

## ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ ФЛЮИДНЫХ И РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ ИЗ БАЗАНИТОВ ТРУБКИ БЕЛЕ (*Северо-Минусинская впадина*)

**А.В. Головин, В.В. Шарыгин**

*Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

Представлены результаты комплексного исследования различных типов включений в минералах глубинных ксенолитов из базанитов тр. Беле. При изучении минералов удалось выделить по генезису две группы включений.

К первой группе отнесены единичные флюидные включения, имеющие, вероятно, первичное происхождение. Они обнаружены только в ортопироксенах, содержат  $\text{CO}_2$  (95 мол.%) и  $\text{N}_2$  (5 мол.%). Все эти включения претерпели частичную разгерметизацию. Плотность двух наименее декрепитированных включений из различных ксенолитов составляет 1.05 и 1.14 г/см<sup>3</sup>. Давление захвата этих включений оценивается выше 8.5 и 12 кбар.

Вторая группа представлена сингенетичными вторичными флюидными, расплавленными и кристаллическими включениями. По составу вторичные флюидные включения отличаются от первичных несколько более высокими концентрациями  $\text{N}_2$  (до 7 мол.%). Максимальная плотность вторичных флюидных включений составляет 0.57 г/см<sup>3</sup>, что соответствует давлениям в 2.4—2.6 кбар при  $T = 1100$ — $1200$  °С (температура гомогенизации вторичных расплавленных включений). Сопоставление данных по расплавленным включениям в минералах ксенолитов и фенокристах вмещающих базанитов показывает, что вторичные включения в ксенолитах, вероятно, являются следствием инфильтрации и частичной реакции базанитового расплава с ксенолитами. В процессе подъема на поверхность базанитовый расплав активно реагировал с глубинными ксенолитами, что привело в близповерхностных условиях к образованию вторичных включений в минералах нодулей и появлению интерстиционных ассоциаций в ксенолитах.

*Флюидные и расплавленные включения, мантийные ксенолиты, базаниты, расплавы.*

### PETROGENETIC ANALYSIS OF FLUID AND MELT INCLUSIONS IN MINERALS FROM MANTLE XENOLITHS FROM THE BELE PIPE BASANITES

*(North Minusa depression)*

**A.V. Golovin and V.V. Sharygin**

Results of study of different types of inclusions in minerals from mantle xenoliths from the Bele pipe basanites are presented. Two groups of inclusions were recognized in the host minerals according to their genesis. The first group includes single, apparently primary, fluid inclusions. They were discovered only in orthopyroxenes and consist of  $\text{CO}_2$  (95 mol.%) and  $\text{N}_2$  (5 mol.%). These inclusions are partly leaked. The densities of two least decrepitated inclusions from different xenoliths are 1.05 and 1.14 g/cm<sup>3</sup>, and their trapping pressures are estimated at >8.5 and 12 kbar, respectively. The second group includes syngenetic secondary fluid, melt, and crystalline inclusions. In composition the secondary fluid inclusions differ from the primary ones in higher concentrations of  $\text{N}_2$  (up to 7 mol.%). Their maximum density is 0.57 g/cm<sup>3</sup>, which corresponds to 2.4–2.6 kbar and 110–1200°C (homogenization temperature of secondary melt inclusions). Comparison of data on melt inclusions in xenolith minerals and host-basanite phenocrysts shows that the secondary inclusions in the xenoliths are, most likely, the result of infiltration and partial reaction of basanitic melt with the xenoliths. On the ascent, the basanitic melt vigorously reacted with mantle xenoliths, which led to the appearance of secondary inclusions in nodule minerals at shallow depths and interstitial mineral assemblages in the xenoliths.

*Fluid and melt inclusions, mantle xenoliths, basanites, melts*

### ВВЕДЕНИЕ

Большое количество сведений о глубинном строении Земли было получено в результате минералогических, геохимических и изотопных исследований магматических пород и содержащихся в них ксенолитов. При изучении мантийных нодулей различных регионов мира было выявлено, что в них присутствует значительное количество новообразований, возникших позже кристаллизации первичных парагенезисов. К ним относятся вторичные флюидные, расплавленные и кристаллические включения в первичных минералах, а также интерстиционные ассоциации. В последнее десятилетие наблюдается все возрастающий научный интерес к исследованиям таких поздних образований в ксенолитах, поскольку они являются достоверным источником информации о процессах преобразования глубинных пород в мантии и при их транспортировке к поверхности. При этом происхождение поздних фаз вызывает серьезные

дискусии и в основном связывается с мантийным метасоматозом [Miller, Richter, 1982; Andersen et al., 1984, 1987; Реддер, 1987; Edgar et al., 1989; O'Reilly et al., 1989; Fleet, Stone, 1990; Frezzotti et al., 1991; Добрецов и др., 1992; Schiano, Clocchiatti, 1994; Neumann et al., 1995; Szabó, Bodnar, 1995; Wulff-Pedersen et al., 1996; Szabó et al., 1996; O'Connor et al., 1996; Shaw, Edgar, 1997; Neumann, Wulff-Pedersen, 1997; Varela et al., 1997; Yaxley et al., 1997; Shaw, 1997; Shaw et al., 1998; Guo et al., 1999; Sharygin et al., 1999; Frezzotti, 2001; Andersen, Neumann, 2001; Литасов и др., 2003]. В обзорной статье по включениям [Andersen, Neumann, 2001] дается настоятельная рекомендация включать изучение этих поздних фаз во все исследовательские проекты по мантийным ксенолитам.

Изучение мантийных ксенолитов в щелочных базальтоидах Минусинского межгорного прогиба начало проводиться с 1960-х годов [Крюков, 1968; Кутолин, Фролова, 1972, 1975; Владимиров и др., 1976; Костюк и др., 1977; Соболев и др., 1988; Ashchepkov et al., 1995]. В настоящее время имеется большое количество данных о составе и строении верхней мантии под Северо-Минусинской впадиной. Однако практически все результаты по *P-T* условиям формирования мантийных ксенолитов были получены при использовании минералогических геотермометров и геобарометров [Wells, 1977; Nickel, Green, 1985; Brey, Kohler, 1990]. В то же время результаты исследования флюидных и расплавных включений в минералах ксенолитов и мегакристаллов Минусинской впадины пока немногочисленны и разрозненны [Костюк и др., 1977; Golovin et al., 1997a,b; Sharygin et al., 1998; Головин и др., 1999, 2002; Головин, 2004].

В данной работе представлены результаты комплексного изучения различных типов включений в минералах глубинных ксенолитов тр. Беле, которая является одним из характерных представителей верхнемелового щелочно-базальтоидного вулканизма Северо-Минусинской впадины [Лучицкий, 1960; Крюков, 1964; Соболев и др., 1988; Зубков и др., 1989; Ashchepkov et al., 1995; Брагин и др., 1999]. Статья посвящена вопросам состава и генезиса различных типов включений в минералах глубинных ксенолитов тр. Беле.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение включений в минералах ксенолитов проводилось в несколько стадий с применением широкого комплекса методов. Из ксенолитов были изготовлены пластинки толщиной 0.1—0.3 мм, полированные с двух сторон.

Термометрический метод использовался для фиксации температур перехода содержимого расплавных включений в гомогенное состояние, после чего включения закаливались. Исследования проводились в высокотемпературной микрокамере с силитовым нагревателем в условиях воздушной среды конструкции Михайлова—Шацкого [Михайлов, Шацкий, 1975]. Эталонировка термокамеры проводилась по точкам плавления эталонных веществ:  $K_2Cr_2O_7$  (398 °C), CsCl (645 °C), NaCl (800 °C), Au (1063 °C), Mn (1240 °C).

Химический состав породообразующих минералов, расплавных, сульфидных и кристаллических включений определялся посредством рентгеноспектрального анализа на микрозонде Camebax-Micro (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Для микрозондового анализа подбирались расплавные включения размером более 10 мкм. В непрогретых включениях определен состав остаточных стекол и дочерних фаз. Составы захваченных расплавов определялись по закаленным стеклам гомогенизированных включений. Параметры съемки:  $U = 20$  кВ,  $I = 15—20$  нА — для минералов и стекол, содержащих щелочи и летучие компоненты,  $U = 20$  кВ,  $I = 40$  нА — для всех остальных минералов. В качестве эталонов использованы аттестованные стандарты минералов и стекол. Следует отметить, что при анализе стекол происходило выгорание щелочей (главным образом  $Na_2O$ ). Это приводило к занижению их концентраций при анализе и немного влияло на увеличение концентраций  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ . В случае крупных включений (>20 мкм) иногда удавалось избежать потери щелочей за счет незначительного сканирования стекла микрозондовым пучком.

Состав флюидных включений изучался методами криометрии и КР-спектроскопии. Для определения качественного состава включения замораживались в криокамере конструкции Осоргина—Томиленко, охлаждаемой жидким азотом [Осоргин, Томиленко, 1990]. Калибровка криокамеры проводилась по температурам плавления чистой воды и углекислоты (внутрилабораторный стандарт Т-100). Данные термометрии были использованы для расчета плотности флюида и оценки давления при захвате включений. Расчет давления проводился с использованием программы Flincor 2.0 для Windows, version 3.12, Ph. Brown (1989). Оценка количественного соотношения флюидных компонентов во включениях проводилась методом КР-спектроскопии. Спектры КР получены на одноканальном спектрометре RAMANOR U-1000 (ИГМ СО РАН).

#### ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ

По данным [Соболев и др., 1988], выделяются три группы нодулей в базанитах Северо-Минусинской впадины: коровые ксенолиты, мантийные ксенолиты и мегакристаллы, состав и происхождение которых существенно различаются.

Химический состав минералов (мас.%) глубинных ксенолитов гр. Беле

Таблица 1.

