

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ КЛИНОПИРОКСЕНЫ В ГОРНБЛЕНДИТАХ – ПРОДУКТ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ФЛЮИДОНАСЫЩЕННОГО РАСПЛАВА

© 2013 г. И. А. Готтман, Д. А. Замятин

Известно, что содержания глинозема в природных клинопироксенах могут варьировать в очень широких пределах, от полного его отсутствия до 23–24 мас. % [5, 22], что соответствует приблизительно 40 мол.% Са-чермакитового минала. Считается, что в зависимости от условий образования клинопироксена, алюминий входит либо в октаэдрическую позицию, либо в октаэдрическую и тетраэдрическую позиции одновременно. При этом высокая доля октаэдрического алюминия рассматривается как признак повышенного давления в момент образования клинопироксена, а рост тетраэдрического алюминия с одновременным увеличением доли трехвалентного железа (фассаитовая тенденция) считается индикатором высокой температуры и высокой окисленности среды минералообразования. Поэтому клинопироксены с высоким уровнем Al^{VI} типичны для эклогитов, гранулитов, мантийных нодулей в кимберлитах и базальтах [20], а фассаитовые клинопироксены с высоким Al^{IV} типичны для высокотемпературных скарнов [8, 11, 22 и др.].

При изучении титаномагнетитовых клинопироксенитов в составе габбро-гипербазитовых массивов Платиноносного пояса Урала было установлено, что вариации состава породообразующего клинопироксена соответствуют фассаитовой тенденции [14]. С ростом железистости в них увеличивалось содержание глинозема (растет алюминий в тетраэдрической позиции) и доля трехвалентного железа. Это обстоятельство позволило высказать предположение о “скарновой” природе титаномагнетитовых клинопироксенитов [14]. Однако исследования щелочных вулканитов и экспериментальные работы показывают, что фассаиты могут быть продуктами магматической кристаллизации расплавов основного состава, что позволяет по-иному рассмотреть их природу в ультрамафитах и габброидах из комплексов Урало-Аляскинского типа.

Нами клинопироксены фассаитового типа были установлены в горнблендитах клинопироксенит-дунитового массива Светлый Бор Платиноносного пояса Урала. Массив находится в 20 км к северо-западу от города Качканар. Он состоит из дунитового ядра размером 6.7×2.4 км, окруженного клинопироксенитовой оторочкой, имеющей мощность от нескольких десятков до сотен метров (рис. 1). Ге-

ологическое положение и строение массива, состав слагающих его пород и минералов описаны в литературе [2, 7]. Ранее было показано, что горнблендиты образуют многочисленные дайки и жилы, мощностью от первых сантиметров до нескольких метров, секущие дуниты и оказывающие на них реакционное воздействие [3]. Эти данные однозначно указывают на магматическое внедрение горнблен-

