

УДК 553.08

МИНЕРАЛЫ И ТР-ПАРАМЕТРЫ ЭВОЛЮЦИИ ГАББРО-НОРИТОВОГО МАССИВА ЛУККУЛАЙСВААРА, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

© 2022 г. А. Р. Котельников^а, *, Н. И. Сук^а, **, З. А. Котельникова^{а, б}, Ю. Б. Шаповалов^а, ***

^аИнститут экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН,
ул. Акад. Осипяна, 4, Черноголовка, Московской обл., 142432 Россия

^бИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: kotelnik@iem.ac.ru

**e-mail: sukni@iem.ac.ru

***e-mail: shap@iem.ac.ru

Поступила в редакцию 08.08.2020 г.

После доработки 18.10.2021 г.

Принята к публикации 09.11.2021 г.

Изучены образцы габбро-норитов и габбро из расслоенного базит-гипербазитового массива Луккулайсваара (Северная Карелия). На основе данных о составах минералов, слагающих эти породы, определены ТР-параметры его становления. Предполагается, что массив Луккулайсваара формировался в три этапа: первый, магматический, связанный с внедрением расплава основного состава и началом кристаллизации пород при температурах выше 1000–1200°C и давлении ~10–13.5 кбар; второй – позднемагматический, обусловленный аутометасоматической переработкой отделяющимися флюидами, и третий – гидротермальный, связанный с более поздними процессами. Температуры ниже 800°C могут отражать либо последние этапы магматического процесса, либо постмагматическую высокотемпературную гидротермальную стадию.

Ключевые слова: базит-гипербазитовый массив, габбро, габбро-норит, анортозит, минеральные парагенезисы

DOI: 10.31857/S0016777022030030

ВВЕДЕНИЕ

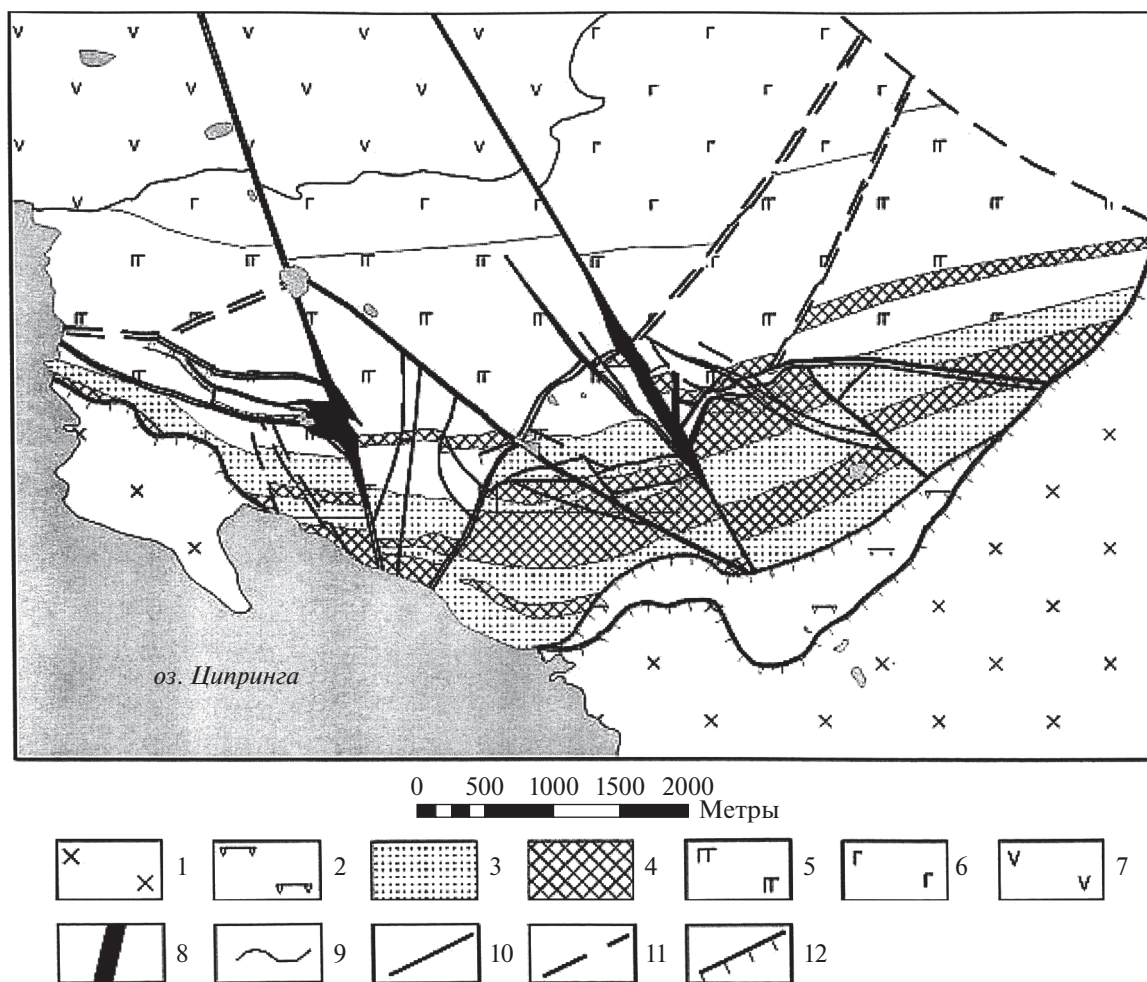
Расслоенный базит-гипербазитовый массив Луккулайсваара (Северная Карелия) расположен в Панаярви-Ципрингской рифтогенной структуре субширотного простирания, находящейся в пределах архейского кратона, и относится к Олангской группе массивов. В строении массива выделяются 4 зоны (Монтин, 2009): в основании расслоенной серии залегает ультрамафитовая зона, далее вверх по разрезу следует норитовая, затем габбро-норитовая и завершает разрез габбровая зона. На фиг. 1 приводится схематическая геологическая карта массива Луккулайсваара (по Монтин, 2009). Возраст массива по данным работы (Amelin et al., 1995) отвечает 2442 ± 1 млн лет (U–Pb метод, циркон). Рудоносными являются габбро-норитовая и норитовая зоны, которые представлены переслаиванием габбро, мезо-, лейкократовых габбро-норитов, норитов, оливиновых норитов и анортозитов.

Геологическому положению и особенностям строения массива Луккулайсваара посвящено достаточно много работ. В работах Е.В. Шаркова и

Г.В. Ледневой (1993) приведены данные по классификации и петрологическому описанию пород массива с оценкой условий их генезиса. В.А. Глебовицкий с соавторами (Glebovitsky et al., 2001) провели петролого-геохимическое изучение пород массива, большое внимание было обращено также на выяснение возможных условий рудогенеза.

Исследованию рудной минерализации, в том числе и элементов платиновой группы (ЭПГ) массива Луккулайсваара посвящены фундаментальные работы Т.Л. Гроховской и др. (1989, 1992), А.Ю. Баркова и др. (1992), А.Ю. Баркова и А.И. Леднева (Barkov, Lednev, 1993), А.Ю. Баркова (2012), С.В. Семенова (2012) и др.

Рудные минералы представлены пирротинном, пентландитом, борнитом, халькозином, ковеллитом, пиритом, виоларитом, мельниковитом, сфалеритом, а также галенитом, миллеритом, джапурином, аргентопентландитом и кобальтином. Среди минералов ЭПГ встречены арсениды – стиллуотерит, мертиит (Гроховская и др., 1992), теллури-



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта массива Луккулайсваара (приводится по Монтин, 2009): 1 – гранодиориты; 2 – плагиопироксениты; 3 – нориты; 4 – микрогаббро-нориты; 5 – габбро-нориты; 6 – габбро; 7 – андезиты; 8 – дайки основного состава; 9 – геологические границы; 10 – установленные разломы; 11 – предполагаемые разломы; 12 – надвиги.

ды, висмутотеллуриды, сульфоарсениды (Семенов, 2012).

В работе А.Н. Берковского и др. (1999) приводятся *PT*-условия внедрения магмы, сформировавшей интрузив, в архейские гранито-гнейсы: $P \sim 10\text{--}12$ кбар; $T = 1250\text{--}1300^\circ\text{C}$. А.Б. Кольцов и В.С. Семенов (2000) изучали последующие этапы становления массива, а также провели термодинамическое моделирование постагматических стадий минерало- и рудогенеза. В результате предложена схема эволюции интрузива на поздней и постагматической стадии (Семенов и др., 2008; Семенов, 2012).

Несмотря на обширный литературный материал, остаются неизученными физико-химические параметры зарождения основных магматических расплавов и изменения этих параметров при подъеме магмы вверх и внедрении во вмещающие породы, а также на постагматическом эта-

пе эволюции пород массива. Длительная и достаточно сложная геологическая история региона подразумевает наличие интенсивных гидротермальных процессов, которые должны найти отражение в минеральных ассоциациях пород массива. Для оценок параметров эволюции массива Луккулайсваара целесообразно использовать комплекс методов, разработанный в последние десятилетия для определения и моделирования процессов генезиса океанических базальтов.

Используя детальное описание пород массива Луккулайсваара (Glebovitsky et al., 2001), мы выбрали для исследования следующие разновидности пород, составляющих большую часть объема массива: габбро-нориты (доминирующий парагенезис $P1 + Sr_x \pm Or_x$); нориты ($P1 + Or_x \pm Sr_x$); анортозиты ($P1 + Sr_x$), а также породы, отнесенные к рудным разновидностям, которые помимо $P1 \pm Sr_x \pm Or_x$ содержат сульфиды. Цель нашей работы состояла

в исследовании условий начала кристаллизации и дальнейшей эволюции минерального состава наиболее распространенных пород массива Луккулайсваара (как на магматическом, так и на постмагматическом этапах). Задачами работы было изучение вещественного состава отобранных пород, оценка составов минералов из характерных парагенезисов и на этой основе моделирование хода кристаллизации и изменения *PT*- параметров минералогенеза массива.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

Составы отобранных образцов пород определяли различными методами: атомной абсорбции, рентгеноспектральным, фотоколориметрическим, ICP-MS. Результаты анализов главных породообразующих элементов, полученные этими методами, хорошо сопоставимы друг с другом. Составы минералов из магматических пород массива определяли микронзондовым анализом (ИЭМ РАН). Использовали сканирующий электронный микроскоп Tescan Vega II XMU (Tescan, Чехия), оснащенный системой для рентгеноспектрального микроанализа INCA Energy 450 с энергодисперсионным (INCAx-sight) рентгеновским спектрометром (Oxford Instruments, Англия) и программной платформой INCA Energy+.

