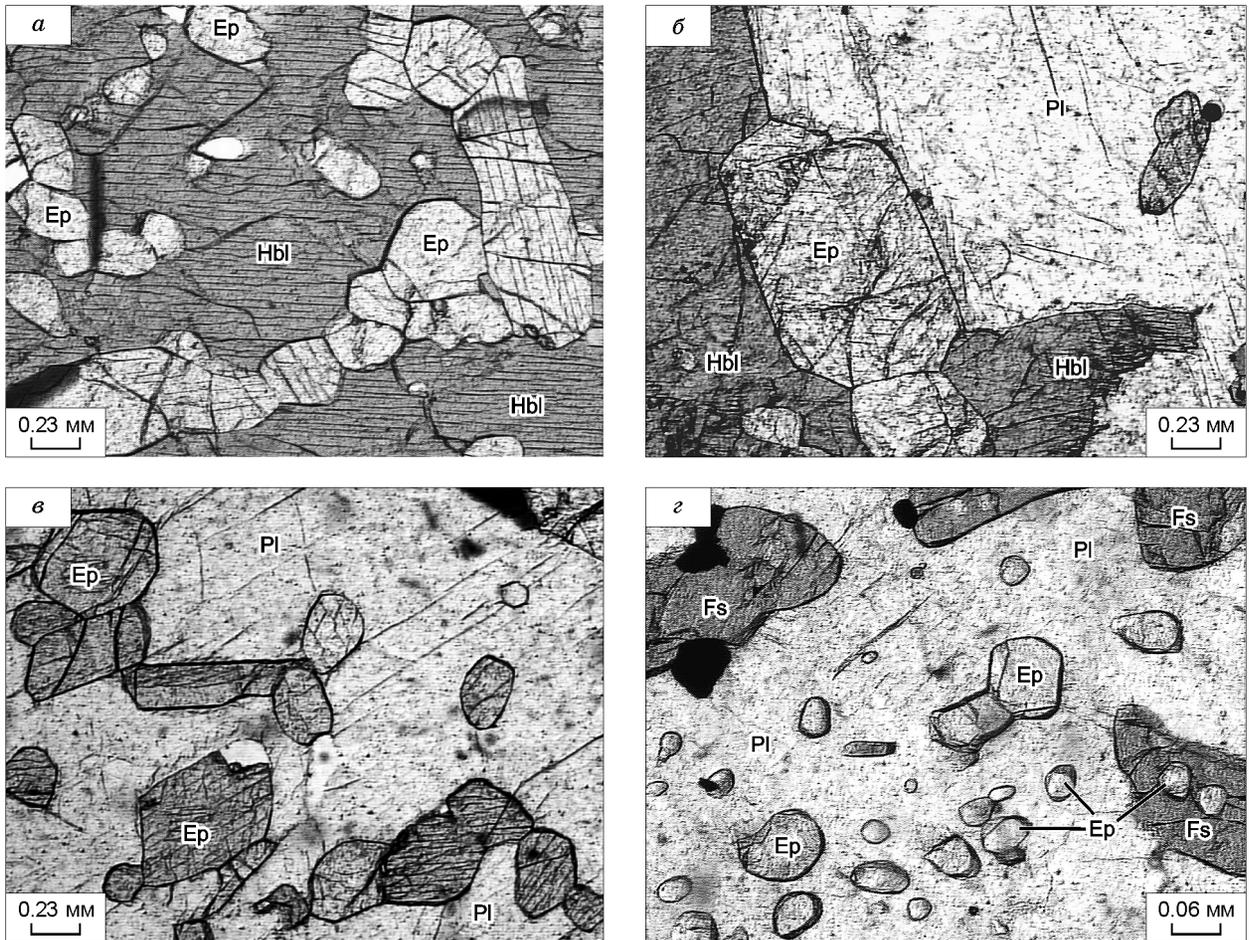


Рис. 3. Идиоморфные кристаллы эпидота (Ep) в габбро, кристаллизовавшиеся синхронно с амфиболом (Hbl), плагиоклазом (Pl) и фассаитом (Fs).