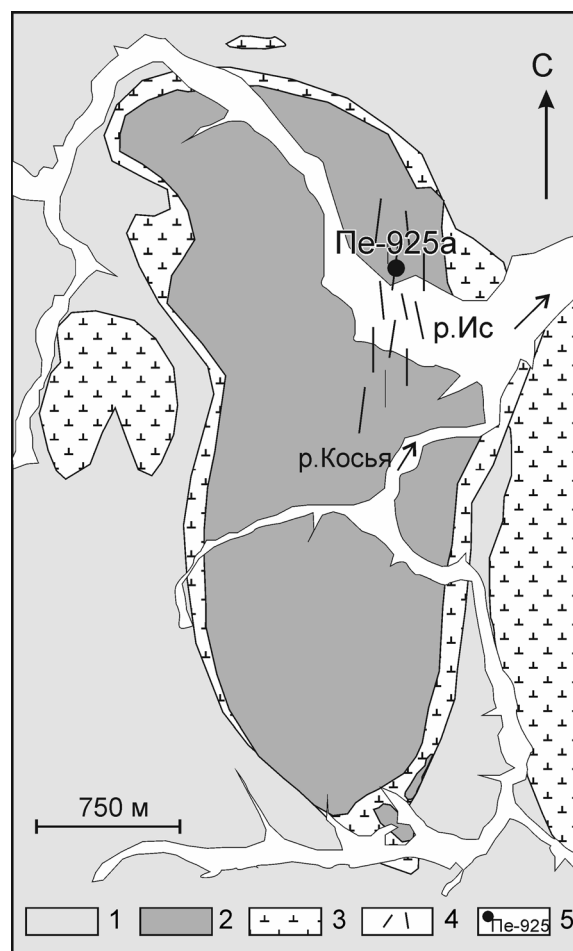


Рис. 1. Схема геологического строения клинопироксенит-дунитового массива Светлый Бор [7].

1 – вмещающие вулканогенно-осадочные и метаморфические породы нижнего и среднего Палеозоя, 2 – дуниты, 3 – клинопироксениты, 4 – дайки горнблендитов (вне масштаба), 5 – места отбора проб клинопироксеновых горнблендитов.

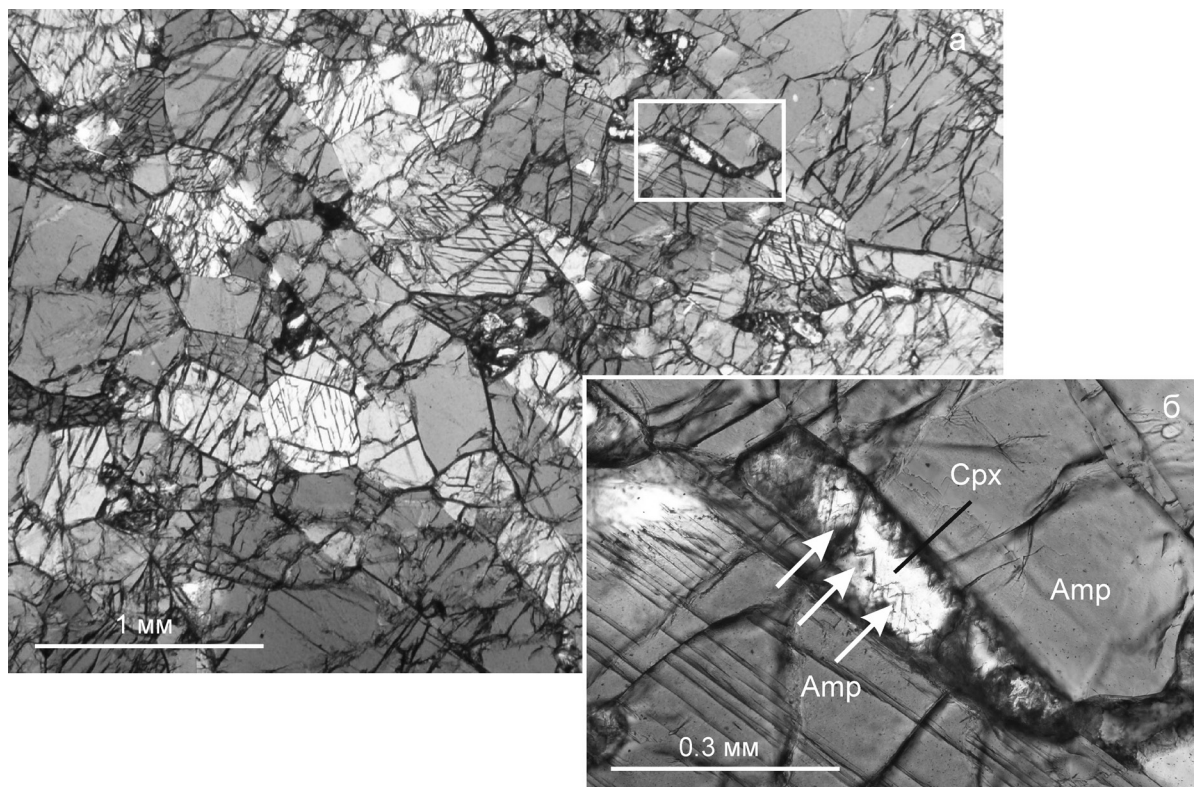


Рис. 2. Микрофотография клинопироксеносодержащего горнблендита.