№ образца	Порода	Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	NiO	K <sub>2</sub> O	ZnO	Сумма	T, °C	
BН	Шпинелевый лердолит	Ol	39.15	0.00	0.00	—	—	17.50	0.26	41.98	0.05	—	0.18	—	—	99.12	930	
		Orх	54.08	0.10	0.10	—	3.70	11.32	0.14	29.80	0.56	0.05	0.05	—	—	—	99.90	(1010)
		Срх	51.06	0.67	0.17	—	5.11	5.54	0.05	14.80	0.03	0.90	0.03	—	—	—	99.84	
		Sp	—	0.80	5.84	0.00	46.66	30.13	0.17	14.61	0.00	—	0.30	—	0.12	0.03	98.64	
B7	Шпинелевый гарцбургит	Ol	40.34	0.00	0.00	—	—	10.44	0.16	48.77	0.07	—	0.35	—	—	100.13	980	
		Orх	54.40	0.10	0.35	—	4.62	6.47	0.00	33.02	0.81	0.10	0.10	—	—	—	99.97	
		Sp	—	0.18	11.81	0.00	54.31	12.91	0.09	20.09	0.00	—	0.41	—	0.03	0.03	99.82	
B92	Шпинелевый вебстерит	Срх	52.65	0.25	0.58	—	4.30	3.36	0.04	16.23	21.33	0.83	0.07	—	—	—	99.64	990
		Orх	54.96	0.05	0.29	—	3.50	7.94	0.00	32.53	0.63	0.07	0.07	—	—	—	100.04	(1000)
		Sp	—	0.20	15.17	0.00	49.74	16.64	0.14	17.09	0.00	—	—	0.30	—	0.01	99.29	
		»	51.24	0.70	0.13	—	5.24	5.22	0.01	15.52	21.14	0.85	0.03	—	—	—	100.08	970
B11-36	»	Orх	54.32	0.11	0.06	—	4.19	10.78	0.11	30.00	0.72	0.04	0.01	—	—	—	100.35	(1040)
		Sp	—	1.22	1.52	0.29	56.42	21.96	0.20	17.15	0.00	—	—	0.18	—	0.11	99.04	
		Срх	51.11	0.36	0.75	—	5.07	5.42	0.00	14.71	20.91	0.90	0.05	—	—	—	99.28	950
B16	Вебстерит	Orх	53.49	0.06	0.43	—	3.99	11.87	0.00	29.10	0.65	0.06	0.09	—	—	—	99.74	(1000)
		Срх	51.07	0.48	0.22	—	5.12	5.56	0.11	14.55	20.96	0.91	0.07	—	—	—	99.05	930
B19	»	Orх	53.62	0.08	0.15	—	3.65	12.95	0.00	28.62	0.62	0.05	0.08	—	—	—	99.82	(990)
		Срх	47.49	1.01	0.07	—	9.75	6.48	0.11	11.24	22.08	1.06	0.05	—	—	—	99.32	—
		Sp	—	0.37	1.28	0.00	52.93	28.34	0.32	15.02	0.01	—	—	0.08	—	0.35	98.69	
B11-37	»	Срх	51.26	0.62	0.09	—	4.95	5.45	0.00	15.41	21.57	0.75	0.02	—	—	—	100.11	—
		Sp	—	0.00	0.21	—	58.04	22.06	—	19.41	0.00	—	—	0.15	—	—	99.86	
B21	Клинопироксенит	Срх	52.52	0.31	0.33	—	4.08	4.33	0.13	16.11	21.44	0.70	0.07	—	—	—	100.02	—
		»	49.22	1.61	0.09	—	5.78	6.74	0.09	13.37	21.68	0.70	0.06	—	—	—	99.34	—
B24	»	»	50.38	0.57	0.25	—	5.22	6.07	0.06	14.21	21.94	0.68	0.04	—	—	—	99.40	—
		»	51.72	0.47	0.18	—	6.05	5.44	0.17	13.67	20.76	0.86	0.08	—	—	—	99.40	—
B18	»	»	52.88	0.20	0.44	—	2.92	4.50	0.00	16.30	22.01	0.67	0.03	—	—	—	99.95	—
		»	47.95	1.91	0.01	—	6.56	6.42	0.12	13.78	21.03	1.08	0.07	—	—	—	98.91	—
B26	Мегакристалл	»	50.32	0.65	0.00	—	4.07	9.56	0.17	13.00	21.21	0.69	0.06	—	—	—	99.73	—
		»	58.81	0.01	0.00	—	25.69	0.17	—	0.02	7.73	6.82	—	0.50	—	—	99.74	—
B15	Плаггиоклазовый клинопироксенит	*Pl	—	12.78	0.11	0.55	6.48	71.60	0.43	3.71	0.03	—	0.09	—	0.00	95.76	—	
		Mgt	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Ol — оливин, Orх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Sp — шпинель, Mgt — магнетит, T, °C — температура образования ксенолитов по геотермометрам [Brey, Köhler, 1990] и в скобках по [Wells, 1977].

\* Pl — центральные зоны плаггиоклаза.

Коровые ксенолиты представлены разнообразными осадочными, магматическими и метаморфическими породами (гранулиты, гранитоиды, щелочные габброиды) и практически не изучены.

Мантийные ультраосновные и основные ксенолиты изучены значительно лучше, что позволяет выделить среди них два типа: магнезиальные (Mg) и железисто-магнезиальные (Fe-Mg) разновидности, которые по разным классификациям соответствуют „зеленой“ серии с хромдиоксидом (или 1-й тип) и „черной“ серии с авгитом (или 2-й тип) [Wilspire, Shervais, 1975; Frey, Prinz, 1978]. Магнезиальный тип ксенолитов Северо-Минусинской впадины представлен в основном гранатовыми и шпинелевыми лерцолитами, реже верлитами, диоксидитами и эклогитами. Минералогия этих ксенолитов однозначно указывает на их мантийный генезис. Железисто-магнезиальный тип неоднороден по происхождению объединяемых пород. С одной стороны, он включает клинопироксениты, вебстериты и значительно реже шпинелевые лерцолиты, которые большинством исследователей рассматриваются как фрагменты вещества верхней мантии. С другой стороны, в нем присутствуют пироксениты, минералого-петрографические признаки которых позволяют считать их ультраосновными кумулатами щелочно-базальтоидной магмы.

Мегакристаллы представлены крупными одиночными кристаллами пиропы, авгита и санидина. Обычно их считают глубинными близиквидусными фазами мантийной кристаллизации щелочных базальтов. Реже они рассматриваются как ксенокристаллы [Соболев и др., 1988; Ashchepkov et al., 1995].

Мантийные ксенолиты тр. Беле образуют характерный только для нее и не свойственный другим вулканическим трубкам Хакасии спектр ксенолитов, в котором пироксениты преобладают над лерцолитами, а породы Fe-Mg („черной“) серии составляют большинство по отношению к Mg („зеленой“) серии [Соболев и др., 1988; Ashchepkov et al., 1995].

В табл. 1 представлен минеральный состав изученных мантийных ксенолитов (в основном пироксеносодержащих), поскольку наибольшее количество включений различных типов было установлено в пироксенах. Для сравнения были изучены также образец крупного (2 см) мегакристалла авгита и плагиоклазового клинопироксенита. Последний имеет, возможно, коровое происхождение. Ксенолиты В7, В92 относятся к Mg типу мантийных нодулей, все остальные представляют Fe-Mg тип. Гранат в изученных ксенолитах не обнаружен. Температура образования изученных парагенезисов ксенолитов по двупироксеновым геотермометрам [Wells, 1977; Brey, Köhler, 1990] оценивается в 930—1040 °С.

Практически во всех образцах ксенолитов в интерстициях между первичными минералами была выявлена мелкозернистая кристаллическая масса („melt pockets“). Среди интерстиционных фаз удалось установить оливин, алюмошпинель, сульфиды, плагиоклаз, клинопироксен, K-Na-полевой шпат, магнетит, ильменит, апатит, стекло [Головин и др., 2002].

#### ФЛЮИДНЫЕ И РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ КСЕНОЛИТОВ

В результате изучения минералов глубинных ксенолитов тр. Беле удалось обнаружить большое количество флюидных и расплавных включений, которые можно подразделить на две группы.

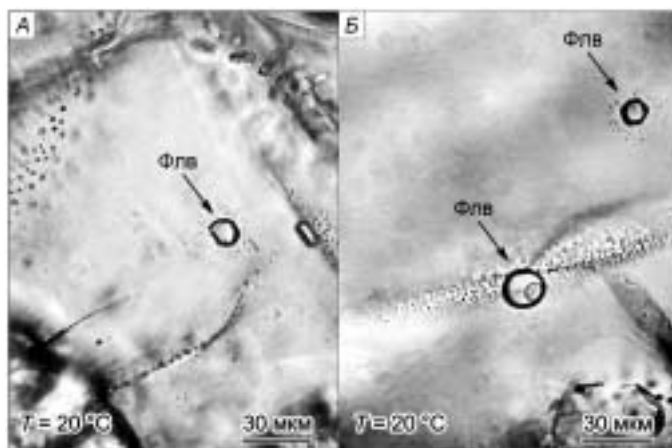
К первой группе относятся флюидные включения, имеющие, вероятно, первичное происхождение. Они были обнаружены в зернах ортопироксенов шпинелевого вебстерита (обр. В11-36) и шпинелевого гарцбургита (обр. В7). Доказательством первичного происхождения включений является: 1) они не приурочены к плоскостям спайности и залеченным трещинкам минерала-хозяина; 2) не ассоциируют с вторичными расплавными и сульфидными включениями. Первичные включения обладают уплощенной формой, что отличает их от вторичных, имеющих, как правило, объемную сферическую или эллипсоидную форму. Первичные включения крайне редки. В процессе изучения пород их было обнаружено всего четыре. Два включения изометричной, полуограненной формы, одно — округлое, еще одно — овальное, размеры варьируют от 13 до 25 мкм. При комнатной температуре (20 °С) эти включения содержат жидкость или жидкость и газовый пузырек. Вероятно, все включения подверглись в различной степени частичной разгерметизации (взорвались), о чем свидетельствует наличие ореола мелких флюидных включений вокруг, а в некоторых случаях — радиально расходящихся от вакуолей залеченных трещин, также содержащих мелкие флюидные включения (рис. 1, А, Б).

Ко второй группе отнесены вторичные флюидные, расплавные и кристаллические включения. Вторичные флюидные включения располагаются поодиночке, чаще группами по плоскостям спайности и залеченным трещинкам в ромбических и моноклинных пироксенах (рис. 2). Размеры их колеблются от 2 до 30 мкм. Форма вторичных включений разнообразна: округлая, округло-призматическая, овальная, иногда полуограненная. Они нередко встречаются совместно с расплавными и сульфидными включениями.