Фото шлифов в проходящем свете: а, б, в — эпидот-биотит-амфиболовое габбро, г — магнетит-эпидот-фассаитовое габбро (из глыб-включений габбро в серпентинитовом меланже у Осинового мыса на оз. Бол. Ишкуль).

ричные зерна эпидота и фассаита. В виде одиночных зерен или в прожилках совместно с фассаитом и магнетитом в габбро присутствуют темно-бурые зерна магнезиальной роговой обманки поперечником до 1—5 мм. Ее содержание в породе около 1—3 %. Скопления медово-желтых прозрачных зерен эпидота поперечником до 3—5 мм образуют в габбро многочисленные пойкилитовые включения в плагиоклазе и фассаите, а также гнездобразные скопления. В отдельных образцах габбро содержатся заметные количества мелких зерен сфена, неравномерно распределенных в породе.

Изолированную угловатую глыбу поперечником до 3 м слагает порфиридная неравномерно-зернистая порода (см. табл. 1, пр. ИК-194-18). Около 70 % ее объема занимают крупные (3.5 × 1—1.5 см в сечении) гипидиоморфные призматические кристаллы темно-зеленого фассаита, распределенные в породе довольно равномерно. Кристаллы фассаита густо (45.6 % объема) и относительно равномерно насыщены мелкими (0.1—0.35 мм) изометричными зернами плагиоклаза, реже — кварца (0.2—0.3 мм) и сфена. Цементирующая порфиридные выделения фассаита основная масса породы имеет мостовидную структуру. Короткопризматические кристаллы незонального плагиоклаза (битовнита № 87) плотно прилегают друг к другу, между ними изредка встречаются изометричные зерна кварца, апатита, идиоморфные кристаллики розовато-коричневого сфена поперечником до 0.5—0.7 мм и зерна магнетита, в плоском сечении имеющих извилистые границы. Кристаллы битовнита иногда содержат мелкие (до 50 мкм) округлые включения желтовато-зеленого эпидота.

Наличие крупных призматических кристаллов фассаита среди полнокристаллической мелкозернистой массы преимущественно битовнитового состава с небольшой примесью зерен кварца, эпидота, сфена, магнетита и апатита, наличие между ними поверхностей синхронного роста, отсутствие следов замещения одних минералов другими, свежий облик породы позволяют отнести ее к магматическим образованиям — порфиридовому габбро.

Описанные взаимоотношения минералов в габбро, форма индивидов и поверхностей их соприкосновения (индукционные или компромиссные) [Попов, 1984] говорят об их синхронной кристаллизации.

МОРФОЛОГИЯ, СОСТАВ И СВОЙСТВА КРИСТАЛЛОВ ЭПИДОТА ИЗ ГАББРО

Кристаллы эпидота в габбро слагают как разрозненные индивиды, так и их скопления (см. рис. 3). Размеры их поперечников изменяются в пределах 0.05—1.5 мм, при преобладающих величинах 0.2—0.6 мм. Большой частью облик кристаллов изометричный или короткопризматический. Просмотр поверхностей зерен эпидота под бинокулой показал, что многие из них имеют сглаженные округленные очертания с наплывами и неровностями, на фоне которых сохраняются участки плоских блестящих поверхностей различной ориентировки. Форма этих поверхностей, рассмотренная по нашей просьбе В.А. Поповым, в местах соприкосновения с другими минералами (плаггиоклазом, амфиболом, пироксеном) является индукционной (компромиссной), возникающей только при синхронной кристаллизации минералов [Попов, 1984]. По этой причине кристаллы эпидота, слагающие пойкилитовые включения в зернах плаггиоклаза и амфибола (см. рис. 3), не являются реликтами более ранних фаз, а представляют собой синхронно росшие с окружающими их минералами более мелкие индивиды. Во вмещающей породе зерна эпидота распределены относительно равномерно, без элементов преобладающей ориентировки.