а – гипидиоморфнозернистая структура горнблендита, амфибол образует субидиоморфные зерна с хорошей спайностью (серое), клинопироксен образует редкие интерстициальные зерна (светло-серое); б – ксероморфное зерно клинопироксена имеющее совместные индукционные границы роста с амфиболом (границы показаны стрелками); прямоугольником показано место фотографии б; николи II.

дитов в ультраосновные породы. Среди горнблендитов выделяются мономинеральные, плагиоклазовые и клинопироксеновые разности; в последних нами были обнаружены высокоглиноземистые клинопироксены.

Макроскопически клинопироксеновые горнблендиты имеют темно-зеленый, почти черный цвет. Микроструктура пород – гипидиоморфнозернистая (рис. 2а). Они состоят из амфибола, клинопироксена, акцессорного апатита, титаномагнетита (количество последнего может достигать 5–10 об. %, что позволяет выделять рудные разности). Амфибол в породах – главный породообразующий минерал, слагающий 70–95 об. % породы. Он образует идиоморфные и гипидиоморфные зерна призматического габитуса, размером до 2–5 мм. По составу согласно классификации Б. Лика с соавторами [19], амфибол отвечает паргаситу-магнезиогастингситу ($C_{AB} \geq 1.5$; $(Na+K)_A \geq 0.50$; $Ti < 0.5$) со средними содержаниями $Al_2O_3 = 14–16$ мас. % и железистостью 0.30–0.40. Количество клинопироксена в горнблендитах может достигать 25–30 об.%. Выделяется два типа клинопироксена, различающихся по структурному положению и химическому составу. Первый тип образует включения в амфиболе разме-

ром 0.3–0.5 мм или редкие ксероморфные зерна размером до 1.5 мм среди близких по размеру субидиоморфных зерен амфибола. Под микроскопом это бесцветный или светло-зеленый клинопироксен. Второй тип клинопироксена формирует субизометричные зерна размером от 0.1 до 4 мм. Под микроскопом в проходящем свете они ярко окрашены в зеленый цвет, с отчетливым плеохроизмом в светло-зеленых тонах. Отмечены случаи, когда в клинопироксеносодержащем горнблендите наблюдаются оба типа клинопироксена: первый тип образует включения в амфиболе и ксероморфные зерна среди субидиоморфных зерен амфибола, второй тип – выполняет интерстиции, между субидиоморфными зернами амфибола, которые в плагиоклазовых горнблендитах, занимает плагиоклаз. При этом между интерстициальным клинопироксеном и амфиболом наблюдаются индукционные границы роста (рис. 2б).

Первый тип клинопироксена по составу отвечает диопсиду, в некоторых зернах наблюдается зональность: от центра к краю растет железистость – от 0.2 до 0.3, содержания глинозема и титана (от 2.7 до 6.5 и от 0.2 до 0.7 мас. %, соответственно), снижается содержание хрома (0.3 до 0.0) (табл. 1, ан. 1–5). Второй тип ха-

Таблица 1. Состав клинопироксенов из горнблендитов массива Светлый Бор (мас. %)