Вторичные включения расплава располагаются главным образом группами в виде трассирующих цепочек, реже — поодиночке. Все расплавные включения приурочены к плоскостям спайности или другим трещинкам минерала-хозяина (клинопироксен, реже ортопироксен и оливин) (см. рис. 2—4). Доказательством их вторичного происхождения и сингенетичности с вторичными флюидными включениями являются: 1) расплавные и флюидные включения совместно находятся в залеченных трещинках,

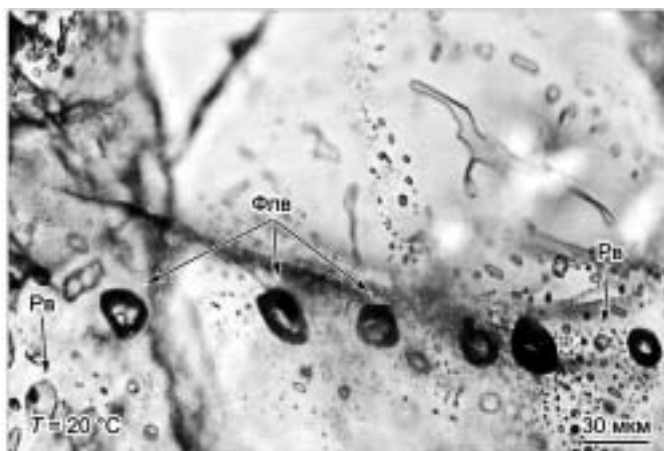
**Рис. 1. Первичные флюидные включения в ортопироксене шпинелевого гарцбургита обр. В7 (А) и шпинелевого вебстерита обр. В11-36 (Б).**

Крупное округлое включение (Б) гетерогенно (СО<sub>2</sub>жидкость + СО<sub>2</sub>газ), более мелкие включения изометричной, полуограненной формы гомогенны (СО<sub>2</sub>жидкость). Включения в различной степени частично разгерметизированы, о чем свидетельствуют наличие ореола мелких флюидных включений вокруг крупных включений изометричной формы и радиально расходящиеся от вакуоли округлого включения залеченные трещины, также содержащие мелкие флюидные включения. Флв — флюидное включение.

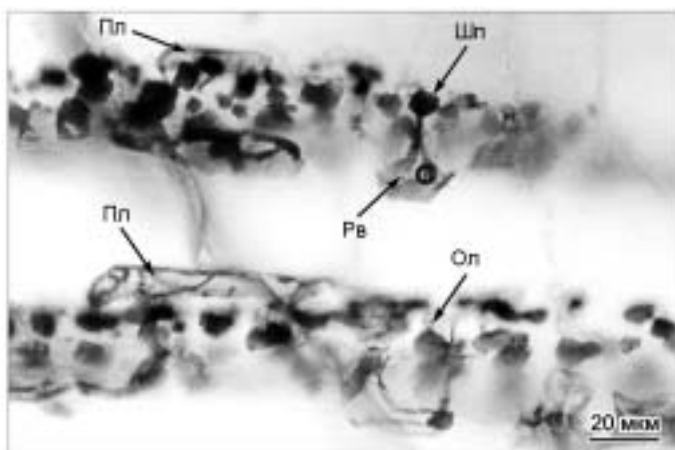


**Рис. 2. Вторичные флюидные (СО<sub>2</sub>жидкость + СО<sub>2</sub>газ) и расплавные (стекло + газ) включения в клинопироксене шпинелевого клинопироксенита, обр. В11-37.**

Здесь и далее: Рв — расплавное включение, Флв — флюидное включение.



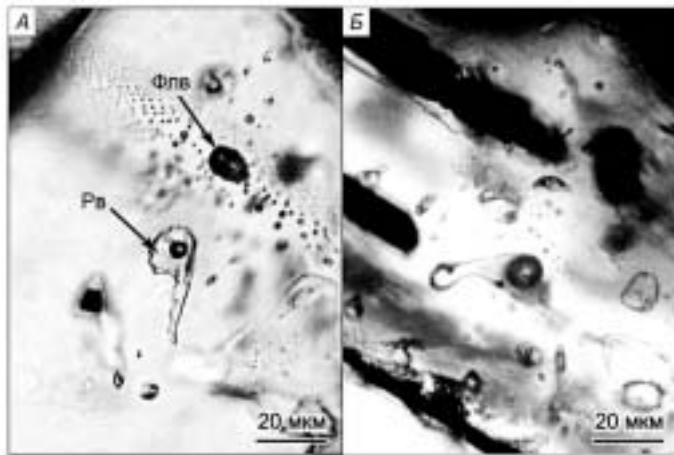
полностью пересекающих зерно минерала-хозяина (см. рис. 2; 4, А); 2) присутствие включений, содержащих примерно равное количество флюида и стекла (см. рис. 4, Б). Размеры включений варьируют от 2 до 50 мкм. Форма округлая, каплевидная, удлинено-овальная, реже неправильная, полуограненная. Фазовый состав — стекло + флюидный пузырек ± дочерние/ксеногенные кристаллические фазы ± сульфидные полиминеральные глобулы, размером до 5 мкм (см. рис. 2—4). Среди фаз включений оптическим и микрозондовым методами удалось диагностировать Al-шпинель, титаномагнетит, клинопироксен и апатит. Температура гомогенизации вторичных расплавных включений составляет 1100—1200 °С. Важно отметить, что для многих расплавных включений характерны широкие вариации объемных соотношений флюидной и силикатной составляющих. Обнаружены включения, содержащие равные количества силикатной и флюидной составляющих (см. рис. 4, Б). Такие объемные соотношения свидетельствуют в пользу гетерогенности захватываемой среды (расплав + флюид) в момент образования включений.



В некоторых клинопироксенах (обр. В11-36) по плоскостям спайности совместно с расплавными включениями ассоциируют одиночные кристаллиты, представленные Al-шпинелью, оливином, плагиоклазом, а также полиминеральные сульфидные включения (см. рис. 3; 5, А). Форма суль-

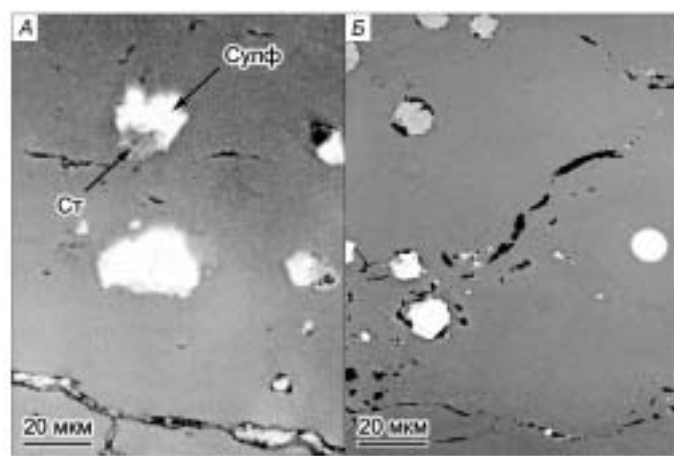
**Рис. 3. Сингенетичные вторичные расплавные (стекло + газ) и кристаллические (оливин, плагиоклаз, алюмошпинель) включения в клинопироксене шпинелевого вебстерита, обр. В11-36.**

Ол — оливин, Пл — плагиоклаз, Шп — шпинель.



**Рис. 4.** Сингенетичные вторичное расплавленное (стекло + газ + прозрачные кристаллические фазы) и вторичное флюидное включения в клинопироксене шпинелевого вебстерита, обр. В11-36 (А).

Цепочки вторичных расплавных включений (стекло + флюид ± прозрачные кристаллические фазы ± рудные фазы) в клинопироксене шпинелевого клинопироксенита, обр. В11-37. В крупном включении флюид состоит из двух фаз  $\text{CO}_2$  — газа и жидкости (Б).



**Рис. 5.** Полиминеральные вторичные сульфидные включения в клинопироксене шпинелевого вебстерита обр. В11-36 (отраженный свет), ассоциирующие с вторичными расплавленными и флюидными включениями (А). Полисульфидные глобулы (отраженный свет) в мегакристалле авгита обр. В26 (Б).

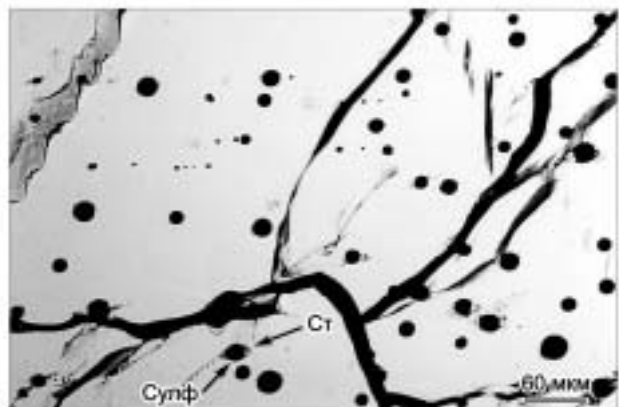
Здесь и на рис. 6: Ст — силикатное стекло, Сульф — сульфид.

фидных включений неизометричная, граница зерен извилистая. Ассоциация расплавных и сульфидных включений нередко наблюдается и в других образцах.

Расплавленные включения, аналогичные описанным выше, установлены также в мегакристалле клинопироксена. Характерной особенностью мегакристалла является отсутствие флюидных включений. Включения расплава в мегакристалле располагаются группами, реже поодиночке, приурочены в основном к плоскостям спайности минерала-хозяина. Размеры включений колеблются от 2 до 40 мкм, форма — удлиненно-овальная, неправильная. Фазовый состав расплавных включений: стекло + газ ± дочерние/ксеногенные фазы ± сульфидные глобулы. Дочерние фазы имеют очень маленькие размеры (до 5 мкм), среди них выявлен ренит. Краевая часть мегакристалла сильно корродирована расплавом, что проявилось в присутствии большого числа вторичных расплавных включений, ассоциирующих с отдельными сульфидными глобулами. Следует отметить, что в этой зоне присутствуют расплавленные включения с сульфидными обособлениями, занимающими до половины объема вакуоли. Центральная часть мегакристалла содержит намного меньше комбинированных вторичных включений (силикатное стекло 10—20 об.% + сульфидная глобула 80—90 об.%), при неизменном количестве отдельных сульфидных глобул (рис. 6). Форма сульфидных глобул округлая, граница между сульфидными обособлениями и клинопироксеном четкая. Иногда

**Рис. 6.** Распределение сульфидных глобул в центральной части мегакристалла авгита обр. В26 (проходящий свет).

Помимо сульфидных глобул присутствуют комбинированные включения, состоящие из силикатного стекла (10—20 об.%) и сульфидов (80—90 об.%).



вокруг крупных (30 мкм) глобул наблюдаются более мелкие сульфидные обособления (2—5 мкм) такой же округлой формы (см. рис. 5, Б; 6).

Температура гомогенизации вторичных расплавных включений в мегакристалле авгита составляет 1140 °С.

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВКЛЮЧЕНИЙ

**Химический состав первичных и вторичных флюидных включений.** Криометрические исследования (табл. 2) показали, что флюидные включения имеют преимущественно углекислотный состав. Появления льда или образования газогидратов не наблюдалось. Температуры плавления вещества как в первичных, так и во вторичных флюидных включениях попадают в интервал  $-57.3 \dots -60$  °С. Причем наиболее низкие температуры были установлены для вторичных флюидных включений, в то время как температура плавления углекислоты в первичных не опускалась ниже  $-58.5$  °С. Следует отметить, что в некоторых первичных включениях углекислота плавится не мгновенно, а медленно, и процесс плавления захватывает диапазон от  $-58.5$  до  $-57.3$  °С. Такое поведение содержимого включений свидетельствует, что флюид имеет сложный состав и помимо углекислоты в нем присутствуют примеси других газов.