Расчеты составов пироксенов, плагиоклазов, калиевых полевых шпатов проводили по методу, основанному на количестве атомов кислорода в элементарной ячейке. Для амфиболов и хлоритов использовали катионный метод с учетом баланса зарядов. Поскольку целью работы была оценка физико-химических параметров минерало- и петрогенеза, для обработки данных и оценки схемы процессов кристаллизации по составам магматических пород использовали программы “Петролог” (Danyushevsky and Plechov, 2011), “Feldspar-L”, “Orthopyroxene-L” (Putirka, 2008), “CpxBar” (Nimis, Ulmer, 1998; Nimis, 1999). Для определения *PT*-параметров постмагматической эволюции массива проводились расчеты по составам сосуществующих минералов парагенетических ассоциаций как габбро (Cpx + Pl ± Amf), так и габбро-норитов с парагенезисами (Cpx + Opx + Pl ± Amf). При проведении всех расчетов мы выбирали составы находящихся в контакте или близко расположенных зерен минералов. Известно, что при протекании процессов метаморфизма с активным участием водного флюида происходит смена минеральных парагенезисов. Соответственно, при этом изменяются составы сосуществующих минералов — твердых растворов. В работе О.В. Авченко (1990) определены размеры зон локального равновесия минеральных ассоциаций в зависимости от *PT*-параметров. Отбор минеральных пар для оценок температур проводился согласно критериям,

приведенным в этой работе. Для расчета равновесий амфибол—плагиоклаз и амфибол—клинопироксен использовали программные комплексы TWQ (Berman, 2007); Amphibol-PT (Dale et al., 2000; Симакин, Шапошникова, 2017), а также программы, составленные нами по данным (Перчук, Рябчиков, 1976; Котельников и др., 2009). Расчет температур по составам сосуществующих полевых шпатов выполняли по программе SOLVCALC (Newkwasil, 1994). Для низкотемпературных процессов применяли хлоритовый термометр (Cathelineau, Neiva, 1985).

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Изучение составов пород

Исследовались главные типы пород, составляющих большую часть объема массива: габбро-нориты, нориты, анортозиты и рудные разности. Составы групп пород, выделенных согласно классификации (Glebovitsky et al., 2001), приведены в табл. 1.

Следует отметить, что содержание SiO₂ в группе габбро-норит—норит—анортозит одинаковое (51.4 мас. %), только в рудных разностях оно снижается до 47.4 мас. %. Содержание глинозема максимально в анортозитах (21.1 мас. %), минимально в рудных разностях до (12.4 мас. %). Сумма (FeO + MnO + MgO) максимальна в рудных разностях пород (27.4 мас. %) и минимальна в анортозитах (11.5 мас. %). Результаты пересчетов составов этих пород на нормативные минералы по методу CIPW приведены в табл. 2.

Для оценки ликвидусных фаз мы использовали программный комплекс “Петролог” (версия Petrolog 3.0.0.7). Для расчета по составам пород (табл. 1) приняты следующие начальные параметры: давление 10 кбар (Glebovitsky et al., 2001), содержание воды в расплаве 0 и 2 мас. %. Результаты расчетов приведены в табл. 3. Как видно из таблицы, первой ликвидусной фазой в изучаемых породах были разные минералы: ортопироксен, оливин и плагиоклаз.

Анализ минеральных парагенезисов

Исследования существующих минеральных парагенезисов проведены в габбро-норитах, норитах, анортозитах, а также рудных разностях пород массива Луккулайсваара.

Нориты

В микрзернистом норите детально проанализирован парагенезис Opx + Cpx + Amf + Pl (обр. Л-11, Л-32). Составы минералов приведены в табл. 4.

Таблица 1. Средние составы главных групп пород массива Луккулайсваара (по данным авторов и Glebovitsky et al., 2001)

Средние составы пород								
Оксиды	Габбро-нориты		Нориты		Анортозиты		Рудные разности	
	Мас. %	$E_x^{(1)}$	Мас. %	$E_x^{(1)}$	Мас. %	$E_x^{(1)}$	Мас. %	$E_x^{(1)}$
SiO ₂	51.57	1.2	51.52	1.0	51.14	2.9	47.36	2.7
TiO ₂	1.05	1.0	0.30	0.1	0.24	0.1	0.21	0.1
Al ₂ O ₃	14.54	2.7	13.51	2.1	21.39	7.1	12.38	2.1
FeO	9.74	4.1	8.08	1.5	4.40	1.4	13.76	7.7
MnO	0.27	0.1	0.17	0.03	0.18	0.1	0.25	0.07
MgO	8.29	4.0	12.72	1.2	6.94	3.9	13.44	7.6
CaO	11.37	2.7	10.98	1.2	12.01	0.9	10.42	2.5
Na ₂ O	2.57	0.7	2.04	0.5	2.59	0.9	1.39	1.1
K ₂ O	0.58	0.4	0.33	0.06	0.50	0.3	0.27	0.1
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.05	0.03
Cr ₂ O ₃	0.10	0.05	0.05	0.03	0.06	0.04	0.07	0.05
Сумма	100.12	—	99.73	—	99.50	—	99.60	—

Примечание. ¹⁾ E_x – погрешность оценки составов пород, в данном случае характеризует вариативность составов пород в выборке. $E_x = (S_x t_{\alpha n}) / (n)^{0.5}$, где S_x – среднее квадратичное отклонение для данной выборки, $t_{\alpha n}$ – критерий Стьюдента (для доверительной вероятности 95%), n – объем выборки (количество анализов).

Таблица 2. Пересчеты составов пород массива Луккулайсваара по методу CIPW

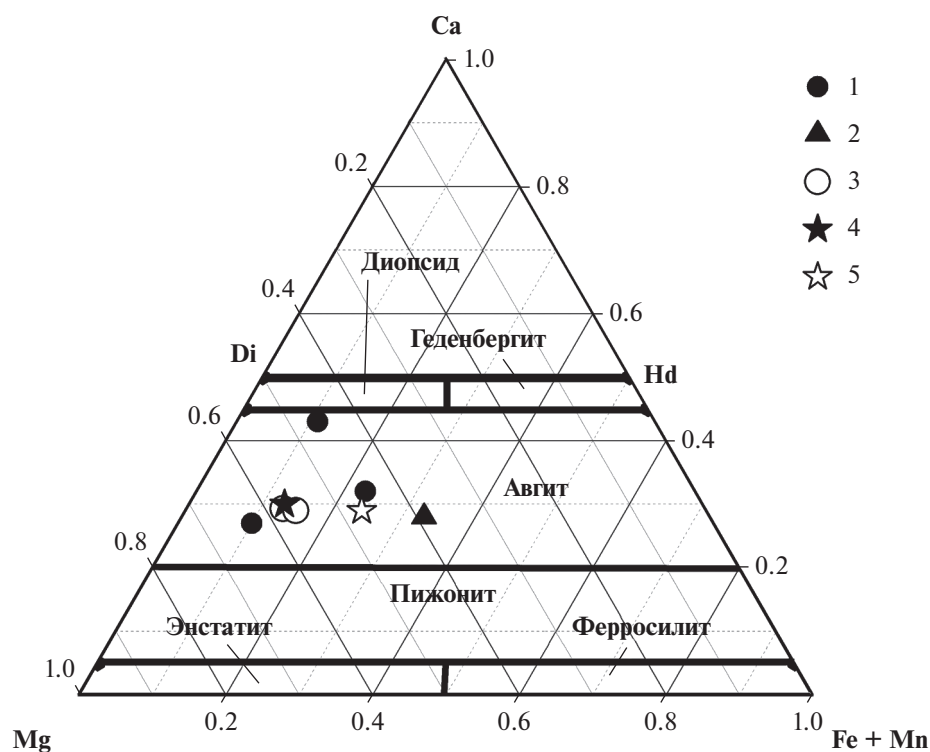
Типы пород	Or	Ab	An	Di	Hy	OI	Сm	Ilm	Ap	X _{Fsp}	X _{Di}	X _(Hy + OI)
(1)	3.4	21.5	26.2	24.2	12.6	9.0	0.15	2.9	0.09	0.527	0.250	0.223
(2)	1.9	17.0	26.9	22.0	19.8	11.6	0.07	0.57	0.07	0.462	0.222	0.316
(3)	2.5	22.1	45.7	11.4	11.2	6.4	0.09	0.46	0.12	0.709	0.114	0.177
(4)	1.0	11.9	27.0	20.3	11.1	28.0	0.10	0.40	0.12	0.502	0.204	0.394

Примечание. (1) – габбро-нориты; (2) – нориты; (3) – анортозиты; (4) – рудные разности пород. X_{Fsp} – доля полевого шпата: X_{Fsp} = [Or + Ab + An] / [Or + Ab + An + Di + Hy + OI]; X_{Di} – доля диопсида: X_{Di} = [Di] / [Or + Ab + An + Di + Hy + OI]; X_(Hy + OI) – доля оливина и гиперстена: X_(Hy + OI) = [Hy + OI] / [Or + Ab + An + Di + Hy + OI].

Таблица 3. Расчет процесса кристаллизации пород массива Луккулайсваара (Petrolog 3.0.0.7) при давлении 10 кбар

Расчет процесса кристаллизации							
(1) ¹⁾	(1)	(2)	(2)	(3)	(3)	(4)	(4)
“сух” ²⁾	2% воды	“сух”	2% воды	“сух”	2% воды	“сух”	2% воды
Spl ³⁾ 1260	Orx 1172	OI 1359	OI 1266	Pl 1378	Pl 1207	OI 1366	OI 1274
Orx 1250	Spl 1166	Orx 1339	Orx 1245	Spl 1277	Spl 1182	Orx 1346	Orx 1253
Срх 1248	Срх 1155	Срх 1298	Срх 1204	Срх 1212	Срх 1118	Срх 1283	Срх 1189
OI 1246	OI 1154	Spl 1235	Spl 1140	Orx 1198	Orx 1104	Spl 1252	Spl 1158
Pl 1212	Pl 1040	Pl 1181	Pl 1009	OI 1168	OI 1072	Pl 1151	Pl 979
Mt 1027	Mt 919	Mt 1020	Mt 890	Mt 946	Mt 833	Mt 1080	Mt 952
Ilm 864	Ilm 762	Ilm 738	Ilm 825	Ilm 885	Ilm 743	Ilm 746	Ilm 635

Примечание. ¹⁾ Типы пород: (1) – габбро-нориты; (2) – нориты; (3) – анортозиты; (4) – рудные разности пород. ²⁾ кристаллизация в “сухих” условиях; 2% воды – кристаллизация при содержании 2 мас. % воды в расплаве. ³⁾ Spl – шпинель, Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, ОI – оливин, Pl – плагиоклаз, Мt – магнетит, Ilm – ильменит; числа – температуры начала кристаллизации данной фазы.