№ пробы	Пе-925а										Пе-926				
	4-1	1-1ц	1-2к	1-3ц	1-4к	2-2	2-5	4-2	2-3	6-1 ц	6-2к	2-4 ц	2-5 к	1-2	1-3
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	51.10	51.12	47.71	50.65	48.17	46.79	47.07	46.14	46.69	45.42	45.12	47.18	45.38	41.87	43.87
TiO ₂	0.23	0.23	0.65	0.25	0.64	0.89	0.60	0.62	0.78	1.32	1.34	0.76	1.16	1.77	1.39
Al ₂ O ₃	2.78	2.72	6.22	3.00	5.92	7.09	6.86	6.71	7.07	7.74	8.01	6.45	8.80	11.43	9.64
Cr ₂ O ₃	0.22	0.28	0.01	0.11	0.02	не обн.	0.05	0.06	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0.02
FeO*	7.37	6.28	8.10	7.20	7.99	7.87	8.03	7.95	7.85	8.95	9.33	10.01	8.72	11.57	11.18
MnO	0.24	0.23	0.24	0.19	0.22	0.18	0.21	0.17	0.19	0.27	0.25	0.31	0.26	0.23	0.24
MgO	13.47	13.93	11.65	13.40	11.98	11.79	11.92	11.84	11.74	10.61	10.35	10.62	10.23	8.20	9.05
CaO	24.21	24.00	24.48	24.25	24.52	24.89	24.75	24.82	24.84	24.30	24.33	23.78	23.85	23.44	23.55
Na ₂ O	0.27	0.26	0.28	0.28	0.25	0.22	0.22	0.23	0.26	0.39	0.39	0.46	0.44	0.53	0.50
сумма	99.92	99.04	99.39	99.32	99.76	99.70	99.72	99.55	99.45	99.00	99.12	99.63	98.90	99.11	99.52
f	0.23	0.20	0.28	0.23	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.32	0.33	0.34	0.32	0.44	0.40
Количество катионов элементов, рассчитанное на 6 атомов O															
Ca	0.971	0.965	0.995	0.977	0.991	1.009	1.003	1.007	1.010	0.998	1.001	0.972	0.978	0.976	0.973
Na	0.020	0.019	0.021	0.020	0.018	0.016	0.016	0.017	0.019	0.029	0.029	0.034	0.033	0.040	0.037
Mg	0.751	0.779	0.658	0.751	0.674	0.665	0.672	0.668	0.664	0.606	0.592	0.604	0.583	0.475	0.520
Fe ²⁺	0.231	0.197	0.257	0.226	0.252	0.249	0.254	0.251	0.249	0.287	0.300	0.319	0.279	0.376	0.360
Mn	0.008	0.007	0.008	0.006	0.007	0.006	0.007	0.005	0.006	0.009	0.008	0.010	0.008	0.008	0.008
Cr	0.007	0.008	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ti	0.006	0.006	0.019	0.007	0.018	0.025	0.017	0.018	0.022	0.038	0.039	0.022	0.033	0.052	0.040
Al ^{VI}	0.034	0.038	0.087	0.038	0.081	0.086	0.086	0.085	0.087	0.092	0.094	0.090	0.133	0.152	0.129
сумма	2.022	2.020	2.044	2.030	2.042	2.055	2.057	2.045	2.054	2.059	2.062	2.051	2.048	2.079	2.068
Si	1.912	1.918	1.809	1.905	1.817	1.770	1.780	1.785	1.771	1.742	1.732	1.800	1.736	1.628	1.691
Al ^{IV}	0.088	0.082	0.191	0.095	0.183	0.230	0.220	0.214	0.228	0.258	0.268	0.200	0.264	0.372	0.309
сумма	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000

Примечание. Клинопироксен (первого типа): 1 – включения в амфиболе, 2–5 – ксеноморфные зерна. Клинопироксен (второго типа): 6–9 – интерстициальные зерна, 10–15 – гипидиоморфные зерна. f = Fe/(Fe + Mg). FeO* – все железо в форме FeO. ц – центр зерна; к – край зерна. не обн. – элемент не обнаружен. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе Cameca SX-100 в ИГГ УрО РАН г. Екатеринбург, аналитик Д.А. Замятин.