Химический состав эпидотов из различных типов габбро (табл. 2) оказался близким. От типового состава, приведенного в справочнике [Минералы..., 1972], он отличается повышенными количествами Al_2O_3 (23—25 против 20.32 %), пониженным содержанием Fe_2O_3 (10—14 против 17.75 %) и наличием заметных количеств MgO (0.3—1.4 %). Химической зональности, равно как и ощутимых количеств

Таблица 2. Химический состав (мас.%) и параметры элементарной ячейки эпидотов из глыб-включений габбро в серпентинитовом меланже Осинового мыса

Компонент	Биотит-амфиболовое габбро			Амфиболовое габбро	Пироксеновое (фассаитовое) габбро	
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37.62	36.79	37.71	38.11	38.03	37.60
TiO ₂	0.36	0.34	0.34	0.24	—	—
Al ₂ O ₃	24.51	25.09	23.42	25.39	24.31	25.38
Fe ₂ O ₃	11.21	11.12	13.21	10.66	12.11	11.54
MnO	0.20	—	0.12	0.11	—	—
MgO	1.40	0.08	—	0.32	0.88	—
CaO	23.16	23.60	23.32	23.15	22.97	22.60
Сумма	98.52	98.43	98.12	97.98	98.30	97.12
<i>n</i>	9	2	3	6	1	3
<i>Формульные коэффициенты (на 8 катионов)</i>						
Si	2.94	3.00	3.00	3.00	2.99	2.99
Ti	0.02	0.02	0.02	0.01	—	—
Al	2.26	2.32	2.20	2.36	2.25	2.38
Fe ⁺³	0.66	0.66	0.78	0.63	0.72	0.69
Mn	0.01	—	0.01	0.01	—	—
Mg	0.16	0.01	—	0.04	0.10	—
Ca	1.94	1.99	1.99	1.95	1.94	1.93
<i>Параметры элементарной ячейки</i>						
<i>a</i> ₀ , Å	8.894	Не опр.	Не опр.	Не опр.	8.890	Не опр.
<i>b</i> ₀ , Å	5.627	»	»	»	5.615	»
<i>c</i> ₀ , Å	10.150	»	»	»	10.168	»
β, °	115.360	»	»	»	115.496	»
<i>V</i> , Å ³	459.083	»	»	»	458.142	»

Примечание. Анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН В.А. Котляровым на энергодисперсионной приставке к микроскопу РЭММА-202М и Е.И. Чуриным на микрозонде JXA-733. На основании данных мессбауэровских спектров (см. табл. 3) все железо в эпидотах находится в форме Fe³⁺. Параметры элементарной ячейки определены с помощью программы Krist. exe по дифрактограммам эпидотов, полученным в ИМин УрО РАН Т.М. Рябухиной на ДРОН-2.0; CuK_{α} — излучение с графитовым монохроматором и внутренним эталоном кварца. 1—6 см. табл. 1; *n* — количество проб. Прочерк — не обнаружено.

Таблица 3.

Параметры мессбауэровских спектров эпидотов из габбро (мм/с)

Структурная позиция ионов Fe	Пироксеновое (фассаитовое) габбро (пр. ИК-194-4)				Биотит-амфиболовое габбро (пр. ИК-194-16)			
	<i>IS</i>	<i>QS</i>	<i>W</i>	<i>S</i>	<i>IS</i>	<i>QS</i>	<i>W</i>	<i>S</i>
Fe ³⁺ (октаэдрич.)	0.55	2.07	0.36	100	0.52	2.07	0.36	100

Примечание. Исследование проведено А.Б. Мироновым (ИМин УрО РАН) на спектрометре МС-2201 с источником излучения ⁵⁷Со в матрице Rh (естественная ширина линии 0.26 мм/с). Спектр откалиброван по стандартному образцу нитропруссиды Na. Параметры определены с помощью программы MOSREF). Пояснения к пробам см. примечание к табл. 1.