Методом КР-спектроскопии в первичном включении из ортопироксена (обр. В11-36) было установлено, что флюид состоит из  $\text{CO}_2$  (95 мол.%) и  $\text{N}_2$  (5 мол.%). Метан и другие углеводороды не обнаружены. Согласно данным КР спектроскопии, флюид, захваченный в виде вторичных включений, имеет близкий состав ( $\text{CO}_2$  — 93 мол.% и  $\text{N}_2$  — 7 мол.%). В отдельных случаях, по-видимому, содержания азота

Таблица 2. Температуры плавления и гомогенизации флюидных включений в минералах глубинных ксенолитов тр. Беле

№ образца	Минерал-хозяин	Генезис и фазовый состав при $T = 20$ °С	$n$	$T_{\text{пл}},$ °С	$T_{\text{гом}},$ °С	
В7, шпинелевый гарцбургит	Орх	Первичное, жидкость	5	$-58$ нач.пл. $-57.3$ кон.	$-53$	
		Вторичное, расплав + газ	4	$-57.4$	—	
ВН, шпинелевый лерцолит	О1	Вторичное, расплав + жидкость + газ	4	$-58.2$	$+23$	
В11-36, шпинелевый вебстерит	Орх	Первичное, жидкость	4	$-58.5$ нач.пл. $-57.3$ кон.	$-25$	
		Первичное, жидкость + газ	5	$-57.3$	$+23$	
	»	»	3	$-57.4$	$+23$	
	Срх	Вторичное, жидкость + газ	4	$-57.4$	$+23$	
		»	»	3	$-57.8$	$+25$
		»	»	3	$-58.3$	$+25$
		»	»	3	$-58.4$	$+25$
		»	»	3	$-58.4$	$+25$
		»	»	3	$-59.6$	$+25$
		»	»	3	$-59.7$	$+25$
»		»	3	$-60.0$	$+25$	
В92, шпинелевый вебстерит	»	»	3	$-57.8$	$+23$	
В19, вебстерит	»	»	3	$-57.8$	$+23$	
В5, шпинелевый клинопироксенит	»	Вторичное, расплав + газ	3	$-57.4$	—	
В28, клинопироксенит	»	»	3	$-57.4$	—	
В18, клинопироксенит	»	Вторичное, жидкость + газ	3	$-57.8$	$+23$	
		Вторичное, расплав + газ	3	$-57.2$	—	
В26, мегакристалл клинопироксена	»	»	1	$-57.4$	—	
		»	1	$-57.2$	—	

Примечание.  $T_{\text{пл}},$  °С — температура плавления вещества включения;  $T_{\text{гом}},$  °С — температура гомогенизации в жидкость,  $n$  — число опытов. Орх — ортопироксен; Срх — клинопироксен; О1 — оливин. Для некоторых первичных включений удалось проследить весь интервал плавления.  $T$  нач. пл. — температура начала плавления (фазовый состав включения — твердая фаза + жидкость + газ).  $T$  кон. — температура плавления конечной части твердой фазы (фазовый состав включения — жидкость + газ).

Таблица 3. Химический состав (мас.%) стекол гомогенизированных вторичных включений в клинопироксенах ксенолитов и мегакристалле из тр. Беле

№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	Cl	Сумма	T <sub>гом.</sub> °С
B11-36	54.72	0.47	18.93	5.64	0.11	5.05	7.21	1.95	0.27	0.07	0.00	0.17	94.48	1200
»	54.78	0.45	18.23	4.93	0.09	3.72	5.93	2.31	2.69	0.82	0.10	0.22	94.19	1190
»	54.99	0.39	19.19	5.49	0.10	4.57	5.71	1.46	0.58	0.09	0.00	0.22	92.69	1200
»	53.29	0.56	19.39	5.47	0.08	4.78	5.68	2.02	0.61	0.06	0.00	0.20	92.06	1200
»	52.22	0.40	19.38	5.83	0.10	3.48	5.29	2.56	2.81	0.37	0.00	0.07	92.41	1130
B11-37	52.76	0.61	19.01	5.29	0.11	3.26	5.84	2.31	2.59	1.09	0.08	0.12	92.96	1200
»	50.80	0.67	16.92	5.89	0.12	5.47	8.64	2.97	3.18	1.09	0.00	0.16	95.79	1110
»	49.26	0.95	14.24	8.17	0.15	6.23	10.10	2.83	2.34	1.20	0.02	0.16	95.50	1200
»	48.85	1.03	14.29	7.77	0.16	6.24	10.03	4.19	2.38	1.40	0.00	0.18	96.36	1200
B5	52.04	0.63	19.94	4.85	—	4.24	9.96	5.28	0.22	0.24	0.04	0.01	97.45	1180
B18	52.59	0.64	18.97	6.73	—	3.83	6.58	3.87	2.50	0.87	0.01	0.12	96.71	1160
»	53.77	0.62	19.00	6.12	—	3.63	6.76	2.99	2.59	0.90	0.05	0.08	96.51	1160
»	50.69	0.52	18.73	7.96	—	4.66	7.06	4.50	1.92	0.59	0.11	0.11	96.85	1140
»	50.82	0.60	18.66	8.32	—	4.85	7.55	4.69	1.94	0.67	0.00	0.08	98.18	1140
B28	47.90	0.51	17.08	9.14	—	5.28	8.44	5.02	2.11	2.36	0.16	0.23	98.23	1140
»	49.95	0.94	16.31	7.62	—	4.71	8.45	4.74	2.69	1.15	0.15	0.08	96.79	1140
»	51.52	0.48	17.93	6.61	—	3.98	7.32	5.44	2.26	1.36	0.16	0.29	97.35	1140
»	50.93	0.49	16.59	6.34	—	4.67	8.70	5.18	1.91	1.09	0.14	0.20	96.24	1140
B15	52.11	0.54	15.92	7.81	—	4.62	8.64	4.82	1.78	0.29	0.07	0.05	96.66	1140
»	51.23	0.98	16.29	6.54	—	5.43	10.18	5.66	1.59	0.60	0.01	0.01	98.52	1140
B26	49.42	1.54	18.36	7.80	0.11	5.54	8.01	4.78	0.08	0.22	0.00	0.00	95.86	1140
»	48.74	1.61	18.79	7.92	0.12	5.72	8.97	4.08	0.07	0.20	0.00	0.01	96.23	1140
»	50.33	1.85	19.01	8.31	0.11	5.04	6.86	4.12	0.09	0.15	0.00	0.00	95.87	1140
»	48.97	1.63	18.50	8.85	0.14	4.93	6.66	4.33	0.07	0.14	0.00	0.00	94.22	1140

Примечание. T<sub>гом.</sub> °С — температура гомогенизации включений; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SrO — ниже пределов обнаружения. Здесь и в табл. 4: B11-36 — шпинелевый вебстерит; B11-37, B5 — шпинелевый клинопироксенит; B18, B28 — клинопироксенит; B15 — плагиоклазовый клинопироксенит; B26 — мегакристалл клинопироксена.

могут быть выше, возможно, этим обусловлено понижение температур плавления вещества некоторых включений до –60 °С.

Поскольку первичные флюидные включения претерпели частичную разгерметизацию, определить истинную плотность флюида в процессе захвата не представляется возможным. Однако температуры гомогенизации первичных включений дают возможность оценить нижний предел плотностей для мантийных флюидов, захваченных в виде включений. Минимальная температура гомогенизации первичных включений в жидкую фазу составила –53 °С, что дает минимальную оценку плотности углекислотного флюида с примесью 5 мол.% N<sub>2</sub>, равную 1.14 г/см<sup>3</sup>. Вторичные включения гомогенизируются в жидкость при температурах 23–25 °С, максимальная плотность флюида в момент захвата — 0.57 г/см<sup>3</sup> (расчет произведен для системы 93 мол.% CO<sub>2</sub> — 7 мол.% N<sub>2</sub>).

**Химический состав вторичных расплавных включений в клинопироксенах ксенолитов.** Прогретье до температур гомогенизации (1100–1200 °С) расплавные включения имеют следующие вариации химического состава (мас.%): SiO<sub>2</sub> (47.9–55), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (14.2–19.9), TiO<sub>2</sub> (0.4–1), MgO (3.2–6.2), FeO (4.9–9.1), CaO (5.2–10.2), Na<sub>2</sub>O (1.5–5.7), K<sub>2</sub>O (0.2–3.2), Cl (до 0.2), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.06–2.3). Остаточные стекла негретых расплавных включений в клинопироксенах ксенолитов характеризуются более высокими содержаниями (мас.%): SiO<sub>2</sub> (55.6–68.5), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (20.4–27.2) и низкими TiO<sub>2</sub> (0.1–0.7), MgO (0.07–0.7), FeO (0.6–5.9), CaO (0.4–2.8). Химический состав гомогенизированных и остаточных стекол вторичных расплавных включений представлен в табл. 3, 4, а вариации состава приведены на рис. 7.

К сожалению, из-за сильной люминесценции методом рамановской спектроскопии не удалось проанализировать состав газового пузырька в расплавных включениях, но методом криометрии был определен состав флюида во вторичных расплавных включениях из ортопироксена, оливина и клинопироксена (обр. B7, BN, B5, B28, B18, см. табл. 2). Содержимое флюидного обособления в расплавных включениях



Таблица 4.