Фиг. 2. Фигуративные точки составов пироксенов на диаграмме Ca–(Fe + Mn)–Mg (Marimoto et al., 1998). Пироксены из пород: 1 – норит, 2 – габбро, 3 – габбро-норит, 4 – анортозит, 5 – габбро-пегматит.

Ортопироксен является главным железо-магнезиальным минералом. Он представлен субизометричными зернами размером до 100 мкм, часто образующими сростки с клинопироксеном. Ортопироксен характеризуется невысоким содержанием глинозема (~0.9–1.2 мас. %), оксида кальция (~1.8 мас. %), оксида титана (~0.07 мас. %). Магнезиальность составляет 0.771.

Клинопироксен образует ксеноморфные кристаллы размером до 100 мкм. По составу и формам выделения он может быть подразделен на две генерации (табл. 4). Первая генерация характеризуется повышенным содержанием магния (MgO до 20.4 мас. %), умеренной кальциевостью (CaO до 12 мас. %), невысоким содержанием марганца (MnO 0.17 мас. %). Магнезиальность этого $СРх(1)$ составляет 0.86. Вторая генерация клинопироксена $СРх(2)$ характеризуется меньшим содержанием магния (MgO до 15.95 мас. %), повышенной кальциевостью (CaO до 20.7 мас. %), более высоким содержанием марганца (MnO 0.28 мас. %). Магнезиальность этого $СРх(2)$ составляет 0.80. По общему составу клинопироксены как первой, так и второй генерации могут быть отнесены к магнезиальным авгитам (фиг. 2).

Амфибол, как водосодержащий минерал, образуется на позднемагматической стадии эволюции пород массива. Разнообразие его состава отражает вариацию *PTX*-параметров образования на ре-

грессивном этапе гидротермальной переработки пород массива. В изученных нами образцах амфиболов образует изометричные кристаллы – часто неправильной формы, размером до 50 мкм. По составу проанализированные амфиболы подразделяются на две группы (генерации). Первая группа ($Amf1$) характеризуется повышенной кальциевостью (CaO до 12 мас. %), пониженной глиноземистостью (Al_2O_3 до 13.4 мас. %). Магнезиальность

этого амфибола ($X_{Mg}^{Amf} = Mg/(Mg + Mn + Fe^{2+})$) составляет 0.80. Соотношение $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 4$. Вторая группа ($Amf2$) имеет относительно меньшую кальциевость (CaO до 10 мас. %) и повышенную глиноземистость (Al_2O_3 до 16.1 мас. %). Магнезиальность $Amf2$ составляет 0.91. Соотношение $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 0.47$. Во второй генерации амфиболов повышено содержание трехвалентного железа, что при сходном составе амфиболов свидетельствует о повышении потенциала кислорода в ходе эволюции магматического комплекса Луккулайсваара. При классификации составов амфиболов использована диаграмма кальциевость $Ca/(Na + K + Ca)$ – глиноземистость $Al/(Al + Fe + Mn + Mg + Ti + Si)$, приведенная в работе Л.Л. Перчука и И.Д. Рябчикова (1976). По составу амфиболы на этой диаграмме попадают в поле актинолит–паргасит (с небольшим количеством чермакитового минала).

Таблица 4. Составы минералов из микрозернистого норита (обр. Л-11 – предвершина г. Луккулайсваара, обр. Л-32 – восточный склон г. Луккулайсваара)

Оксид	Норит Л-11					
	ОРх ($n = 7$) ¹⁾	Срх1 ($n = 4$)	СРх2 ($n = 5$)	Аmf1 ($n = 2$)	Аmf2 ($n = 3$)	Pl ($n = 8$)
SiO ₂	55.58(41) ²⁾	57.17(23)	53.95(19)	46.67	45.72(98)	51.38(58)
TiO ₂	0.07(5)	0.07(4)	0.29(11)	0.12	0.12(8)	–
Al ₂ O ₃	0.89(6)	2.18(82)	1.92(95)	13.44	16.14(19)	30.81(20)
FeO	13.89(27)	5.76(47)	6.76(47)	7.55	7.09(77)	0.30(14)
MnO	0.32(8)	0.17(5)	0.28(14)	0.11	0.12(2)	–
MgO	26.81(31)	20.43(21)	15.95(12)	14.24	14.22(35)	–
CaO	1.76(18)	12.01(91)	20.71(91)	12.03	10.70(99)	14.03(28)
Na ₂ O	–	0.14(11)	0.20(11)	1.12	1.16(12)	3.49(19)
K ₂ O	–	–	–	0.20	1.40(45)	–
Σ	99.32	97.93	100.06	95.48	96.69	100.02

Коэффициенты кристаллохимических формул³⁾

Si	2.014	2.111	1.986	6.724	6.456	2.337
Ti	0.002	0.002	0.008	0.013	0.012	–
Al	0.038	0.095	0.083	2.282	2.686	1.651
Fe ³⁺	н.р.	н.р.	н.р.	0.182	0.569	0.011
Fe ²⁺	0.420	0.178	0.208	0.728	0.268	–
Mn	0.010	0.005	0.009	0.013	0.016	–
Mg	1.447	1.124	0.875	3.058	2.993	–
Ca	0.068	0.475	0.817	1.857	1.620	0.684
Na	–	0.010	0.014	0.313	0.320	0.308
K	–	–	–	0.037	0.252	–
X _{Mg} ⁴⁾	0.770	0.860	0.801	0.805	0.913	–
X _{Ca}	н.р.	н.р.	н.р.	0.841	0.739	0.689
X _{Al}	н.р.	н.р.	н.р.	0.175	0.207	0.414

Таблица 4. Окончание

Оксид	Норит Л-32				
	OPx ($n = 5$) ¹⁾	Cpx ($n = 4$)	Amf ($n = 5$)	Pl ($n = 8$)	Ep ($n = 5$)
SiO ₂ ²⁾	57.04(71)	56.06(53)	46.09(3.1)	51.78(48)	38.17(22)
TiO ₂	0.02(2)	0.01(2)	0.31(13)	—	—
Al ₂ O ₃	1.24(11)	1.45(62)	14.55(2.3)	30.03(29)	22.89(35)
FeO	15.21(47)	13.49(57)	13.40(1.2)	0.51(12)	13.57(21)
MnO	0.33(7)	0.34(5)	0.20(8)	—	—
MgO	24.69(28)	15.49(35)	10.27(89)	—	—
CaO	1.40(13)	15.14(82)	11.90(66)	13.06(25)	23.34(37)
Na ₂ O	—	—	1.40(25)	3.81(21)	—
K ₂ O	—	—	0.46(22)	0.15(7)	—
Σ	99.93	101.99	98.58	99.19	97.97
Коэффициенты кристаллохимических формул ³⁾					
Si	2.079	2.064	6.646	2.369	3.009
Ti	0.001	0.000	0.034	—	—
Al	0.053	0.063	2.472	1.619	2.127
Fe ³⁺	н.р.	н.р.	0.016	0.019	0.855
Fe ²⁺	0.463	0.415	1.600	—	0.039
Mn	0.010	0.011	0.024	—	—
Mg	1.340	0.850	2.208	—	—
Ca	0.055	0.597	1.838	0.640	1.971
Na	—	—	0.391	0.338	—
K	—	—	0.085	0.009	—
X _{Mg} ⁴⁾	0.740	0.670	0.576	—	—
X _{Ca}	н.р.	н.р.	0.794	0.649	—
X _{Al}	н.р.	н.р.	0.190	0.405	н.р.

Примечание. ¹⁾ n – количество проанализированных зерен минералов. ²⁾ В скобках приведена погрешность определения состава; знак “—” означает отсутствие данного элемента; обозначение “н.р.” – значение не рассчитывали. ³⁾ Пересчет составов минералов на кристаллохимические формулы проводили: для пироксенов – по кислородному методу, на 6 атомов (O); для амфиболов: по сумме $Mg + Fe + Mn + Al + Si + Ti = 13$ и с учетом суммы зарядов, равной 46; для плагиоклазов и полевых шпатов – по кислородному методу, на 8 атомов (O); для эпидотов по катионному методу – сумма катионов равна 8; для хлоритов – по катионному методу, сумма катионов равна 10. ⁴⁾ Мольные доли: $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$; $X_{Ca} = Ca/(Ca + Na + K)$; $X_{Al} = Al/(Al + Fe + Mg + Mn + Ti + Si)$.

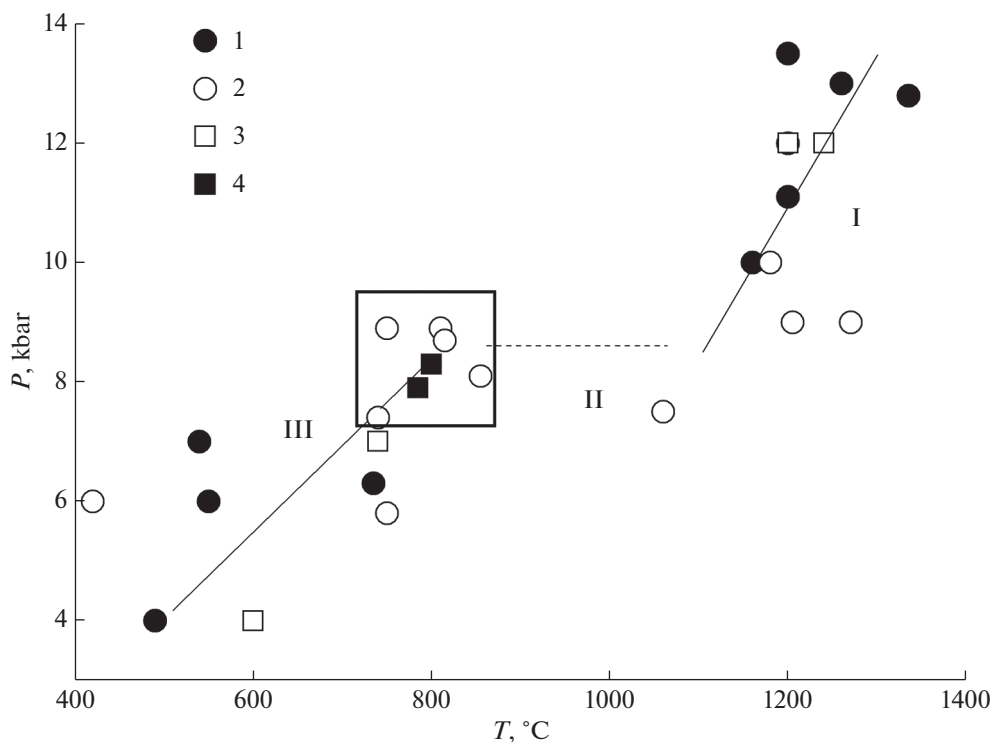
Плагиоклаз образует крупные изометричные кристаллы размером до 2–4 мм. Часто в кристаллах плагиоклаза наблюдаются включения других минералов (клино- и ортопироксенов). Состав плагиоклаза варьирует в небольшом интервале, мольная доля анортита составляет 0.68 ± 0.05 .