редкоземельных элементов, в кристаллах эпидота из габбро не обнаружено. Этим они существенно отличаются от эпидотов метаморфического, метасоматического и гидротермального происхождения [Кебезинкас, Хлестов, 1971; Минералы..., 1972]. От парагенетических типов эпидотов метаморфических пород (эпидотовых амфиболитов, эклогитов) эпидоты из габбро Ильмен отличаются по минеральным ассоциациям (очень основной плагиоклаз, ничтожные количества кварца, отсутствие ставролита, силлиманита, кианита, омфацита и т. д.). Мессбауэровские спектры эпидота из главных разновидностей габбро (биотит-амфиболовых и магнетит-фассаитовых) показали, что все железо в них присутствует только в виде ионов Fe³⁺ (табл. 3). Примечательно, что в сосуществующих с эпидотом других железосодержащих минералах из описываемых габбро доля ионов Fe³⁺ также весьма велика. Так, в бариевом биотите из биотит-амфиболового габбро (пр. ИК-194-16) по данным мессбауэровского спектра [Кориневский и др., 2005] относительная доля Fe³⁺ среди атомов всего Fe составляет 44.51 %, а в калиймагнезиогастингите отсюда же — 49.86 % [Кориневский, Кориневский, 2006а]. Доля ионов Fe³⁺ среди атомов всего Fe в фассаите из магнетит-эпидот-фассаитового габбро достигает 74.2 % [Кориневский, Кориневский, 2003]. Присутствие в эпидотовых габбро больших количеств водосодержащих минералов (биотитов, амфиболов) свидетельствует о наличии в глубинном магматическом расплаве, породившем габбро, водного флюида высокой степени окисленности.

Инфракрасные спектры поглощения описываемых эпидотов из разных габбро оказались тождественными. На них зафиксированы те же полосы, что приводятся в справочнике [Минералы..., 1972], которые присущи валентным колебаниям групп SiO₄ (456; 519; 569 см⁻¹) и деформационным колебаниям групп Si₂O₇ (647; 725 см⁻¹), а также расщепленные полосы поглощения, характерные для связей Si—O в группах Si₂O₇ (885; 949; 1039; 1080; 1120 см⁻¹) и полоса колебаний группы OH (3340 см⁻¹).

Очень близкими оказались дифрактограммы эпидотов и рассчитанные по ним параметры элементарной ячейки (см. табл. 2), которые полностью отвечают параметрам эпидота [Минералы..., 1972]. Доброкачественность химических анализов эпидотов из габбро Ильмен, их рентгенометрических характеристик подтверждается сходимостью результатов расчетов этих параметров по уравнениям прямолинейной регрессии, приведенным в работе К.Б. Кебезинкаса, В.В. Хлестова [1974]. Оптические свойства эпидотов из габбро также отвечают характеристикам этого минерала. Его цвет светлый зеленовато-желтый со слабым плеохроизмом. В шлифах видны яркие цвета интерференции. Кристаллы слабо удлинены по оси *b*, обладают двумя системами спайности и косым погасанием. Минерал двуосный, оптически отрицательный. Показатели преломления эпидотов: $N_p = 1.727 \pm 0.003$, $N_g = 1.763 \pm 0.003$. Таким образом, вся сумма приведенных выше данных подтверждает диагностику эпидота в описываемых габбро. По химическому составу и физическим свойствам эти эпидоты практически не отличаются от широко известных эпидотов другого происхождения. Следует при этом особо отметить, что эпидоты в габбро не имеют реакционных соотношений с окружающими минералами, в том числе с плагиоклазом, который характеризуется исключительной свежестью и очень основным составом (преимущественно анортит).

РЕЗУЛЬТАТЫ ОБСУЖДЕНИЯ

Отсутствие вторичных изменений у минералов габбро, их габбровая, порфириовидная и офитовая структуры, собственная кристаллическая огранка всех минералов, индукционные поверхности синхронного роста между ними, наличие участков графических синтаксических срастаний минералов, их высоко-температурный парагенезис (анортит, высокоглиноземистый амфибол, фассаит); ассоциация габбро с разнообразными глубинными ультраосновными породами — все это не оставляет сомнений в магматическом происхождении эпидотсодержащих габбро, в которых эпидот кристаллизовался совместно с другими порообразующими минералами.