**Химический состав (мас.%) остаточных стекол вторичных включений  
в клинопироксенах ксенолитов и мегакристалле из тр. Беле**

№ образца	Фазовый состав	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	Cl	Сумма
B11-36	ст+г+ал-шп	68.47	0.16	24.16	0.58	0.07	0.35	2.30	0.30	0.00	0.00	0.17	96.57
»	ст+г+кф+ал-шп	66.57	0.20	25.63	1.34	0.32	0.80	1.18	0.12	0.00	0.00	0.13	96.29
»	ст+г+кф	61.66	0.60	23.72	2.99	0.33	1.10	1.22	2.85	1.16	0.07	0.24	95.94
»	»	63.27	0.11	26.35	1.50	0.12	0.57	1.16	1.25	0.13	0.00	0.35	94.81
»	»	68.05	0.36	24.73	0.71	0.11	0.40	1.27	0.62	0.00	0.01	0.38	96.64
»	ст+г+ал-шп	63.04	0.19	24.14	1.29	0.09	0.81	2.41	4.15	—	0.21	0.65	96.98
»	ст+г+кф+рф	60.65	0.21	25.91	2.02	0.15	0.93	2.36	2.63	—	0.18	0.82	95.86
»	ст+г	67.20	0.11	23.98	0.44	0.08	0.63	1.91	0.80	0.17	0.14	0.42	95.88
B19	ст+г+кф	59.33	0.27	23.65	3.32	0.26	1.16	3.00	4.65	0.99	—	0.27	96.90
»	ст+кф+рф	62.63	0.33	20.40	1.59	0.27	2.78	1.95	4.29	1.77	—	0.34	96.35
»	»	62.36	0.40	21.02	2.17	0.44	1.35	1.56	4.32	1.42	—	0.38	95.42
B5	ст+г+рф	64.82	0.07	26.34	1.04	0.09	2.06	1.21	1.00	0.40	—	0.04	97.06
»	»	64.09	0.08	27.24	1.47	0.09	1.73	0.75	1.01	0.60	—	0.07	97.12
B11-37	ст+г+кф+ал-шп	67.54	0.66	23.67	1.44	0.32	0.93	0.50	0.55	0.00	0.23	0.91	96.75
B18	ст+г+кф+ильм	64.69	0.47	24.37	1.49	0.38	0.58	4.68	0.1	0.1	0.04	0.00	96.9
»	ст+г+ал-шп	58.47	0.16	22.15	4.6	0.22	1.26	6.16	2.67	2.31	0.13	0.39	98.52
B21	ст+кф+рф	58.01	0.39	23.58	2.63	0.67	1.11	4.42	5.02	0.53	—	0.06	96.41
B24	ст+г+рф	59.68	0.25	24.48	3.50	0.10	0.99	1.76	3.97	0.30	—	0.11	95.14
»	ст+рф	60.72	0.18	24.27	3.16	0.07	0.97	2.28	3.86	0.13	—	0.12	95.76
»	ст+г+рф	59.83	0.19	24.54	3.47	0.12	1.09	2.50	4.26	0.61	—	0.13	96.74
B28	ст+г+кф+рф	59.16	0.31	23.22	3.05	0.72	2.66	3.89	2.13	2.12	0.1	0.19	97.55
»	»	59.37	0.24	22.58	3.48	0.47	1.04	5.33	2.21	2.28	0.16	0.38	97.54
B15	»	55.87	0.40	23.00	5.86	0.18	1.51	3.89	4.68	1.33	0.18	0.21	97.11
»	ст+кф+рф	56.42	0.24	22.47	5.88	0.28	1.34	2.83	3.87	1.75	0.20	0.22	95.50
»	ст+г+кф+рф	55.85	0.30	22.68	5.19	0.24	1.21	2.89	3.97	1.24	0.16	0.24	93.97
»	»	55.62	0.41	22.33	5.37	0.26	1.22	3.08	3.90	1.34	0.14	0.27	93.94
B26	ст+г+кф+рф	63.61	0.82	24.91	1.59	0.68	2.04	2.44	0.68	0.34	—	0.07	97.18
»	ст+г+рф	62.79	0.92	25.95	2.45	0.33	0.81	1.54	1.20	0.05	—	0.03	96.07
»	ст+г+кф+рф	63.59	0.75	26.51	2.37	0.44	0.80	2.09	0.69	0.09	—	0.01	97.34
»	ст+г+рф+кф	65.19	0.72	24.77	1.12	0.59	1.05	1.59	0.27	0.07	0.00	0.01	95.38
»	ст+г+кф+рф	62.99	0.80	23.01	1.08	0.77	1.42	6.54	0.32	0.18	0.04	0.03	97.18
»	ст+г+кф	61.22	0.52	25.12	1.26	0.63	0.50	3.80	2.88	0.17	0.02	0.01	96.13
»	ст+г+рёнит	67.56	0.41	24.98	0.93	0.32	0.86	3.36	0.17	0.00	0.04	0.04	98.66
»	рёнит	29.74	8.06	16.56	18.71	14.02	10.26	1.89	0.00	0.00	0.00	0.00	99.39*

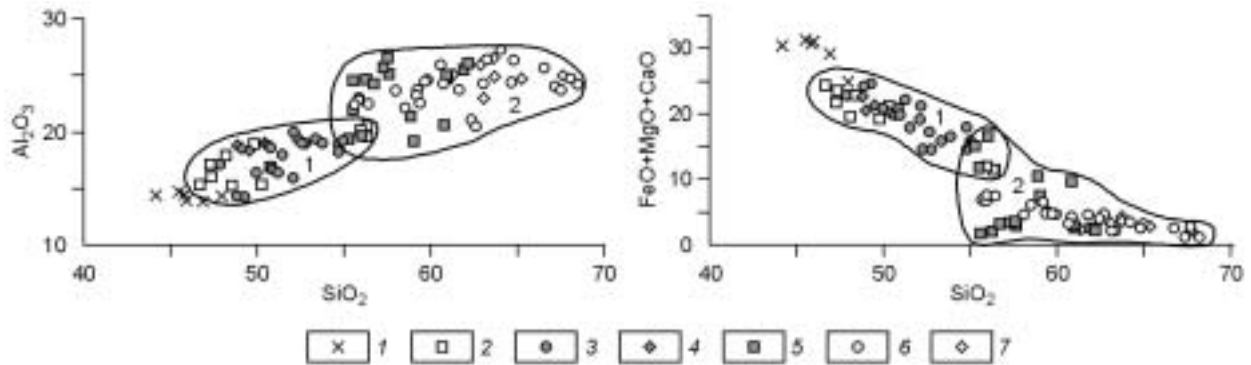
Примечание. Прочерк — не анализировалось; в стеклах — Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SrO — ниже пределов обнаружения, MnO — <0.05 мас.%; ст — стекло; г — газ; кф — прозрачная кристаллическая фаза; рф — рудная фаза; ал-шп — алюмошпинель. B19 — вебстерит; B18, B21, B24, B28 — клинопироксенит.

\* В сумму включено 0.15 мас.% MnO.

плавилось при  $T = -58.2 \dots -57.2$  °C, что свидетельствует о преимущественно углекислотном составе включений, вероятно, с незначительной примесью азота.

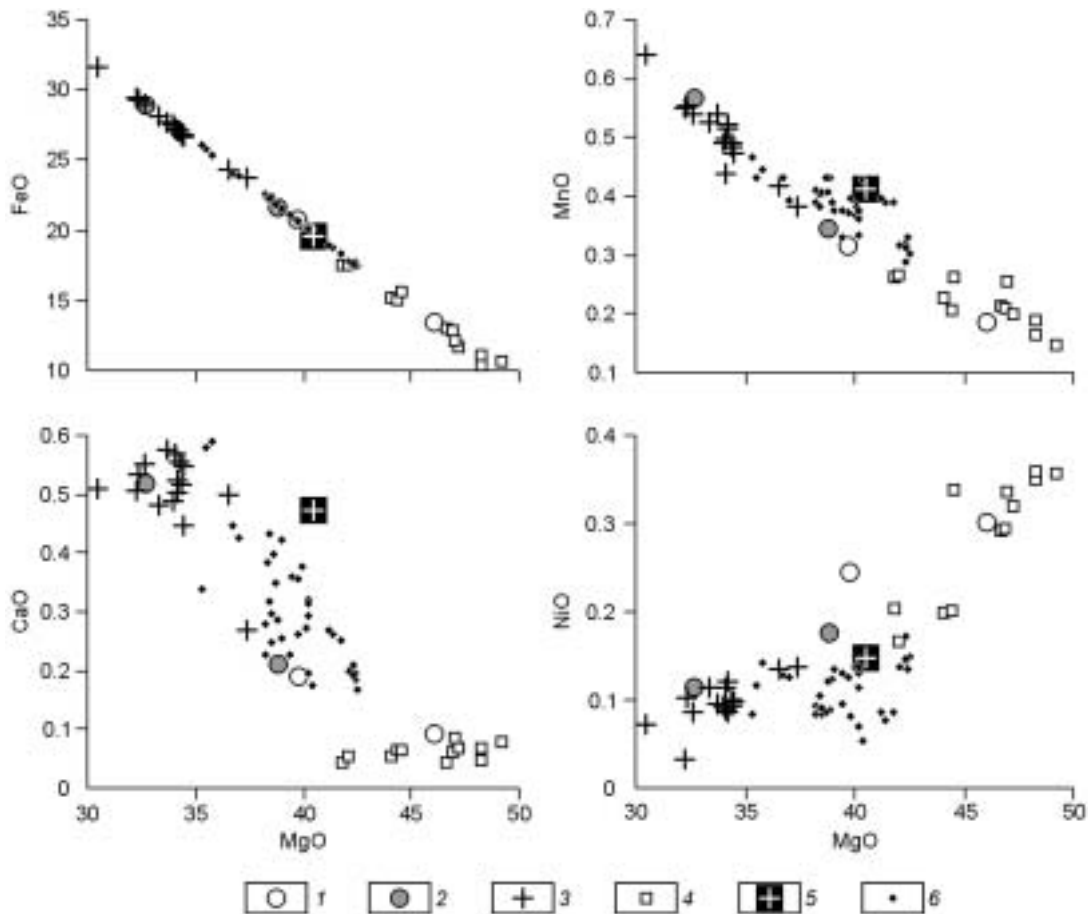
**Химический состав кристаллических включений в клинопироксенах ксенолитов.** В клинопироксенах ксенолитов с расплавленными включениями иногда ассоциируют полиминеральные сульфидные включения и одиночные кристаллиты, представленные оливином, плагиоклазом, Al-шпинелью (см. рис. 3; 5, А).

Лишь в единичном случае удалось проанализировать идиоморфное зерно кристаллита оливина. По содержанию MgO ( $F_o = 77.6$ ) кристаллит оливина попадает в поле составов интерстиционного оливина из ксенолитов и вкрапленников оливина из базанитов, а по содержанию CaO (0.48 мас.%), MnO (0.41 мас.%), NiO (0.15 мас.%) в область составов оливина основной массы базанита (рис. 8, табл. 5).



**Рис. 7. Вариации состава (мас.%) стекол включений в минералах ксенолитов и базанитов тр. Беле.**

1 — породы, по [Костюк и др., 1977; Соболев и др., 1988; Ashchepkov et al., 1995; Головин и др., 2000]; 2—4 — стекла гомогенизированных включений: в минералах основной массы базанитов (2), по [Головин и др., 2000], в клинопироксенах ксенолитов (3), в клинопироксене мегакристалла (4); 5—7 — остаточные стекла включений: в минералах основной массы базанитов (5), по [Головин и др., 2000], в клинопироксенах ксенолитов (6), в клинопироксене мегакристалла (7). 1, 2 — поля составов гомогенизированных (1) и остаточных (2) стекол включений.