Габбро-нориты

В образцах габбро-норитов из эндоконтакта с метавулканитами (обр. Л-1) и из центральной части массива (Л-9) проанализированы клинопироксен, амфибол, калиевый полевой шпат, хлорит, магнетит, ильменит, кальцит (табл. 5, 6).

Клинопироксен представлен авгитом (фиг. 2), который образует субизометричные кристаллы размером 20–30 мкм без следов резорбции и растворения. Средние составы проанализированных клинопироксенов приведены в табл. 5.

Амфибол образует кристаллы неправильной формы размером до 50 мкм. По составу амфибол попадает в поле актинолит–паргасит с небольшим количеством чермакитового минала. Содержание титана в нем достигает 0.05 формульной единицы. Отмечается сравнительно высокое содержание трехвалентного железа в амфиболах (26% от всего железа; или $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 2.87$). Средние составы амфибола приведены в табл. 5.



Фиг. 3. Эволюция PT -параметров при образовании пород массива Луккулайсваара. Породы: 1 – габбро-нориты, 2 – нориты, 3 – анортозиты, 4 – рудные различия. Квадратом выделена область амфиболизации и образования рудных парагенезисов.

Калиевый полевой шпат образует небольшие ксеноморфные кристаллики размером до 15 мкм. Состав его (табл. 5) отвечает чистому ортоклазу без примесей альбитового минала.

Плагиоклаз встречен в одном изометричном зерне размером до 10 мкм. Его состав отвечает An_{43} .

Ильменит представлен довольно крупными (до 200 мкм) изометричными кристаллами. Состав его отвечает формуле $Fe_{1.06}Mn_{0.05}Ti_{0.94}V_{0.01}O_3$. В зернах ильменита присутствуют вкрапленники магнетита. Магнетит обогащен ванадием (содержание V_2O_5 доходит до 1 мас. %) и титаном (TiO_2 до 0.6 мас. %).

Кроме этого, встречаются также минералы, характерные для измененных магматических пород основного состава, в изученном образце встречаются эпидот и хлорит.

Эпидот образует ксеноморфные зерна размером до 5 мкм, часто контактирующие с амфиболом, что в целом характерно для габброидов, испытавших метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Содержание железистого минала эпидота (пистацита) достигает 30 мол. %.

Хлорит представлен образованиями неправильной формы, зачастую встречается в виде примазок. Состав хлорита близок к идеальной стехиометрической формуле (пересчет на сумму

катионов 10), магнизиальность хлорита достигает 40 мол. % (табл. 5).

Наблюдаются также небольшие (до 20 мкм), неправильной формы, зерна кальцита. В кальците присутствуют заметные количества магния (MgO до 0.4 мас. %), марганца (MnO до 0.75 мас. %) и железа (FeO до 1.15 мас. %).

Анортозиты

В образце из анортозитов (Л-42) среди главных породообразующих минералов изучены составы плагиоклаза и клинопироксена, среди вторичных – эпидота и хлорита.

Плагиоклаз образует крупные изометричные кристаллы размером до 2–3 мм. Состав плагиоклазов варьирует: по содержанию CaO от 6.6 до 14.1 мас. %; по содержанию Na_2O от 8.2 до 3.7 мас. %. Плагиоклаз образует две генерации (табл. 6).

Клинопироксен образует удлинённые кристаллы размером 30–40 мкм без следов резорбции и растворения. Пироксен представлен авгитом (фиг. 2) с содержанием Na_2O до 0.3–0.4 мас. %; содержание окиси алюминия до 3.1 мас. %. Средние составы клинопироксенов представлены в табл. 6.

Эпидот образует ксеноморфные зерна размером до 5 мкм, часто контактирующие с плагио-

Таблица 5. Составы минералов из габбро, зона эндоконтакта габбро-норитов (обр. Л-1)

Оксид	Amf ($n = 10$) ¹⁾	Cpx ($n = 4$)	Ep ($n = 2$)	Chl ($n = 5$)	Ksp ($n = 2$)	Pl ($n = 1$)
SiO ₂	42.52(1.32) ²⁾	52.07(3.15)	38.93	25.59(42)	64.77	57.15
TiO ₂	0.37(5)	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	11.87(1.26)	4.55(2.31)	23.06	19.16(88)	18.42	26.80
FeO	22.15(34)	18.16(1.61)	13.88	30.30(3.2)	—	0.30
MnO	0.38(6)	0.35(17)	—	0.40(17)	—	—
MgO	6.81(55)	11.97(1.50)	—	12.07(2.1)	—	—
CaO	11.05(18)	12.05(31)	24.13	—	—	8.66
Na ₂ O	1.68(15)	0.85(15)	—	—	—	6.23
K ₂ O	0.52(11)	—	—	—	17.44	0.67
Σ	97.35	100.01	98.04	87.52	100.63	101.61
Коэффициенты кристаллохимических формул ³⁾						
Si	6.444	1.979	3.008	2.786	2.991	2.528
Ti	0.042	—	—	—	—	—
Al	2.120	0.204	2.100	2.459	1.003	1.491
Fe ³⁺	0.727	н.р.	0.884	0.000	—	0.011
Fe ²⁺	2.079	0.576	0.000	2.759	—	0.000
Mn	0.049	0.011	—	0.037	—	—
Mg	1.538	0.677	—	1.959	—	—
Ca	1.794	0.490	1.997	—	—	0.410
Na	0.493	0.063	—	—	—	0.534
K	0.100	—	—	—	1.027	0.038
X _{Mg} ⁴⁾	0.419	0.536	—	0.412	—	—
X _{Ca}	0.751	н.р.	н.р.	—	—	0.418
X _{Al}	0.163	н.р.	н.р.	н.р.	0.251	0.371

Примечание. ¹⁾ n – количество проанализированных зерен минералов. ²⁾ В скобках приведена погрешность определения состава; знак “—” означает отсутствие данного элемента; обозначение “н.р.” – значение не рассчитывали. ³⁾ Пересчет составов минералов на кристаллохимические формулы проводили: для пироксенов – по кислородному методу, на 6 атомов (O); для амфиболов: по сумме Mg + Fe + Mn + Al + Si + Ti = 13 и с учетом суммы зарядов, равной 46; для плагиоклазов и полевых шпатов – по кислородному методу, на 8 атомов (O); для эпидотов по катионному методу – сумма катионов равна 8; для хлоритов – по катионному методу, сумма катионов равна 10. ⁴⁾ Мольные доли: $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe + Mn)$; $X_{Ca} = Ca / (Ca + Na + K)$; $X_{Al} = Al / (Al + Fe + Mg + Mn + Ti + Si)$.

кларом. Содержание железистого минала эпидота не превышает 4.5 мол. %.

Хлорит представлен образованиями неправильной формы. Состав хлорита близок к идеальной стехиометрической формуле (пересчет на сумму катионов 10), магнезиальность хлорита достигает 74 мол. % (табл. 6).

Рудные разности пород

Исследованы составы минералов жил, сложенных габбро-пегматитом и секущих мелкозернистые нориты в привершинной части разреза, содержащей значительное количество сульфидных минералов. Среди главных породообразующих минералов присутствуют ортопироксен, клинопироксен, пла-

гиоклаз, относящиеся к магматическому этапу формирования массива. Амфибол, широко распространенный в изученных образцах, относится к постмагматической стадии, замещая клинопироксен. Вторичными минералами, образующимися по железо-магнезиальным пироксенам и амфиболам в ходе гидротермальной переработки, являются эпидот и хлорит. Кроме того, отмечены отдельные зерна ильменита. Рудные минералы (халькозин Cu₂S, борнит Cu₃FeS₄, миллерит NiS) образуют скопления, часто приуроченные к трещинам, в которых иногда встречаются отдельные кристаллики вторичного кварца. Составы породообразующих минералов приведены в табл. 7.

Ортопироксен представлен субизометричными зернами размером до 50 мкм, часто образующими

Таблица 6. Составы минералов из габбро-норитов (Л-9) и анортозитов (Л-42)

Оксид	Габбро-нориты Л-9			
	Pl ($n = 3$) ¹⁾	Срх 1 ($n = 5$)	Срх 2 ($n = 3$)	Ер ($n = 5$)
SiO ₂	50.23(22) ²⁾	56.66(61)	52.26(1.1)	38.36(76)
TiO ₂	0.04(3)	0.12(5)	0.02(0.01)	—
Al ₂ O ₃	30.86(52)	2.50(57)	5.67(54)	29.05(63)
FeO	0.50(11)	7.74(65)	8.66(0.87)	5.82(21)
MnO	—	0.19(10)	0.28(11)	—
MgO	—	19.36(43)	16.93(34)	—
CaO	14.61(10)	13.75(42)	13.58(23)	24.67(50)
Na ₂ O	3.79(28)	0.07(6)	0.49(11)	—
K ₂ O	0.05(4)	0.01	0.02(1)	—
Σ	100.08	100.39	100.42	97.36
Коэффициенты кристаллохимических формул ³⁾				
Si	2.298	2.060	1.907	2.971
Ti	0.001	0.003	0.000	—
Al	1.664	0.107	0.242	2.651
Fe ³⁺	0.019	н.р.	н.р.	0.407
Fe ²⁺	—	0.235	0.261	—
Mn	—	0.006	0.009	—
Mg	—	1.048	1.019	—
Ca	0.716	0.535	0.526	2.002
Na	0.336	0.005	0.034	—
K	0.003	0.000	0.001	—
X _{Mg}	—	0.811	0.790	—
X _{Ca}	0.679	—	—	—
X _{Al}	0.419	—	—	—