Эпидоты из известково-щелочных плутонов Кордильер в Северной Америке образовались при минимальных значениях интрузивных давлений в 5—6 кбар [Schmidt, Poli, 2004]. Эти же авторы указывают, что эпидоты из средних по составу магм кристаллизовались при давлениях выше 3—7 кбар. Судя по амфиболовым геобарометрам [Hammarstrom, Zen, 1986; Schmidt, 1991], эпидотсодержащие биотит-

амфиболовые габбро Ильмен формировались при еще более высоких давлениях (около 11 кбар). Дополнительные доказательства этому служат анортитовый состав плагиоклаза в них и наличие молекулы Эскола ($\text{Ca}_{0,5}\text{AlSiO}_6$) в составе фассаитов из габбро [Кориневский, Кориневский, 2003]. По пироксен-амфиболовому геотермометру [Плюснина, 1986] также получена достаточно высокая температура (740 °С) кристаллизации габбро (пр. ИК-194-16).

Таким образом, в отличие от эпидотов другого происхождения, эпидоты из интрузивных габбро кристаллизовались при высоких температурах (≥ 740 °С) и давлениях (≥ 11 кбар). Отсюда следует, что одно лишь наличие эпидота в составе пород не может служить убедительным доказательством проявившихся в них относительно низкотемпературных изменений.

В работе [Schmidt, Poli, 2004, p. 415] высказана мысль, что эпидоты могут быть стабильны в магмах диоритового и базальтового составов. Нами обнаружены доказательства справедливости этого предположения.

ЛИТЕРАТУРА

Кеpezинскas К.Б., Хлестов В.В. Статистический анализ минералов группы эпидота и их парагенетические типы. М., Наука, 1971, 310 с.

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Две разновидности фассаита из Ильменских гор на Урале // Зап. РМО, 2003, № 1, с. 121—134.

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Калиймагнезиогастингсит ($(\text{K}, \text{Na})\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Ti})[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{Cl})_2$) — новый минеральный вид амфиболов // Зап. РМО, 2006а, № 2, с. 49—57.

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В. Новое в геологии, петрографии и минералогии Ильменских гор. Миасс, ИМин УрО РАН, 2006б, 102 с.

Кориневский В.Г., Кориневский Е.В., Кориневская Г.Г. Бариевый биотит из Ильмен // Зап. РМО, 2005, № 2, с. 75—83.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. I / Ред. В.И. Гоньшакова. М., Наука, 1983, 367 с.

Маракушев А.А., Бобров А.В., Перцев Н.Н., Феногенов А.Н. Петрология. I. Основы кристаллооптики и породообразующие минералы. М., Научный мир, 2000, 316 с.

Минералы. Справочник. Т. 3. Вып. 1 / Ред. В.В. Чухров. М., Наука, 1972, 883 с.

Плюснина Л.П. Экспериментальное изучение метабазитового равновесия, геотермометрия // Эксперимент в решении актуальных проблем геологии. М., Наука, 1986, с. 174—183.

Попов В.А. Практическая кристалломорфология минералов. Свердловск, УНЦ АН СССР, 1984, 190 с.

Hammarstrom J.M., Zen E.-An. Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Mineral., 1986, v. 71, № 11/12, p. 1297—1313.

Harpum J.R. Formation of epidote in Tanganyika // Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, v. 65, p. 1075.

Schmidt M.W. Experimental calibration of the Al-in-hornblende geobarometer at 650 °C, 3.5—13.0 kbar // Terra Abstr., 1991, v. 3, № 1, p. 30.

Schmidt M.W., Poli S. Magmatic epidote // Rev. Miner. Geochem. Epidotes, 2004, v. 56, p. 399—430.

*Рекомендована к печати 18 июля 2007 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию 1 ноября 2006 г.,
после доработки — 23 июня 2007 г.*