рактируется высоким содержанием глинозема Al₂O₃ ≥ 6.0–11.5 мас. % при пониженных количествах SiO₂ (табл. ан. 6–16). Он имеет широкие вариации по железистости – от 0.25 до 0.44 и практически не содержит Cr₂O₃. Доля алюминия в тетраэдрической позиции в 2–3 раза больше, чем доля октаэдрического алюминия. По соотношению Ca, Mg и Fe такие клинопироксены, согласно последней классификации, следует называть железоглиноземистыми диоксидами [21], ранее их относили к фассаитам [5]. Далее будет использован термин – клинопироксен фассаитового типа.

Клинопироксен фассаитового типа является типичным минералом высокотемпературных скарнов, метасоматитов, контактово- и регионально метаморфизованных известковистых пород и поэтому широко описан в литературе [8, 11, 22 и др.]. Температуры формирования таких пород оцениваются, в среднем, около 600–800°C, а в случае ассоциаций, включающих мелилит и связанных с ним кальциевых силикатов (таких как волластанит, спуррит, тиллит и мервинит) температура может достигать 950–1000°C [13]. Состав клинопироксена в скарнах, метасоматитах и метаморфизованных породах широко варьирует по железистости, содержанию глинозема и титана, что определяется, главным образом, температурой вне-

дряющихся магм, их флюидонасыщенностью и составом исходных вмещающих пород.

Важно отметить, что высокоглиноземистые клинопироксены известны в качестве породообразующих минералов в субщелочных и щелочных породах, таких как базаниты, фойдиты, нефелиниты и др. [1, 9, 16, 18], где они образуют вкрапленники, а иногда и микролиты основной массы. Они также установлены среди частично раскристаллизованных расплавных включений в оливин-клинопироксеновых базальтах и пикритах [4, 10]. Такие необычные составы клинопироксенов авторы объясняют особенностями состава расплавов (низкое содержание SiO₂, обычно высокое соотношение Ca/Al и Mg/Fe), а также условиями кристаллизации, возникающими при подъеме магмы на поверхность с уровня кора/мантия. Возможность кристаллизации клинопироксена фассаитового типа из флюидосодержащего базальтового расплава подтверждена и экспериментальными данными А.Г. Симакина с соавторами [12]. Авторы показали, что при кристаллизации водосодержащего базальтового расплава формируются клинопироксены с содержанием алюминия 6–12 мас. % (рис. 3).

Сопоставление изученных клинопироксенов из горнблендитов с клинопироксенами магматического