**Рис. 8. Вариации состава (мас.%) оливинов из базанитов и ксенолитов тр. Беле.**

1, 2 — центр, край вкрапленников оливина из базанитов; 3 — оливин основной массы базанитов; 4 — оливин из ксенолитов; 5 — кристаллит оливина из клинопироксена ксенолита; 6 — интерстиционный оливин из ксенолитов.

Включения плагиоклаза образуют удлиненные кристаллы призматического габитуса размером до 50 мкм. По составу они отвечают лабрадорам с вариациями анортитового минала от  $An_{51}$  до  $An_{62}$ . Составы изученных кристаллитов плагиоклаза попадают в поле составов плагиоклаза из основной массы базанитов (рис. 9). Состав некоторых включений плагиоклаза представлен в табл. 5.

Таблица 5. Химический состав кристаллитов (мас.%) из клинопироксена шпинелевого вебстерита (обр. В11-36)

Минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Сумма
Оливин	38.87	0.07	0.00	—	19.62	0.41	40.54	0.48	—	—	0.15	100.13
Плагиоклаз	52.27	0.00	—	29.17	0.67	—	0.04	12.59	4.01	0.29	—	99.04
»	52.81	0.00	—	28.93	0.00	—	0.16	12.44	4.01	0.40	—	98.75
Шпинель	—	1.13	1.24	48.59	28.94	0.16	17.97	0.28	—	—	—	98.31
»	—	0.90	0.14	48.12	30.87	0.14	17.70	0.32	—	—	—	98.19

Таблица 6. Химический состав (мас.%) сульфидов из клинопироксена шпинелевого вебстерита (обр. В11-36) и мегакристалла авгита (обр. В26)

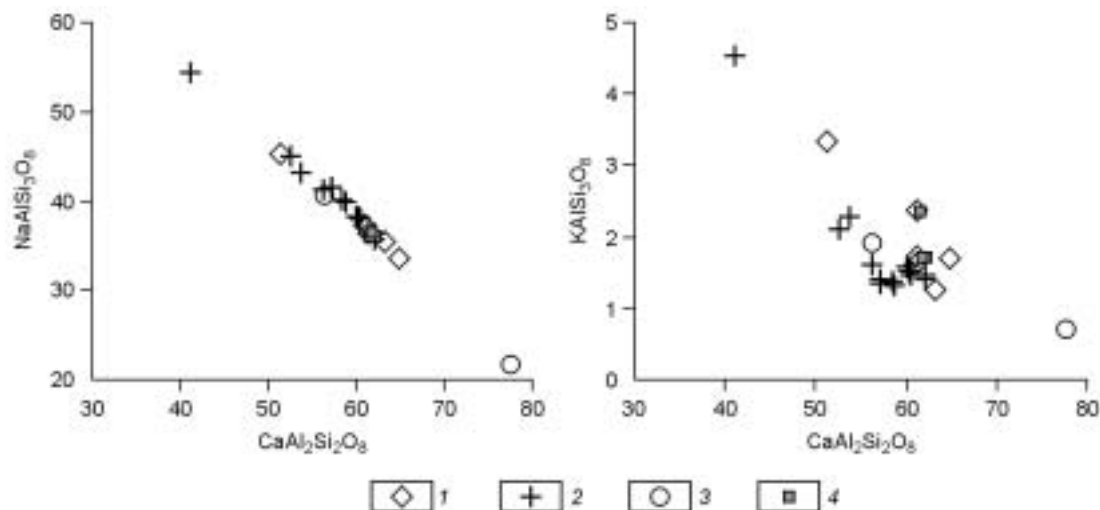
№ образца	Фазовый состав сульфидов	Минерал	Fe	Ni	Co	Cu	S	Сумма	
В11-36	Pent+Po+Ch	Pent+Po	29.91	31.57	0.95	0.10	37.38	99.91	
		Po	59.42	0.74	0.03	0.00	39.75	99.94	
		Ch	30.85	0.05	0.00	33.88	35.09	99.87	
	»	»	Po	62.94	0.00	0.03	0.33	36.62	99.92
			Po+Pent	62.06	0.61	0.10	0.59	36.51	99.87
	»	»	Po	59.08	1.38	0.10	0.01	39.33	99.9
			Pent	43.55	20.41	1.03	0.02	34.93	99.94
	»	»	Po	59.14	1.46	0.10	0.08	39.29	100.07
			Pent	38.07	28.95	0.77	0.08	32.04	99.91
	»	»	Po	60.22	0.00	0.00	0.09	39.63	99.94
»			62.67	0.00	0.00	0.00	37.25	99.92	
»			59.85	0.71	0.00	0.00	39.34	99.90	
В26	Po+Ch+Pent	Po	60.01	0.73	0.07	0.00	38.70	99.50	
		Ch+Pent	31.08	6.10	0.29	27.24	34.27	98.98	
		Po	60.48	0.27	0.08	0.00	38.92	99.74	
	»	»	Ch+Pent	34.31	3.47	0.20	26.93	34.83	99.74
			Po	58.27	1.85	0.30	0.00	39.52	99.94
	»	»	Ch	30.68	0.50	0.05	32.66	34.86	98.75
			Po	57.55	2.54	0.29	0.00	39.19	99.57
			Ch	30.62	0.09	0.03	33.44	34.74	98.92
	»	»	Po	57.77	2.55	0.28	0.03	39.11	99.74
			»	57.89	2.17	0.28	0.01	39.41	99.76
			»	57.68	2.73	0.30	0.02	39.16	99.88
			»	57.68	2.73	0.30	0.02	39.16	99.88
	»	Po+Ch+Pent	Po	58.58	0.78	0.24	1.11	39.29	100.00
			Ch	31.49	0.10	0.06	33.20	34.71	99.56
	»	Po+Ch	Po	57.85	2.37	0.32	0.00	39.39	99.93

Примечание. Pent — пентландит, Po — пирротин, Ch — халькопирит.

Кристаллиты шпинели представлены мелкими (до 30 мкм) идиоморфными, изометричными зернами с незначительными вариациями (мас.%) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (48.1—48.6), MgO (17.7—18), FeO (28.9—30.9), TiO<sub>2</sub> (0.9—1.1), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.1—1.2). (см. табл. 5).

Как показал микронзондовый анализ, основными компонентами полиминеральных сульфидных включений являются пирротин (Fe<sub>7</sub>S<sub>8</sub>), пентландит (Fe, Ni, Co)<sub>9</sub>S<sub>8</sub> и халькопирит (CuFeS<sub>2</sub>) (табл. 6).

**Химический состав вторичных расплавных включений и сульфидных глобул из мегакристалла.** Прогретые до температур гомогенизации (1140 °С) расплавные включения имеют следующие вариации химического состава (мас.%): SiO<sub>2</sub> (48.7—50.3), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (18.3—19), TiO<sub>2</sub> (1.5—1.9), MgO (4.9—5.7), FeO (7.8—8.9), CaO (6.6—9), Na<sub>2</sub>O (4—4.8), K<sub>2</sub>O (до 0.1), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 0.2). Остаточные стекла расплавных включений в мегакристалле характеризуются более высокими содержаниями (мас.%): SiO<sub>2</sub> (61.2—65.2), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (23—26.5) и низкими TiO<sub>2</sub> (0.5—0.9), MgO (0.3—0.8), FeO (1.1—2.5), CaO (0.5—2). Химический



**Рис. 9. Вариации состава (мол.%) плагиоклазов из базанитов и ксенолитов тр. Беле.**

1 — кристаллические включения плагиоклаза, ассоциирующие с вторичными расплавленными включениями из клинопироксенов ксенолитов; 2 — плагиоклаз основной массы базанитов; 3 — вкрапленник плагиоклаза; 4 — кристаллиты плагиоклаза в клинопироксене из основной массы базанита.

состав стекол гомогенизированных и негретых вторичных расплавленных включений представлен в табл. 3, 4. Вариации состава приведены на рис. 7.

Как дочерняя фаза в одном из включений определен рёнит следующего состава (мас.%): SiO<sub>2</sub> — 29.7, TiO<sub>2</sub> — 8.1, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 16.6, FeO — 18.7, MgO — 14, CaO — 10.3, Na<sub>2</sub>O — 1.9 (см. табл. 4). В целом состав рёнита из вторичного расплавленного включения в клинопироксене близок к таковому из первичного расплавленного включения в оливине основной массы базанита тр. Беле [Головин и др., 2000].

Криометрические исследования газовой фазы включений указывают на преимущественно углекислотный состав включений (*T* плавления содержимого включений –57.4...–57.2 °С (см. табл. 2)).

Совместно с расплавленными включениями в мегакристалле авгита присутствуют и полиминеральные сульфидные включения (см. рис. 5, Б; 6). Согласно микрозондовому анализу, основными компонентами сульфидных глобул являются пирротин (преимущественно Fe<sub>7</sub>S<sub>8</sub>), пентландит (Fe,Ni,Co)<sub>9</sub>S<sub>8</sub> и халькопирит (CuFeS<sub>2</sub>), которые по составу достаточно близки минералам из сульфидных включений в клинопироксене ксенолита В11-36. Единственным отличием сульфидных глобул из мегакристов является незначительное присутствие пентландита. Следует также отметить, что глобулы, не содержащие пентландит, характеризуются более высокими концентрациями Ni (до 3 мас.%) в пирротине, в отличие от пирротинов из пентландитсодержащих сульфидных включений (см. табл. 6).

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В настоящее время широко обсуждается проблема генезиса и химизма различных типов включений в минералах глубинных ксенолитов и мегакристаллах из базальтов. В тех случаях, когда расплавленные и флюидные включения определяются как первичные, они отвечают составу расплава или флюида, который существовал в момент кристаллизации минеральных парагенезисов. В случаях же, когда включения идентифицируются как вторичные, т. е. их образование происходило позже кристаллизации первичных ассоциаций ксенолитов, интерпретация происхождения и состава этих включений играет ключевое значение в расшифровке процессов преобразования ксенолитов [Miller, Richter, 1982; Andersen et al., 1984, 1987; Реддер, 1987; O'Reilly et al., 1989; Edgar et al., 1989; Fleet, Stone, 1990; Frezzotti et al., 1991; Добрецов и др., 1992; Schiano, Clocchiatti, 1994; Neumann et al., 1995; Szabó, Bodnar, 1995; Wulff-Pedersen et al., 1996; Szabó et al., 1996; O'Connor et al., 1996; Shaw, Edgar, 1997; Neumann, Wulff-Pedersen, 1997; Varela et al., 1997; Yaxley et al., 1997; Shaw, 1997; Shaw et al., 1998; Guo et al., 1999; Sharygin et al., 1999; Andersen, Neumann, 2001; Frezzotti, 2001; Литасов и др., 2003].