Таблица 6. Окончание

Оксид	Анортозиты Л-42				
	P11	P12	Срх	Ер	Chl
SiO ₂	60.44(98)	50.64(22)	56.39(83)	39.52(25)	29.27
TiO ₂	0.04(3)	0.02(5)	0.12(5)	0.03(3)	—
Al ₂ O ₃	24.65(1.0)	30.85(63)	3.13(72)	32.25(44)	20.53
FeO	0.18(9)	0.46(22)	7.57(22)	2.07(1.1)	14.25
MnO	—	—	0.20(8)	0.12(8)	0.09
MgO	—	—	18.84(32)	—	23.14
CaO	6.58 (1.1)	14.09(49)	13.50(19)	24.90(36)	—
Na ₂ O	8.18(69)	3.67(5)	0.29(8)	—	—
K ₂ O	0.09(4)	0.08(3)	—	—	—
Σ	100.16	99.81	100.04	98.89	87.28
Коэффициенты кристаллохимических формул ³⁾					
Si	2.692	2.316	2.055	2.981	2.928
Ti	0.001	0.001	0.003	0.002	—
Al	1.294	1.663	0.134	2.867	2.420
Fe ³⁺	0.007	0.008	н.р.	0.167	0.000
Fe ²⁺	—	—	0.230	0.000	1.192
Mn	—	—	0.006	0.008	0.008
Mg	—	—	1.023	0.000	3.451
Ca	0.314	0.690	0.527	2.012	—
Na	0.706	0.325	0.020	—	—
K	0.005	0.004	0.000	—	—
X _{Mg} ⁴⁾	—	—	0.810	—	—
X _{Ca}	0.306	0.676	—	—	—
X _{Al}	0.324	0.417	—	—	—

Примечание. ¹⁾ *n* – количество проанализированных зерен минералов. ²⁾ В скобках приведена погрешность определения состава; знак “—” означает отсутствие данного элемента; обозначение “н.р.” – значение не рассчитывали. ³⁾ Пересчет составов минералов на кристаллохимические формулы проводили: для пироксенов – по кислородному методу, на 6 атомов (O); для амфиболов: по сумме Mg + Fe + Mn + Al + Si + Ti = 13 и с учетом суммы зарядов, равной 46; для плагиоклазов и полевых шпатов – по кислородному методу, на 8 атомов (O); для эпидитов по катионному методу – сумма катионов равна 8; для хлоритов – по катионному методу, сумма катионов равна 10. ⁴⁾ Мольные доли: X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn); X_{Ca} = Ca/(Ca + Na + K); X_{Al} = Al/(Al + Fe + Mg + Mn + Ti + Si).

сростки с клинопироксенами. Ортопироксен характеризуется невысокими содержаниями глинозема (~0.9–1.2 мас. %), оксида кальция (~1.4 мас. %), оксида титана (~0.01 мас. %). Магнезиальность составляет 0.739. По своему составу ортопироксен соответствует магнезиальным пижонитам.

Клинопироксен образует ксеноморфные кристаллы размером до 200 мкм. Для него характерно умеренное содержание магния (MgO до 15.5 мас. %) и кальция (CaO до 13.1 мас. %), невысокие содержания марганца (MnO 0.33 мас. %). Магнезиальность клинопироксена составляет 0.67. По общему составу он может быть отнесен к магнезиальному авгиту (фиг. 2).

Амфибол образует изометричные кристаллиты неправильной формы, размером до 50 мкм. По составам проанализированные амфиболы подразделяются на две группы (генерации). Первая группа (Amf1) характеризуется повышенной железистостью (FeO до 23.8 мас. %) и пониженной магнезиальностью (MgO до 4.4 мас. %). Вторая группа (Amf2) имеет относительно меньшую железистость (FeO до 13 мас. %) и повышенную магнезиальность (MgO до 10.1 мас. %).

Плагиоклаз представлен довольно крупными (до 2–3 мм) изометричными кристаллами. Состав его достаточно постоянный, содержание анортитового минала составляет 64.8 мол. %.

Таблица 7. Составы минералов из рудного габбро-пегматита (обр. Л-13)

Оксиды	Габбро-пегматит Л-13						
	Opх ($n = 4$) ¹⁾	Cpx ($n = 5$)	Am1 ($n = 3$)	Am2 ($n = 4$)	Pl ($n = 3$)	Ep	Chl
SiO ₂	57.04(71) ²⁾	56.06(23)	38.42(99)	42.49(56)	51.72(57)	37.28	30.01
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	—	—	—
Al ₂ O ₃	1.24(32)	1.45(22)	17.20(34)	18.36(67)	30.13(19)	22.50	22.06
FeO	15.21(89)	13.49(51)	23.79(87)	12.99(54)	0.42(15)	13.55	10.56
MnO	0.33(5)	0.34(12)	0.01	0.01	—	0.46	0.34
MgO	24.69(44)	15.49(52)	4.37(34)	10.04(40)	—	—	25.98
CaO	1.40(5)	13.14(21)	11.63(23)	12.07(42)	13.14(31)	21.36	—
Na ₂ O	—	—	1.88(11)	1.73(22)	3.85(18)	—	—
K ₂ O	—	—	0.90(21)	0.38(11)	0.16(8)	—	—
Σ	100.96	99.98	98.20	98.07	99.42	95.15	88.95
Коэффициенты кристаллохимических формул ³⁾							
Si	2.052	2.106	5.869	6.140	2.365	3.032	2.889
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	—	—	—
Al	0.078	0.064	3.096	3.127	1.624	2.156	2.503
Fe ³⁺	н.р.	н.р.	0.626	0.300	0.016	0.780	—
Fe ²⁺	0.450	0.423	2.413	1.269	—	0.140	0.850
Mn	0.007	0.011	—	—	—	0.032	0.028
Mg	1.370	0.867	0.995	2.163	—	—	3.729
Ca	0.042	0.529	1.903	1.868	0.644	1.860	—
Na	0.000	0.000	0.557	0.485	0.341	—	—
K	0.000	0.000	0.175	0.070	0.009	—	—
X _{Mg} ⁴⁾	0.75	0.67	0.292	0.630	—	—	—
X _{Ca}	—	—	0.722	0.771	0.647	—	—
X _{Al}	—	—	0.238	0.240	0.406	—	—

Примечание. ¹⁾ n – количество проанализированных зерен минералов. ²⁾ В скобках приведена погрешность определения состава; знак “—” означает отсутствие данного элемента; обозначение “н.р.” – значение не рассчитывали. ³⁾ Пересчет составов минералов на кристаллохимические формулы проводили: для пироксенов – по кислородному методу, на 6 атомов (O); для амфиболов: по сумме $Mg + Fe + Mn + Al + Si + Ti = 13$ и с учетом суммы зарядов, равной 46; для плагиоклазов и полевых шпатов – по кислородному методу, на 8 атомов (O); для эпидитов по катионному методу – сумма катионов равна 8; для хлоритов – по катионному методу, сумма катионов равна 10. ⁴⁾ Мольные доли: $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$; $X_{Ca} = Ca/(Ca + Na + K)$; $X_{Al} = Al/(Al + Fe + Mg + Mn + Ti + Si)$.

Флюидные включения

В полевом шпате из габбро встречены расплавные и флюидные включения. Расплавные включения представлены тонко раскристаллизованными единичными разностями, в которых иногда заметна газовая фаза, обычно имеют правильную призматическую форму и очень малые размеры – до 5 мкм, что не позволяет определить их состав. Флюидные включения не связаны с ними по своему расположению, встречаются отдельными небольшими группами или вдоль залеченных трещин, также довольно мелкие – до 10 мкм. Криометрическим методом были изучены однофазные

жидкие включения, расположенные в коротких трещинах, не выходящих за пределы зерна. По этому признаку их можно отнести к первично-вторичным включениям. Они содержат жидкую углекислоту с плотностью 0.8965–1.0065 г/см³ (температура гомогенизации в жидкость –11...–15°C).

В габбро-норитах встречены аналогичные вышеописанным расплавные и углекислотные включения с температурами гомогенизации в жидкость в пределах –12...–13°C, что отвечает плотностям углекислоты 0.9916–0.9964 г/см³.

Помимо однофазных углекислотных включений в трещинах нескольких генераций, выходящих

за пределы зерна, встречены двухфазные газ + жидкость разности. Это явно вторичные включения.

Двухфазные включения более ранней генерации, размером до 15–30 мкм, имеют призматическую или неправильную форму и содержат водно-солевые растворы. Температуру эвтектики надежно измерить не удалось, но она явно ниже -27°C . Больше всего это похоже на растворы MgCl_2 . Плавление льда происходит в интервале температур от -4.0 до -2.7°C , что отвечает концентрации 6.5–4.5 мас. % NaCl -экв. Гомогенизация в жидкость происходит при 270 – 275°C .

Более поздние включения неправильной или призматической формы гомогенизируются в жидкость при 167 – 185°C . Эвтектика плавится при температуре -21 ... -20°C , что близко к значениям эвтектики для NaCl -растворов. Плавление льда происходит в интервале температур от -1.5 до -1.2°C , что отвечает концентрации 2.6–2.1 мас. % NaCl -экв.

В рудных разновидностях пород расплавные включения не встречены, а среди флюидных можно выделить несколько генераций. Наиболее ранние единичные или расположенные небольшими группами включения жидкой углекислоты размером до 30 мкм, мелкие трехфазные газ + жидкость + кристаллы вторичные включения и позднетворичные высокоплотные двухфазные включения неправильной амебовидной формы, с небольшим пузырьком пара.

Плавление во включениях жидкой углекислоты происходит при -58 ... -57°C , что свидетельствует о небольшой – около 5 мол. % – примеси низкокипящих газов (N_2 или CH_4). Гомогенизация в жидкость происходит при температурах -15 ... -13°C , что отвечает плотностям углекислоты 1.0062 – 0.9964 г/см³.

В трехфазных включениях газ + жидкость + кристаллы при нагревании кристаллические фазы растворяются при температуре 338 – 340°C , что отвечает содержаниям приблизительно 43 мас. % NaCl -экв. Пузырек пара исчезает при 458 – 465°C .

Гомогенизация в жидкость позднетворичных двухфазных включений происходит при температурах 120 – 160°C . По результатам криометрии в них содержатся низкоконцентрированные растворы: 0.35 – 1.4 мас. % NaCl -экв.