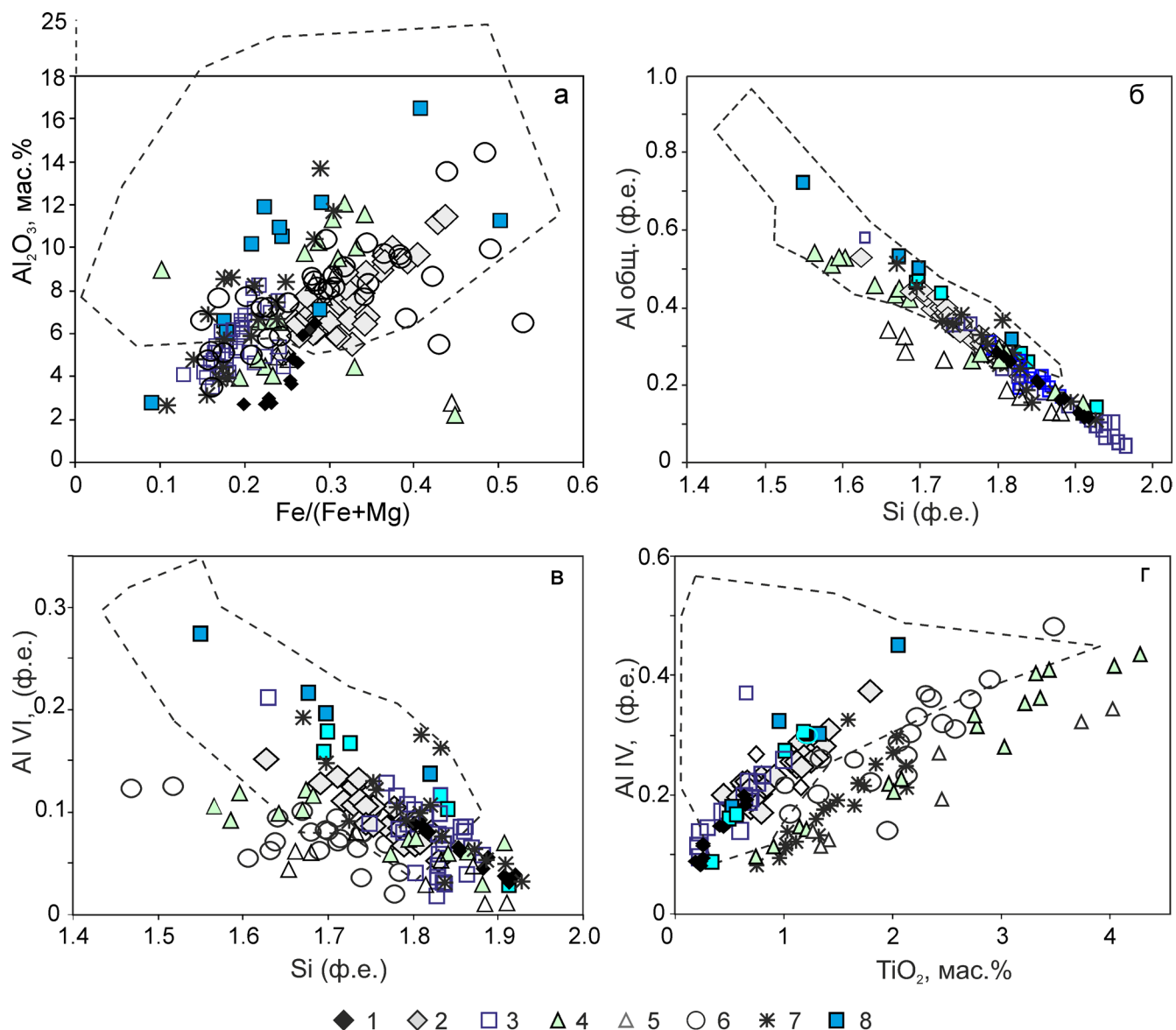


Рис. 3. Диаграммы Fe/(Fe+Mg)–Al₂O₃, Si (ф.е.)–Al общ (ф.е.), Si (ф.е.)–Al VI, TiO₂–Al IV для клинопироксенов.

1–2 – клинопироксены Светлоборского массива (1 – первого типа, 2 – второго типа), пояснения см. в тексте; 3 – рудные клинопироксениты Качканарского массива [14]; 4–5 – клинопироксены базальтов Восточной и Западной Камчатки (4 – вкрапленники, 5 – микролиты [1, 9]); 6 – клинопироксениты Верхнего и Западного Эйфеля [16, 18]; 7 – клинопироксены из частично раскристаллизованных расплавных включений в оливинах базальтов Карымского и Авачинского вулканов [4, 10]; 9 – составы клинопироксенов полученные в экспериментально из водосодержащих базальтов [12]. Поле составов клинопироксенов из скарнов: Йоко-довырнского массива [8], Норильской интрузии [13], интрузий Циклова и Магу-реуа Ватай [22] и метаморфических пород Хабаровинского массива [11].