Находки первичных флюидных включений в ортопироксенах ксенолитов (см. рис. 1) являются дополнительным и независимым источником информации о составе глубинных флюидов и давлении образования минеральных ассоциаций. Поскольку в ксенолитах отсутствует гранат, можно утверждать, что давление их образования было не выше шпинелевой фации глубинности мантийных пород. Наличие первичных флюидных включений позволяет оценить давление образования мантийных минералов при

известных температурах в обр. В11-36 и В7. Принимая во внимание тот факт, что первичные включения претерпели разгерметизацию, следует отметить, что полученные результаты могут дать только некоторую нижнюю оценку давления.

За минимальную температуру захвата флюидных включений мы приняли температуру равновесного сосуществования минеральных парагенезисов, оцененную по геотермометрам [Brey, Köhler, 1990]. Эта температура составляет 970 °С для шпинелевого вебстерита (В11-36) и 980 °С для гарцбургита (В7). Минимальное давление, рассчитанное по уравнению состояния смеси газов  $\text{CO}_2$  (95 %)— $\text{N}_2$  (5 %) [Van den Kerkhof, 1988], составляет соответственно 8.5 и 12 кбар. По-видимому, разгерметизация включений произошла при транспортировке ксенолитов либо на мантийном уровне, либо на границе верхней мантии и земной коры. Полученные оценки давления хорошо согласуются с результатами по геобарометрии мантийных ксенолитов тр. Беле: 820—1020 °С, 10—18 кбар [Ashchepkov et al., 1995]. Если эти включения действительно являются первичными, то данный факт позволяет сделать вывод, что уже в мантийных условиях образование минералов идет в присутствии свободной флюидной фазы, на 95 % состоящей из  $\text{CO}_2$  и, возможно, лишенной  $\text{H}_2\text{O}$ .

Интерпретировать результаты изучения различных типов вторичных включений значительно сложнее. В пороодообразующих минералах глубинных ксенолитов из тр. Беле по залеченным трещинкам были установлены три типа включений — флюидные, расплавные и кристаллические. Вторичные флюидные включения могут быть результатом как мантийного метасоматического воздействия на породы, так и взаимодействия ксенолитов с выносящими их расплавами. Происхождение же вторичных расплавных включений, а именно высокие содержания  $\text{SiO}_2$  в стеклах, по литературным данным соответствующие в основном составу кислых и средних пород, вызывает еще большие дебаты. В последних обзорных работах по включениям [Shaw et al., 1998; Andersen, Neumann, 2001] приводится более 10 предположений относительно генезиса вторичных расплавных включений в мантийных ксенолитах. К основным гипотезам относятся: 1) инфильтрация мигрирующих мантийных расплавов/флюидов в породы, происходящая до момента захвата ксенолита выносящей магмой (гипотеза мантийного метасоматоза); 2) частичное плавление первичных минералов мантийных пород; 3) разложение водосодержащих фаз ксенолита при нагревании/декомпрессии/взаимодействии с мигрирующими расплавами; 4) взаимодействие ксенолитов и выносящих их расплавов в течение подъема ксенолитов на поверхность. В настоящее время доминирует точка зрения, что флюидные и расплавные включения в минералах глубинных ксенолитов — результат инфильтрации мигрирующих мантийных расплавов/флюидов. Следует отметить, что в большинстве работ предполагается, что эти расплавы/флюиды генетически не связаны с магмами, выносящими ксенолиты. В то же время экспериментальные исследования [Shaw et al., 1998] показывают, что относительно кислые ( $\text{SiO}_2$  — 50—70 мас.%) по составу стекла могут быть результатом реакции ортопироксена с недосыщенными кремнеземом расплавами (в том числе и базанитовыми) при давлении 1 атм. По нашему мнению, недостатком публикаций, посвященных мантийному метасоматозу ксенолитов, является отсутствие результатов изучения включений в пороодообразующих минералах пород, содержащих нодули. Отсутствуют данные и по эволюционным трендам составов при кристаллизации расплавов, выносящих ксенолиты.

Рассмотрим результаты исследования различных типов вторичных включений в минералах глубинных ксенолитов из базанитов тр. Беле. Совместное нахождение вторичных расплавных и флюидных включений по залеченным трещинам и неоднородностям в минералах ксенолитов — довольно обычная ситуация. В некоторых случаях установлена ассоциация вторичных расплавных включений с кристаллитами плагиоклаза, оливина, шпинели и сульфидами. Также в минералах наблюдаются: отдельные цепочки расплавных включений; ассоциации, состоящие лишь из флюидных включений; единичные вторичные включения. В одних ксенолитах (обр. В11-36) реализуются практически все вышеописанные варианты ассоциаций, в других (обр. В21, В24) — присутствуют лишь вторичные расплавные включения.

Основываясь на результатах термометрии расплавных включений ( $T_{\text{гом}} = 1100\text{—}1200$  °С) и плотности флюидных включений, давление их образования составляет 2.4—2.6 кбар. Заметим, что эти давления определены именно для цепочек сингенетичных вторичных расплавных, флюидных и сульфидных включений. В тех случаях, когда наблюдаются отдельные цепочки расплавных включений или флюидные включения в минерале ксенолита отсутствуют, максимальное давление образования вторичных включений расплава составляет не более 1.4—1.6 кбар (расчет проведен для чистой  $\text{CO}_2$  и максимально возможной температуры гомогенизации в газ ( $г + ж \rightarrow г$ ,  $г$  — газ,  $ж$  — жидкость), равной 31 °С). Визуально в большинстве расплавных включений, не ассоциирующих с флюидными, при криометрических опытах гомогенизация в газ происходит мгновенно после пересечения точки плавления вещества. Это указывает на низкую плотность флюидного обособления во включениях и соответственно на еще более низкое давление захвата этих включений относительно максимально рассчитанного.

Во многих работах, посвященных мантийному метасоматозу и изучению флюидных фаз в ксенолитах, плотности флюидных включений, как правило, не соответствуют мантийным давлениям, поэтому

предполагается, что большинство включений при подъеме ксенолитов к поверхности декрепитируют, т. е. теряют первоначальную плотность. У нас есть прямые доказательства того, что относительно низкоплотные флюидные включения в ксенолитах могут быть связаны с выносящими ксенолиты расплавами. Во-первых, при изучении вторичных флюидных включений каких-либо признаков декрепитации не установлено. Во-вторых, при изучении базанитов тр. Тергешская [Тимина и др., 2006] в фенокристаллах оливина по залеченным трещинкам также установлены трассирующие цепочки сингенетичных вторичных флюидных и расплавных включений. Вторичные флюидные включения имеют преимущественно углекислотный состав, гомогенизация в жидкую фазу ( $\gamma + \beta \rightarrow \beta$ ) происходит при 24 °С, что свидетельствует о такой же плотности флюида, которая была установлена нами во вторичных флюидных включениях из глубинных ксенолитов тр. Беле.

Вторичные расплавные включения представляют расплавы, которые по составу отвечают дифференциатам базанитовой магмы. Ранее, при участии авторов, было проведено комплексное изучение расплавных включений в породообразующих минералах двух базанитовых трубок Минусинской впадины — Беле и Тергешская. По гомогенным и остаточным стеклам из первичных расплавных включений выявлено, что в процессе кристаллизации эволюция базанитовых магм была направлена в сторону повышения  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочей и уменьшения феррических компонентов и проходила от базанитового до тефрифонолитового, фонолитового и трахиандезитового составов [Головин и др., 2000; Головин, 2004; Тимина и др., 2006].

Гомогенные стекла из вторичных расплавных включений в клинопироксенах различных типов ксенолитов (в том числе плагиоклазовом клинопироксените обр. В15 и мегакристалле клинопироксена обр. В26) образуют довольно широкое поле составов, в целом идентичное области составов гомогенных первичных включений из минералов базанитов тр. Беле (см. рис. 7). Непрогретые исходные стекла расплавных включений в клинопироксенах ксенолитов, мегакристалле клинопироксена и породообразующих минералах базанита также близки по составу и характеризуются более высокими содержаниями  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , щелочей и низкими  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  (см. рис. 7). Такие широкие вариации основных компонентов и отличие от гомогенных стекол, вероятно, связаны с кристаллизацией различных дочерних фаз внутри включений. Эволюция составов вторичных включений в ряду гомогенизированных стекол  $\rightarrow$  остаточные стекла в клинопироксенах ксенолитов и мегакристалле авгита подобна таковой для расплава, выявленного в виде первичных расплавных включений в минералах базанитов [Головин и др., 2000; Тимина и др., 2006].

Исходя из полученных данных видно (см. рис. 7), что нет принципиальной разницы по составу расплавных включений (гомогенизированных и негретых) в минералах различных типов ксенолитов, мегакристалле авгита и вмещающих их базанитов. Незначительные различия (например, повышенное содержание  $\text{SiO}_2$ ) в некоторых включениях расплава для ортопироксеносодержащих ксенолитов могут быть результатом реакции между исходным базанитовым расплавом и ортопироксеном [Shaw et al., 1998]. Кроме того, в более ранних исследованиях ксенолитов установлено, что пироксеносодержащие породы могут частично плавиться в базальтовом расплаве при температуре 1100—1300 °С [Кутыев, Шарипов, 1975; Агафонов и др., 1978]. Минеральный состав интерстиционных ассоциаций и химизм интерстиционных минералов, которые установлены практически во всех ксенолитах, также свидетельствуют в пользу взаимодействия ксенолитов и выносящих их расплавов [Головин и др., 2002].

В некоторых случаях, как уже отмечалось выше, наблюдается совместное присутствие в пределах одной трещины вторичных расплавных включений с кристаллическими фазами (оливином, плагиоклазом, шпинелью). Составы кристаллитов плагиоклаза в трещинах идентичны составу плагиоклаза из базанитов, а кристаллит оливина попадает в поле составов интерстиционного оливина из ксенолитов (см. рис. 8, 9). Это также свидетельствует в пользу того, что вторичные расплавные включения являются реликтами базанитового или гибридного расплава, возникшими в результате реакции последних с минералами ксенолитов.

Необходимо подчеркнуть, что в виде дочерней фазы как в первичных включениях расплава из минералов базанитов тр. Беле, так и в некоторых вторичных включениях расплава из мегакристалла авгита, неоднократно был диагностирован редкий силикат — рёнит. Этот минерал является одной из главных дочерних фаз в первичных включениях расплава из фенокристаллов оливина базанитов тр. Тергешская [Тимина и др., 2006], а также отмечался в оливине базанитов тр. Беле [Головин и др., 2000]. По данным Кунцманна [Kunzmann, 1999], рёнит в щелочных базальтах стабилен в интервале температур 840—1200 °С и давлении менее 0.6 кбар, а в глубинных ксенолитах он может быть устойчив до 5 кбар. Образование этой относительно низкобарической фазы, по нашему мнению, служит прямым доказательством наличия генетической связи, по крайней мере, вторичных расплавных включений в мегакристалле авгита с выносящим его базанитовым расплавом.