Наличие нескольких генераций вторичных включений свидетельствует о наложенных процессах. Однако их трудно сопоставить с каким-либо конкретным этапом изменения пород – хлоритизацией или другим эпизодом. Исклучение, вероятно, можно сделать для высококонцентрированных растворов, представленных трехфазными включениями: они встречаются только в породах, в которых развита сульфидная (рудная) минерализация.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Составы пород массива

Как уже упоминалось выше, мы приняли классификацию пород массива, приведенную в работе В.А. Глебовицкого и др. (Glebovitsky et al., 2001). Представляется, что для решения наших задач – оценки физико-химических параметров эволюции магм, процессов кристаллизации и постмагматической истории массива Луккуллайсваара – целесообразно в первую очередь исследовать наиболее широко распространенные разности пород. Результаты анализов отобранных нами образцов (табл. 1) практически совпадают с приведенными в указанной публикации составами пород.

Оказалось, что в ряду габбро-норит–норит–анортозит средние содержания SiO_2 (51.4 мас. %) практически одинаковы, а для рудных разностей характерно некоторое снижение содержания кремнезема – до 47.4 мас. %. Содержание глинозема максимально в анортозитах (21.39 мас. %) и минимально в рудных разностях пород (13.76 мас. %). В табл. 1 приведены также некоторые параметры составов изученных пород. Сравнение параметров указывает на генетическую близость габбро и норитов, в то время как анортозиты весьма существенно отличаются от них по величинам мольной доли алюминия и A/CNK и отношения AlSi . Рудные разности пород также весьма отличаются от габбро и норитов. Нормативные составы (CIPW), приведенные в табл. 2, также свидетельствуют о существенном отличии анортозитов и рудных разностей пород от группы габбро-норитовых пород. По-видимому, можно предположить образование анортозитов при дифференцировании исходного расплава габбро-норитового состава в процессе магматического замещения по Д.С. Коржинскому. Рудные разности пород, очевидно, обязаны своим преобразованием позднематематическим и постмагматическим процессам: аутометасоматозу, метаморфизму и гидротермальному воздействию вторичных флюидов. И тектонические движения, и подток глубинных флюидов в течение длительной геологической истории региона оказывали существенное постмагматическое воздействие на породы массива и способствовали концентрированию рудного вещества.

Расчет хода кристаллизации магм

В обзоре предшествующих работ, посвященных изучению массива Луккуллайсваара (Шарков, Леднева 1993), приводятся выводы о том, что внедрение основных расплавов и кристаллизация протекли при давлении 7 кбар. В.А. Глебовицкий и др. (Glebovitsky et al., 2001) на тренде PT -эволюции вещества при генезисе пород массива приводят интервал давлений от 11 до 3 кбар. Моделирование условий постмагматической эволюции пород мас-

сива Луккулайсваара и образование вторичных минеральных ассоциаций по данным С.В. Семёнова и др. (2008) осуществлялся в режиме декомпрессии при температуре от 800 до 350°C и давлении от 10 до 2.5 кбар.

В последние десятилетия разработаны расчетные методы, позволяющие по составу пород оценивать ход их кристаллизации (мы использовали программу “Петролог” (Danyushevsky, Plechov, 2011)). Кроме того, в работах (Putirka, 2008) предложены методы оценки *PT*-параметров по составу ликвидусных фаз (пироксенов, плагиоклазов), находящихся в равновесии с магматическим расплавом. Эти методы, основанные на экспериментальных данных, успешно использовались для оценки хода эволюции расплавов океанических базальтов. Поскольку валовые составы наших пород сходны с базальтами, этот расчетный комплекс методов можно применить для оценки *TR*-параметров эволюции первичных расплавов вплоть до внедрения и кристаллизации пород массива.

Как указывалось выше, исходя из составов изученных пород, используя программный комплекс “Петролог” (версия Petrolog 3.0.0.7), проведен расчет хода кристаллизации соответствующих магм: оценено, какие именно и при каких температурах появлялись ликвидусные фазы, а также последовательность и температура начала кристаллизации последующих минеральных фаз (табл. 3). Были приняты следующие начальные параметры: давление 10 кбар (Glebovitsky et al., 2001), содержание воды в расплаве 0 и 2 мас. %. Оказалось, что первой ликвидусной фазой для габбро-норитов является ортопироксен, а для норитов и рудных разностей пород – оливин, для анортозитов – плагиоклаз. Максимальная температура появления ликвидусной фазы для “сухих” расплавов: у анортозитов 1378°C, у рудных разностей – 1366°C. Нориты в “сухих” условиях начинают кристаллизоваться при 1339°C; самая низкая температура начала кристаллизации – у габбро-норитов (1250°C). При содержании 2 мас. % воды порядок кристаллизации не меняется, в то время как температуры начала кристаллизации для норитов и габбро-норитов в среднем снижаются на 90°C, а для анортозитов снижение температуры составляет около 170°C.

Величины давления магмогенерации мы можем оценить лишь ориентировочно, рассматривая значения, полученные при оценках *PT*-параметров по составам ликвидусных фаз – в среднем самые высокие значения давления составляют 12.6 ± 0.6 кбар (при интервале значений от 12 до 13.5 кбар).

Минералы массива Луккулайсваара

Минералы массива подразделяются по своему генезису на две главные группы. Первая – мине-

ралы магматического генезиса (Ol, Spl, CPx, OPx, Pl, Ilm, Mt). Все они представлены в табл. 3, в которой показан ход последовательной кристаллизации различных по составу пород массива, рассчитанный с использованием программы Petrolog 3.0.0.7. Равновесия этих минералов друг с другом и с магматическим расплавом использованы при оценке *PT*-параметров расплава магматической стадии: начала кристаллизации первых ликвидусных фаз, этапа движения (подъема) магмы, внедрения и окончательной кристаллизации (фиг. 2).

Необходимо заметить, что на этой первой, магматической стадии, в процессе кристаллизации при давлениях ниже 15 кбар, может происходить отделение сульфидных капель от силикатного расплава (Горбачев, 1989). Первой фазой является моносульфид железа, который при снижении *PT*-параметров начинает концентрировать в себе рудные металлы (Ni, Cu) и элементы платиновой группы, давая начало процессам оруденения массива.

Минералы второй группы начинают образовываться на последних стадиях кристаллизации в присутствии флюидов магматогенного происхождения за счет реакций железо-магний-содержащих минералов (оливина, шпинели, пироксенов) с плагиоклазом, в условиях отделения летучих от пород массива. На этой стадии происходит образование амфиболов и рекристаллизация плагиоклаза со смещением его состава в сторону более кислых разностей. В зонах эндоконтакта с вмещающими породами за счет метасоматических реакций образуются парагенезисы с калиевым полевым шпатом. Происходит рекристаллизация рудных минералов. На этой стадии образуются эпидот и хлорит. За счет тектонических процессов при гидротермальном преобразовании пород массива по трещинам образуются кварцевые жилы, иногда содержащие сульфидное вещество. На основе исследования составов минералов позднемагматической и гидротермальной стадий можно оценить условия, при которых протекали процессы их образования.

Минеральные равновесия. Результаты расчета температур и давлений по равновесиям минералов представлены в табл. 8. Величины давлений при выплавлении магм, вероятно, были выше 13.5–14.5 кбар (с учетом средней погрешности оценки давлений ± 2 кбар). Это соответствует глубине 45–50 км, приблизительно на границе Мохоровичича. При движении магматического расплава вверх происходило снижение давления до 9.6 ± 1.8 кбар, температуры от $\sim 1300 \pm 50$ до 1050 ± 60 °C. Одновременно с понижением *PT*-параметров нарастала степень закристаллизованности расплава. Таким образом, результаты проведенных расчетов свидетельствуют, что внедрение магмы во вмещающие архейские гнейсы происходило при 1050°C и давлении 9.6 ± 1.8 кбар. На-

ми оценена степень закристаллизованности габбро-норитов при 1100°C и давлении 10 кбар: в случае “сухого” расплава кристаллизуется около 70% расплава (Spl, Орх, Срх, Pl); если содержание воды составляет 2 мас. % — степень закристаллизованности отвечает примерно 25% (Орх, Spl, Срх). Окончательная кристаллизация расплава происходила при незначительном снижении давления от 9.6 ± 1.8 до 8.7 ± 0.8 кбар (в среднем 9.0 ± 1.3 кбар) и падении температуры от 1050 ± 60 до 800 ± 80 °C. При этом осуществлялась полная кристаллизация расплава и образовывались парагенезисы габбро-норитов, норитов и анортозитов (Орх, Срх, Pl, Spl, Mt). При кристаллизации выделялся флюид, ранее растворенный в расплаве, и при снижении температуры ниже 800°C происходило образование амфиболов. По данным изучения флюидных включений, отделяющийся флюид был обогащен углекислотой и имел плотность около 1.01 г/см³, при 1050°C давление соответствует 8.1 кбар, т.е. результаты изучения флюидных включений высокоплотной углекислоты в целом согласуются с данными расчетов по минеральным термометрам и барометрам с учетом погрешности. Следует отметить, что полученные нами значения давления при кристаллизации массива от 9.6 ± 1.8 до 8.7 ± 0.8 кбар несколько ниже, чем приведенные в работе С.В. Семенова и др. (2008), но, в то же время, выше значений давления при внедрении и начале кристаллизации, приведенных в работе Е.В. Шаркова и Г.В. Ледневой (1993).

Рудные разности пород имеют большее содержание MgO, FeO, пониженные (относительно габброидов и анортозитов) концентрации SiO₂ и (Na₂O + K₂O) (табл.1). В целом ход их кристаллизации близок к габброидным разностям. Содержание серы в рудных разностях пород в среднем составляет около 1–1.5 мас. %. По данным Н.С. Горбачева (1989), при 1350°C в обводненном основном базальтовом расплаве максимальное содержание серы составляет при 15 кбар около 0.7 мас. %. С понижением давления растворимость серы в расплаве уменьшается. Это свидетельствует о том, что в магматическом расплаве массива Луккулайсваара присутствовали капли сульфидного вещества. В пользу этого свидетельствует также наличие рудных сульфидных минералов (халькопирита, пирита, пентландита) в габброидных породах.

Дальнейшее развитие массива (фиг. 2) происходило при снижении температуры и давления при одновременном воздействии метаморфических процессов. При температурах 800–650°C и давлениях 8–6 кбар продолжалось формирование равновесных ассоциаций амфиболов и плагиоклазов, сопровождающееся развитием рудной (сульфидной) минерализации. В дальнейшем температура снижалась до 490–550°C, а давление — до 4 кбар. Происходило образование

эпидота и цоизита. Равновесия амфиболов, клинопироксенов, плагиоклазов с цоизитом показывают значения температур от 650 до 500°C и давлений от 6 до 4 кбар.