генезиса показало, что эволюция составов клинопироксена горнблендитов имеет ту же направленность, что и в клинопироксенах вулканитов. Однако для клинопироксена вулканитов характерны более высокие содержания титана (рис. 3 г), что, вероятно, отражает более высокую температуру их образования. Выявленные вариации химического состава клинопироксенов из горнблендитов близкие таковым в клинопироксенах вулканитов, совпадают и с вариациями состава клинопироксенов высокотемпературных скарнов, метасоматитов и метаморфических по-

род; это свидетельствует о близости термодинамических условий их образования. Температура образования горнблендитов не может превышать верхнего предела стабильности 1070°C глиноземистого амфибола [17] и в среднем составляет 900–950°C (расчет по составу амфибола [24]). Такая температура отвечает нижнему пределу кристаллизации клинопироксена в вулканитах и верхнему пределу образования его в скарнах и метаморфических породах.

Приведенные выше данные подтверждают возможность кристаллизации из расплава для кли-

нопироксена горнблендитов Светлоборского массива. Присутствие клинопироксена фассаитового типа в клинопироксеновых горнблендитах свидетельствует о высокой фугитивности кислорода на момент их кристаллизации, так как, согласно экспериментальным данным, стабильность глиноземистого клинопироксена в системе $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{--CaFeAlSiO}_6\text{--CaAl}_2\text{SiO}_6$ зависит от фугитивности кислорода, при температуре 1100°C она варьирует от 10^{-9} до 10^{-11} [23]. При этом следует отметить, что и содержание воды в расплаве было высоким до конца кристаллизации и подавляло кристаллизацию плагиоклаза (о чём говорит отсутствие плагиоклаза в клинопироксеновых горнблендитах). Содержание воды в расплаве на заключительных этапах кристаллизации можно приблизительно оценить по среднему содержанию глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 7$ мас. %) в интерстициальном клинопироксене горнблендитов (табл. 1, ан. 6–9). Так, согласно данным А.Г. Симакина с соавторами [12], при 2.4 мас. % воды в расплаве равновесное содержание глинозема в клинопироксене составляет около 6–8 мас. %