Для образца габбро-норита (Л-1) расчет равновесия плагиоклаза и калиевого полевого шпата при давлении 4 кбар приводит к температуре 490°C. Однако гидротермальная переработка продолжалась и при более низких значениях *TP*-параметров. Об этом свидетельствует широкое развитие процессов хлоритизации (оценки температур по составам хлоритов дают значения 220–270°C) и образование кварцевых жил, которое шло при температурах ниже 400°C.

Флюидные включения

Включения высокоплотной углекислоты в плагиоклазе габбро идентифицированы нами как первично-вторичные, т.е. захваченный ими флюид отражает условия кристаллизации. Согласно расчетам (табл. 8), первые кристаллы плагиоклаза появились при температуре 1160°C (равновесие плагиоклаз–расплав). Исходя из плотностей углекислоты, содержащейся во включениях, давление при этом составляло 10.5 кбар. Интервал температур и давлений, при которых в дальнейшем осуществлялась совместная с другими минералами кристаллизация полевого шпата, рассчитан по ряду минеральных равновесий. Он отвечает значениям от 815°C (равновесие Amf–Pl) до 420°C (равновесие TWQ 2.3.2), давление при этом изменялось от 8.9 до 6 кбар. Данные изучения величин плотностей углекислотных включений позволили рассчитать давления при этих температурах: для максимальных плотностей это 7.8–4.2 кбар, для минимальных 4.8–2.6 кбар. Полученная при расчетах температура 420°C представляется заниженной и отражает, по-видимому, изменение состава минералов вследствие наложенных процессов. Поэтому следует ориентироваться на значения 530–540°C как нижней границы кристаллизации плагиоклаза. При этой температуре давление по данным флюидных включений составляет около 5.4–5.5 кбар. Таким образом, по данным изучения флюидных включений, давление при кристаллизации плагиоклаза габбро снижалось от 10 до 5.4 кбар.

Согласно расчетам по минеральным равновесиям, кристаллизация габбро-норитов протекала при 1180–600°C и 10–7.4 кбар. (табл. 8). Равновесие плагиоклаз–расплав осуществлялось при 1060°C. Исходя из данных изучения включений, давление при этом отвечало 8.1–8.0 кбар. Результаты расчетов *PT*-условий совместной кристаллизации полевого шпата, амфибола и других минералов габбро-норитов по различным минеральным термометрам свидетельствуют, что происходила она в интервале 800–740°C и 8.3–7.4 кбар, а при 240°C

Таблица 8. Параметры петро- и минералогенеза массива Луккулайсваара (определены по различным минеральным термометрам)

№ обр.	Место взятия	Парагенезис	Термометр (барометр)	Минералы ¹⁾	T°C	P, кбар
Габброиды, ведущий парагенезис: Pl + Cpx ± Opx + (Amf + Ep ± Chl). Ликвидусная фаза – клинопироксен						
Л-1	Верхний контакт	Cpx + Amf + Ep + + Chl + Ksp + Pl	Putirka, 2008	Cpx-liq	1260 ± 20	13.0 ± 2.5
			CpxBar	Cpx	1200*	11.1 ± 2
			Amf-Pl	Amf-Pl	735 ± 25	6.3 ± 1.5
			TWQ2.3.2	Amf + Pl + Cpx + + Ep	530	6
			Amf-Cpx	Amf + Cpx	640	–
			2-Fsp	Pl + Ksp	490	4?
			Chl	Chl	270	–
Л-9	Вершина микро- габбро	Pl + Cpx + Amf + + Ep	Putirka, 2008	Cpx-liq	1270 ± 20	9.0 ± 2.5
			Putirka, 2008	Pl-liq	1160	10 ± 2
			CpxBar	Cpx	1200*	13.5 ± 2.8
			Amf-Cpx	Amf + Cpx	780	–
			Amf-Pl	Amf + Pl	780	–
			TWQ2.3.2	Amf + Pl + Cpx	540	7
			Л-11	Вершина	Cpx + Opx + Am + + Pl	Nimis, Ulmer, 1998
Л-11-1			Putirka, 2008	Cpx-liq	1270 ± 20	9.0 ± 2.5
			CpxBar	Cpx	1200*	12 ± 2
			Перчук, Рябчиков, 1976	Cpx-Opx	895	–
			TWQ2.3.2	Amf + Pl + Cpx + + Opx	855	8.1 ± 1.5
			Amf-PT	Amf + Pl	750	8.9 ± 2.5
			Amf-Cpx	Amf + Cpx	750–520	
			Симакин, Шапошни- кова, 2016	Amf	–	8.3
Л-11-2			Симакин, Шапошникова, 2016	Amf	–	10.9
349	Предвершина	Pl + Opx + Amf + + Ep	Putirka, 2008	Opx-liq	1205	9 ± 2
			Перчук, Рябчиков, 1976	Opx-Am	900	–
			Amf-PT	Amf1 + Pl1	810	8.9
			Amf-PT	Amf1 + Pl2	815	8.7
			Amf-PT	Amf2 + Pl1	750	5.8
			TWQ2.3.2	Opx-Pl-Amf	420	6

Таблица 8. Окончание

№обр.	Место взятия	Парагенезис	Термометр (барометр)	Минералы ¹⁾	T°C	P, кбар
Габбро-нориты, ведущий парагенезис: Pl + Орх + Срх Ликвидусная фаза – ортопироксен						
Л-32	300 м на запад от базы “Норит”, канавка 166	Габбро-норит Pl + + Орх + Срх + Amf	Putirka, 2008	Орх-liq	1180	10 ± 2
			Симакин, Шапошникова, 2016	Amf	–	10.1
				Pl-liq?	1060	7.5
			Amf-PT	Amf1-Pl	740	7.4
			Amf-Срх	Amf1 + Срх	750	–
			Amf-Срх	Amf2 + Срх	600	–
Л-13	Вершина	Габбро-пегматит рудный	Amf-PT	Amf-Pl	800	8.3 ± 2
			TWQ2.3.2	Amf + Срх + Орх	785	7.9 ± 2
			Перчук, Рябчиков, 1976	Amf-Срх	650	–
			Chl	Chl	240	–
Л-13-1			Симакин, Шапошникова, 2016	Amf	–	7.6
Л-13-2			Симакин, Шапошникова, 2016	Amf	–	12.4
Анортозиты, ведущий парагенезис Pl + Срх Ликвидусная фаза – плагиоклаз						
Л-42	Канавка (Т100 – “Норит”)	Анортозит Pl + + Срх + Amf + Ep + + Chl	Putirka, 2008	Pl-liq	1240	12 ± 1
			СрхVar	Срх	1200*	12 ± 2
			TWQ2.3.2	Amf + Срх + Pl + + Ep	740	7 ± 1.5
			Перчук, Рябчиков, 1976	Amf-Срх	840	–
			Перчук, Рябчиков, 1976	Amf + Pl	750–550	–
			Amf-PT	Amf-Pl	670–530	4 ± 0.5
			Chl	Chl	240	–

Примечание. ¹⁾ – минералы, по которым рассчитывали PT-параметры; * – температура, при которой определяли давление.

появляется хлорит. По данным изучения флюидных включений, давление при этом соответствовало 7.8–7.4 кбар.

К сожалению, обнаруженные вторичные водно-солевые включения трудно привязать к определенному этапу минералообразования в габбро-норитах. Более ранняя генерация с температурой гомогенизации около 270–275°C, содержащая растворы с концентрацией до 6.5 мас. % NaCl-экв. и плотностью 0.78 г/см³, не может соответствовать этапу хлоритизации в силу своей высокой темпе-

ратуры: тогда давление этого процесса было бы ниже 100 бар.

Второй, более поздний, тип вторичных включений с температурой гомогенизации 167–185°C имеет меньшую соленость (до 2.6 мас. % NaCl-экв.) и плотность около 0.88 г/см³. Можно предположить, что эти включения самой поздней генерации отражают этап хлоритизации. В этом случае при температуре 270°C давление соответствовало 1.2–1.8 кбар.

Таблица 9. Параметры эволюции массива Луккулайсваара и коэффициенты линейных уравнений вида: $P(\text{кбар}) = A + B \cdot (T^\circ\text{C}/1000)$, описывающих различные этапы процесса

Этап	Интервал T , °C	$E_x^{(6)}$, (°C)	Интервал P (кбар)	$E_x^{(7)}$, (кбар)	A	B	$E_x^{(8)}$, (кбар)
Подъем магмы ¹⁾	1350→1060	±60	13.5→9.6	±1.8	-10.796	17.734	0.9
Кристаллизация ¹⁾	1060→800	±70	9.6→8.7	±1.3	5.9321	3.4601	1.4
Постмагм. ²⁾	800→490	±40	8.7→4.0	±0.7	2.0690	6.70770	0.7
Постмагм. ³⁾	800→700	±40	6.5→5.5	±0.1	-0.12219	8.00382	0.05
Постмагм. ⁴⁾	750→450	±30	5.5→2.5	±0.1	-2.8938	11.2169	0.07
Постмагм. ⁵⁾	450→200	±30	4.0→1.0	±0.1	-2.1115	15.1156	0.09

Примечание. ¹⁾ PT -параметры рассчитывали по составам ликвидусных фаз в равновесии с расплавом, при кристаллизации параметры рассчитывали по составам сосуществующих минеральных фаз; ²⁾ постмагматический этап – PT -параметры рассчитаны по различным минеральным термо-барометрам; ³⁾ расчет температуры по составам минералов в парагенезисах, расчет давления по плотностям углекислоты во флюидных включениях; ⁴⁾ расчет температуры по минералам, давления – по водным флюидным включениям 1-й генерации; ⁵⁾ расчет температуры по минералам, давления – по водным флюидным включениям 2-й генерации; ⁶⁾ погрешность расчета температуры; ⁷⁾ погрешность оценки давления; ⁸⁾ погрешности экстраполяции данных уравнениями вида: $P(\text{кбар}) = A + B \cdot (T^\circ\text{C}/1000)$, в кбар.

Плотность углекислотных включений в рудных разностях пород при температуре 800°C, отвечающей расчетам по равновесию амфибол–плаггиоклаз, указывает на давление около 7.7 кбар.

Таким образом, обобщая вышесказанное, можно утверждать, что в изученных породах массива Луккулайсваара включения высокоплотной углекислоты в целом отражают условия образования амфибол–плаггиоклазовых ассоциаций этих пород. Некоторые различия в значениях давления, полученных по разным оценкам – включениям и минеральным равновесиям – укладываются в погрешность расчета. Наличие нескольких генераций вторичных включений свидетельствует о наложенных процессах. Однако их трудно сопоставить с каким-либо конкретным этапом изменений пород – хлоритизацией или другим эпизодом. Исключение, вероятно, можно сделать для высококонцентрированных растворов, представленных трехфазными включениями: они встречаются только в породах, в которых развита сульфидная (рудная) минерализация. Если предположить, что захватывались эти включения при давлении 4 кбар, температура захвата их близка к 850°C. Обнаружение этих (трехфазных) включений может свидетельствовать о том, что сульфиды отлагались при более низких давлениях, а возможно, и температурах.

Результаты изучения флюидных включений позволяют утверждать, что эволюция основного магматического расплава происходила в относительно “сухих” условиях. Основная масса включений образовалась в два основных этапа: (1) при кристаллизации массива; (2) на постмагматической гидротермальной стадии. Включения первого этапа представлены высокоплотными углекислыми включениями, флюид был обогащен углекисло-

той. На постмагматической стадии захватывались водно-солевые порции флюида, практически не содержащие углекислоты. Ранние двухфазные включения имеют более высокую соленость и представлены растворами, обогащенными, по-видимому, MgCl_2 . На низкотемпературной (гидротермальной) стадии образовывались двухфазные водно-солевые включения невысоких концентраций. Таким образом, можно сделать вывод о смене режима флюидов на постмагматическом этапе эволюции пород массива. Этот факт может быть связан с наложенными более поздними процессами метаморфизма и воздействием гидротермальных флюидов на породы массива Луккулайсваара.

Тренды изменения PT -параметров на различных стадиях формирования массива можно описать линейными зависимостями типа: $P(\text{кбар}) = A + B \cdot (T^\circ\text{C}/1000)$. Результаты расчетов представлены в табл. 9. Из рассмотрения данных таблицы видно, что максимальное значение коэффициента B уравнения зависимости $P = f(t/1000)$, отвечающей за соотношение $P/(T \times 1000^{-3})$ на стадии подъема магматического расплава ~17.7, для этапа кристаллизации изменение давления при значительном снижении температуры невелико ($B = 3.46$). Гидротермальный, постмагматический этап, характеризуется более высоким соотношением $P/(T \times 1000^{-3})$; $B = 6.7$. Если воспользоваться данными по оценке давления по флюидным включениям, третий, постмагматический этап разбивается на три интервала: (а) высокотемпературный ($T^\circ\text{C} = 800 \rightarrow 700$), $B = 8.004$; (б) среднетемпературный ($T^\circ\text{C} = 750 \rightarrow 450$), $B = 11.22$; (в) низкотемпературный ($T^\circ\text{C} = 450 \rightarrow 200$), $B = 15.11$. Эти этапы постмагматической эволюции характеризовались тектоническими нарушениями, которые способствовали появлению трещин в минералах с последующим захватом порций

флюида и залечиванием трещин. Процессы гидротермальной переработки массива проходили при температурах от 800 до примерно 500°C при снижении давления от 7–8 до 3–4 кбар. При этом происходила интенсивная рекристаллизация рудных минералов и их концентрирование в “зонах разгрузки”. По-видимому, гидротермальная переработка продолжалась и при более низких значениях *PT*-параметров. Об этом свидетельствует широкое развитие процессов хлоритизации (270–240°C и 2.5–1.5 кбар). С этими процессами связано образование кварцевых жил на самых поздних этапах постмагматической эволюции пород массива Луккулайсваара.

ВЫВОДЫ

Таким образом, полученные данные позволяют сделать вывод о том, что габбро-норитовый массив Луккулайсваара формировался в 3 этапа: первый – магматический (внедрение основного расплава и его кристаллизация); второй – позднемагматический, связанный с аутометасоматической переработкой отделяющимися флюидами, и третий – гидротермальный, связанный с более поздними процессами. Полученные результаты свидетельствуют, что кристаллизация пород массива началась при температуре выше 1100–1200°C и давлении ~10–13.5 кбар. Следующий этап, зафиксированный межфазовым распределением элементов в равновесиях амфибол–плагиоклаз, характеризуется охлаждением до температуры 800–650°C и снижением давления до 7–8 кбар. Дальнейшее понижение температуры ниже 600°C сопровождалось снижением давления до 4 кбар и характеризуется широким развитием процессов образования эпидота (цоизита) по амфиболу, клинопироксену и плагиоклазу. Хлоритизация железо-магнезиальных минералов осуществлялась в гидротермальных условиях при температуре 220–270°C.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимным рецензентам за конструктивные замечания.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке госпрограммы FMUF-2022-0003 рег. № 1021051201959-6-1.5.6; 1.5.4; 1.5.2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. Отв. ред. М.А. Мишкин. М.: Наука, 1990. 180 с.

Барков А.Ю. Зональность, вариации состава, механизмы замещения элементов и ассоциации редких рудных минералов из мафит-ультрамафитовых комплексов: автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Череповец, 2012. 37 с.

Барков А.Ю., Леднев А.И., Меньшиков Ю.П. Некоторые закономерности распределения и изменения составов минералов платиновых элементов в массиве Луккулайсваара (Северная Карелия) // Докл. АН. 1992. Т. 323. № 3. С. 539–544.

Берковский А.Н., Зильберштейн А.Х., Глебовицкий В.А., Семенов В.С., Шалаев В.С. Оценка давления магмы при внедрении на примере интрузивов Кивакка, Луккулайсваара, Ципринга (Северная Карелия) // Докл. АН. 1999. Т. 366. № 5. С. 660–663.

Горбачев Н.С. Флюидно-магматическое взаимодействие в сульфидно-силикатных системах. М.: Наука, 1989. 127 с.

Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Захаров А.А., Ключин С.Ф., Лапутина И.П. Ассоциации минералов платиновых металлов в расслоенном интрузиве Луккулайсваара, Северная Карелия // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 2. С. 430–434.

Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Ключин С.Ф., Захаров А.А., Лапутина И.П. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Геология руд. месторождений. 1992. № 2. С. 32–50.

Кольцов А.Б., Семенов В.С. Процессы постмагматических преобразований платиноносных пород расслоенного массива Луккулайсваара // Геохимия. 2000. № 11. С. 1149–1158.

Котельников А.Р., Сук Н.И., Ковальский А.М., Котельникова З.А. Минералы – индикаторы *TRX*-параметров петрогенеза и задачи экспериментальной минералогии // Электрон. науч.-информ. журнал “Вестник Отделения наук о Земле РАН”. № 1(27)'2009. М.: ИФЗ РАН, 2009.

Монтин А.С. Особенности геологического строения и платиноносность расслоенного массива Луккулайсваара в Северной Карелии: автореф. дисс.... канд. геол.-мин. наук. Москва, 2009. 122 с.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.

Семенов С.В., Глебовицкий В.А., Кольцов А.Б., Семенов В.С., Корнеев С.И., Саватенков В. М. Метасоматические процессы в расслоенном интрузиве Луккулайсваара, формирование малосульфидной платинометальной минерализации (Россия) // Геология руд. месторождений. 2008. № 4. С. 283–310.

Семенов С.В. Генетические типы Fe–Ni–Cu-сульфидного и платинометального оруденения в расслоенном базит-ультрабазитовом интрузиве Луккулайсваара (Северная Карелия): автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ИГГД РАН, 2012. 23 с.

Симакин А.Г., Шапошникова О.Ю. Новый амфиболовый геобарометр для высокомагнезиальных андезитовых и базальтовых магм // Петрология. 2017. Т. 25. № 2. С. 215–230.

Чевычелов В.Ю. Распределение летучих, породообразующих и рудных компонентов в магматических системах: экспериментальные исследования: автореф. дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Москва, 2013. 62 с.

- Шарков Е.В., Леднева Г.В.* Петрология платиноносных микрогабброидов из расслоенного интрузива Луккулайсваара (Северная Карелия) // Записки всероссийского минералогического общества. Ч. СXXXII. 1993. № 4. С. 35–55.
- Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S.* U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the Eastern Baltic Shield: implication for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // *Precambrian Research*. 1995. V. 75. P. 31–46.
- Barkov A. Yu., Lednev A.I.* A rhenium-molybdenum-copper sulfide from the Lukkulaivaara layered intrusion, northern Karelia, Russia // *Eur. J. Mineral.* 1993. № 5. P. 1227–1233.
- Barkov A. Y., Martin R.F., Tarkian M., Poirier G., Thibault Y.* Pd–Ag tellurides from a Cl-rich environment in the Lukkulaivaara layered intrusion, Northern Russian Karelia // *Can. Mineral.* 2001. V. 39. P. 639–653.
- Barkov A. Yu., Martin R.F., Laajoki K.V.O. et al.* Paragenesis and origin of staurolite from a palladium-rich gabbro: an unusual occurrence of the Lukkulaivaara layered intrusion, Russian Karelia // *N. Jb. Miner. Abh.* 1999. V. 175. P. 191–222.
- Berman R.G.* Geological Survey of Canada, Open file 5462. “WinTWQ (version 2.3)”: A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations. 2007.
- Cathelineau M., Neiva D.* A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. V. 91. P. 235–244.
- Dale J., Holland T., Powell R.* Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 140. P. 353–362.
- Danyushevsky L.V., Plechov P.* Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. V. 12, Q07021, <https://doi.org/10.1029/2011GC003516>
- Glebovitsky V.A., Semenov V.S., Belyatsky B.V., Koptev-Dvornikov E.V., Pchelintseva N.F., Kireev B.S.* The structure of the Lukkulaivaara intrusion, Oulanka group, Northern Karelia: petrological implications // *Can. Mineral.* 2001. V. 39. P. 607–637.
- Nekvasil H.* Ternary feldspar/melt equilibria: a review // In: *Feldspars and their reactions. NATO ASI series. I. Parsons (ed.)* 1994. V. 421. 650 p.
- Nimis P., Ulmer P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 133. P. 122–135.
- Nimis P.* Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1999. V. 135. P. 62–74.
- Putirka K.* Thermometers and barometers for volcanic systems // In: *Putirka, K., Tepley, F. (Eds.). Minerals, Inclusions and Volcanic Processes, Reviews in Mineralogy and Geochemistry. Mineralogical Soc. Am.* 2008. V. 69. P. 61–120.
- Webster J.D.* Chloride solubility in felsic melts and the role of chloride in magmatic degassing // *J. Petrol.* 1997. V. 38. № 12. P. 1793–1807.