Из вышесказанного можно заключить, что клинопироксены горнблендитов массива Светлый Бор, представленные широким спектром составов от диоксида до глиноземистого клинопироксена фассаитового типа, характеризующегося высокими содержаниями Al_2O_3 (до 11.4 мас. %) и низким содержанием кремнекислоты (до 42 мас. %), имеют магматическое происхождение. Кристаллизация пироксена происходила из водосодержащего расплава в условиях высокой фугитивности кислорода. Следует отметить, что наблюдаемые близкие вариации составов клинопироксенов горнблендитов и рудных клинопироксенитов Качканарского массива позволяют предполагать, что образование последних, так же как и первых, происходило из водосодержащих базитовых расплавов, что противоречит традиционно принятой метасоматической природе образования клинопироксенитов, высказываемой многими авторами [15, 6, 7, 14 и др.].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ 13-05-00597, 13-05-96031, 12-05-00112-а, программ УрО РАН № 12-С-5-1004, Президиума РАН № 12-П-5-1020 и 12-П-5-1024.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Волынец О.Н., Успенский В.С.* Эволюция геодинамического режима магмообразования на Восточной Камчатке в позднем кайнозое (по геохимическим данным) // *Вулканология и сейсмология.* 1990, № 5. С. 14–27.
2. *Высоцкий Н. К.* Месторождения платины Исовского и Нижнетагильского районов на Урале. Тр. Геол. ком. Нов. сер. Вып. 62. СПб., 1913. 694 с.
3. *Готтман И.А., Пушкарев Е.В.* Геологические данные о магматической природе горнблендитов в габбро-ультрамафитовых комплексах Урало-Аляскинского типа // *Литосфера.* 2009. № 2. С. 78–86.
4. *Гриб Е.Н., Перепелов А.Б.* Оливинсодержащие базальты Карымского вулканического центра: минералогия, петрогенезис и источники магм // *Вулканология и сейсмология.* 2008. № 4. С. 14–35.
5. *Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 2. Москва: Мир, 1965. С. 405.
6. *Ефимов А.А., Иванова Л.П.* Метасоматическая зональность в контактах уральских платинносных дунитов с пироксенитами // *Докл. АН СССР.* 1963. Т. 151, № 6. С. 1034–1043.
7. *Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского университета, 1997. 327 с.
8. *Кислов Е.В.* Йоко-довыренский расслоенный массив // *Улан-Удэ: БНЦ СО РАН,* 1998. 265 с.
9. *Перепелов А.Б., Пузаков М.Ю., Иванов А.В. и др.* Неогеновые базаниты Западной Камчатки: минералогическая особенность и геодинамическая позиция // *Петрология.* 2007. Т. 15, № 5. С. 524–546.
10. *Портнягин М.В., Миронов Н.Л., Матвеев С.В., Плечов П.Ю.* Петрология “авачитов” – высокоглиноземистых базальтов Авачинского вулкана, Камчатка: II. Расплавные включения в оливине // *Петрология.* 2005. Т. 13, № 4. С. 358–388.
11. *Пушкарев Е.В., Бирюзова А.П., Гуляева Т.Я.* Фассаит из метеморфических пород Хабарнинского габбро-ультрамафитового массива на Южном Урале // *Минералогический вестник УрО РМО.* 2004. № 3. С. 89–97.
12. *Симакин А.Г., Салова Т.П., Армиев Т.* Кинетика роста клинопироксена из водосодержащего гавайитового расплава // *Геохимия.* 2003. № 12. С. 1275–1285.
13. *Туровцев Д.М.* Контактный метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир. 2002. 319 с.
14. *Фоминых В.Г., Краева Ю.П., Ларина Н.В.* Петрология и рудогенез Качканарского массива // *Свердловск,* 1987. 180 с.
15. *Штейнберг Д.С.* О взаимной связи контактово-метасоматических и так называемых “магматических” железорудных месторождений Урала // *Записки ВМО.* 1953. Ч. 96. № 4. С. 247–255.
16. *Duda A., Schmincke H-U.* Polybaric differentiation of alkali basaltic magmas: evidence from green-core clinopyroxenes (Eifel, FRG) // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1985. V. 91, № 4. P. 340–353.
17. *Grove, T. L., Elkins-Tanton L. T., Parman S. W. et al.* Fractional crystallisation and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2003. V. 145. P. 515–533.
18. *Huckenholz H. G.* The Origin of Fassaite Augite in the Alkali Basalt Suite of the Hocheifel Area, Western Germany // *Contributions Mineralogy Petrology.* 1973. V. 40, № 4. P. 315–326.
19. *Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S. et al.* Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // *Canadian Mineralogist.* 1997. V. 35, № 1. P. 219–246.
20. *Lovering J.F., Whihte A.J.R.* Granulitic and eclogitic inclusions from basic pipes at Delegate, Australia // *Contributions Mineralogy Petrology.* 1969. V. 21,

- № 1. P. 9–52.
21. *Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K. et al.* Nomenclature of pyroxenes // *Canadian Mineralogist*. 1989. V. 27. P. 143–156.
22. *Pascal M.L., Katona L., Fonteilles M., Verkaeren J.* Relics of high-temperature clinopyroxene on the join Di–CaTs with up to 72 mol. % $\text{Ca}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})\text{AlSiO}_6$ in the skarns of Ciclova AND Magureaua Vatei, Carpathians, Romania // *Canadian Mineralogist*. 2005. V. 43. P. 857–881.
23. *Onuma K., Akasaka M., Yagi K.* The bearing of the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$ - CaFeAlSiO_6 on fassaitic pyroxene // *Lithos*. 1981. V. 14. № 3. P. 173–182.
24. *Otten M. T.* The origin of brown hornblende in the Artfjället gabbro and dolerites // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1984. V. 86. P. 189–99.