Обобщая все вышеприведенные факты и результаты изучения вторичных включений в минералах ксенолитов, следует признать маловероятным, что эти включения являются результатом инфильтрации

мигрирующих мантийных расплавов на больших глубинах. По нашим данным, образование вторичных включений в минералах ксенолитов начиналось при давлении 2.4 кбар и продолжалось, возможно, вплоть до приповерхностных условий, когда происходила массовая кристаллизация базанитового расплава. Присутствие сингенетичных вторичных расплавных и флюидных включений указывает на фазовую гетерогенность среды, в которой происходила транспортировка ксенолитов. При давлении 2.4 кбар она состояла, как минимум, из двух фаз — силикатного расплава и углекислотного флюида. Пока не ясно, был ли силикатный расплав исходно насыщен  $\text{CO}_2$ , или же выделение флюида наступило вследствие снижения давления. В экспериментальных работах по растворимости  $\text{CO}_2$  в природных силикатных расплавах отмечается, что растворимость  $\text{CO}_2$  быстро увеличивается с ростом давления в интервале 0—5 кбар [Blank, Brooker, 1994], что может свидетельствовать в пользу дегазации базанитового расплава при подъеме в близповерхностных условиях (6—8 км).

Таким образом, получены многочисленные доказательства того, что ксенолиты при подъеме активно взаимодействовали с транспортирующим их базанитовым расплавом, а сами вторичные включения в ксенолитах являются продуктом инфильтрации и/или реакции расплава с ксенолитами. В какой степени реализуется каждый из этих процессов для различных ксенолитов, установить сложно. По-видимому, это зависит от минеральных ассоциаций, размеров ксенолитов, скорости подъема магмы и, возможно, каких-то других причин.

Тесная ассоциация сульфидов с вторичными расплавными и флюидными включениями свидетельствует о том, что их образование происходило в приповерхностных условиях, возможно, в результате инфильтрации дериватов базанитового расплава в ксенолиты. В основной массе базанитов тр. Беле установлены мелкие (2 мкм) выделения сульфидов. Сульфидные глобулы установлены также в первичных и вторичных расплавных включениях из минералов базанитов тр. Тергешская [Головин и др., 2000; Тимина и др., 2006]. Однако не исключается, что одиночные сульфидные глобулы в минералах ксенолитов тр. Беле могут иметь мантийное происхождение. В целом изучение химизма и генезиса сульфидов в ксенолитах и мегакристаллах — это отдельное, трудоемкое исследование [Andersen et al., 1987; Fleet, Stone, 1990; Szabó, Vodnar, 1995; Shaw, 1997; Guo et al., 1999] и делать окончательные выводы относительно происхождения сульфидов в ксенолитах и мегакристаллах из тр. Беле преждевременно.

#### ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Присутствие в минералах ксенолитов большого количества флюидных включений свидетельствует о высокой роли существенно углекислотного флюида в истории образования и транспортировки ксенолитов к поверхности. Первичные флюидные включения в минералах являются независимым источником информации, с помощью которого мы можем рассчитывать минимальные давления образования ксенолитов, а также состав глубинного флюида при кристаллизации нодулей. Для образцов, содержащих первичные флюидные включения (B11-36 и B7), установлено, что давление захвата этих включений было выше 8.5 и 12 кбар. Кристаллизация изученных парагенезисов происходила при преобладании углекислоты среди летучих. Наличие первичных включений в минералах мантийных ксенолитов из тр. Беле свидетельствует о существовании, вероятно, безводного флюида в виде отдельной фазы на уровне верхней мантии Северо-Минусинской впадины. В базанитовом расплаве среди летучих компонентов, возможно, также преобладала углекислота с незначительным содержанием азота. Малые содержания биотита и амфибола (<1 об.%) в базанитах косвенно свидетельствуют о низких концентрациях  $\text{H}_2\text{O}$  в базанитовом расплаве.

2. В процессе подъема на поверхность базанитовый расплав тр. Беле активно реагировал с глубинными ксенолитами и мегакристаллами, результатом чего стало образование вторичных включений в минералах ксенолитов и интерстиционных ассоциаций. Сингенетичные цепочки флюидных, расплавных и кристаллических включений в минералах нодулей образовались при температуре 1100—1200 °С и максимальном давлении 2.4—2.6 кбар. По-видимому, далее при подъеме ксенолитов активность углекислотного флюида понизилась, о чем свидетельствует наличие отдельных цепочек расплавных включений с малоплотной флюидной составляющей ( $P < 1.5$  кбар). Возможно, что инфильтрация и реакция расплава с ксенолитами происходили вплоть до близповерхностных условий. Мы считаем, что влияние транспортирующих расплавов на процессы преобразования глубинных ксенолитов в настоящее время недооценено.

Авторы признательны Л.Н. Поспеловой (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) за помощь при проведении микронзондового анализа и д.г.-м.н. Э.В. Сокол (ИГМ СО РАН) за обсуждение результатов работы и ценные замечания. Особую благодарность хотелось бы выразить к.г.-м.н. С.З. Смирнову (ИГМ СО РАН) за помощь при проведении экспериментов, обсуждении полученных результатов, советы и замечания при написании данной статьи. Авторы также признательны рецензентам данной статьи д.г.-м.н. Ф.Г. Рейфу (ИГ СО РАН) и д.г.-м.н., чл.-кор. РАН В.С. Шацкому (ИГМ СО РАН) за замечания и рекомендации, которые помогли улучшить текст работы.

Работа выполнена при поддержке гранта ПРФ (МК-2138.2007.5), РФФИ (грант № 06-05-65015) и комплексного интеграционного проекта СО РАН № 6.15.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Агафонов Л.В., Кутолин В.А., Леснов Ф.П.** Воздействие базальтовой магмы на ксенолиты ультраосновных пород и относительная устойчивость минералов в базальтовом расплаве // *Материалы по петрологии и минералогии ультраосновных и основных пород*. Новосибирск, Наука, 1978, с. 67—84.

**Брагин В.Ю., Реутский В.Н., Литасов К.Д., Мальковец В.Г.** Позднемеловой эпизод внутриплитного магматизма в Северо-Минусинском прогибе по палеомагнитным и геохронологическим данным // *Геология и геофизика*, 1999, т. 40 (4), с. 576—582.

**Владимиров Б.М., Волянюк Н.Я., Пономаренко А.И.** Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. М., Наука, 1976, 284 с.

**Головин А.В.** Особенности эволюции расплавов при кристаллизации кимберлитов (трубка Удачная—Восточная, Якутия) и базанитов (трубка Беле, Хакасия) по данным изучения расплавных включений: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, ИМП СО РАН, 2004, 24 с.

**Головин А.В., Шарыгин В.В., Смирнов С.З.** Флюидные, расплавные и сульфидные включения в минералах глубинных ксенолитов трубки Беле (Минусинская котловина) // *Тезисы докладов 9-й международной конференции по термобарогеохимии*. Александров, 1999, с. 91—94.

**Головин А.В., Шарыгин В.В., Мальковец В.Г.** Эволюция расплава в процессе кристаллизации базанитов трубки Беле (Северо-Минусинская впадина) // *Геология и геофизика*, 2000, т. 41 (12), с. 1760—1782.

**Головин А.В., Шарыгин В.В., Мальковец В.Г.** Интерстиционные ассоциации в глубинных ксенолитах из трубок взрыва Северо-Минусинской впадины // *Тезисы семинара „Щелочной магматизм Земли“*. М., 2002, с. 34—35.

**Добрецов Н.Л., Ащепков И.В., Симонов В.А., Жмодик С.М.** Взаимодействие пород верхней мантии с глубинными флюидами и расплавами в Байкальской рифтовой зоне // *Геология и геофизика*, 1992 (5), с. 3—21.

**Зубков В.С., Смирнов В.Н., Плюснин Г.С., Альмухамедов Е.А., Николаев В.М., Парадина Л.Ф., Кузнецова С.В.** Первые К-Аг датировки и изотопия стронция для базанитовых эксплозивных трубок Чулымско-Енисейской депрессии // *Докл. АН СССР*, 1989, т. 307, № 6, с. 1466—1469.

**Костюк В.П., Костюк Е.А., Базарова Т.Ю., Кузнецова И.К., Лаврентьев Ю.Г., Покачалова О.С.** Минералогия и природа глубинных включений в базальтах Минусинской котловины // *Материалы по генетической минералогии и петрологии*. Новосибирск, Наука, 1977, с. 9—29.

**Крюков А.В.** О новом типе трубок взрыва в юго-западном обрамлении Сибирской платформы // *Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы*. М., Недра, 1964, с. 196—240.

**Крюков А.В.** Основные черты алмазности Красноярского края // *Материалы по металлургии и полезным ископаемым Красноярского края*. Красноярск, Кранояр. кн. изд-во, 1968, с. 155—171.

**Кутолин В.А., Фролова В.М.** Петрология ультраосновных включений в базальтах Минусинской впадины и Забайкалья и состав верхней мантии Земли // *Проблемы петрологии основных и ультраосновных пород*. М., Наука, 1972, с. 55—59.

**Кутолин В.А., Фролова В.М.** Глубинные включения в базальтоидах и щелочных габброидах континентов. Минусинская впадина // *Глубинные ксенолиты и верхняя мантия*. Новосибирск, Наука, 1975, с. 68—82.

**Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н.** Петрогенезис под вулканами. М., Недра, 1975, 197 с.

**Литасов К.Д., Симонов В.А., Ковязин С.В., Литасов Ю.Д., Шарыгин В.В.** Взаимодействие мантийных ксенолитов с глубинными расплавами по данным изучения расплавных включений и интерстиционных стекол в перидотитах из базанитов Витимского вулканического поля // *Геология и геофизика*, 2003, т. 44 (5), с. 436—450.

**Лучицкий И.В.** Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960, 276 с.

**Михайлов М.Ю., Шацкий В.С.** Силитовый нагреватель для высокотемпературной термокамеры // *Минералогия эндогенных образований (по включениям в минералах)*. Новосибирск, Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975, с. 109—110.

**Наумов В.Б., Коваленко В.И., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В.** Средние содержания петрогенных, летучих и редких элементов в магматических расплавах различных геодинамических обстановок // *Геохимия*, 2004, № 10, с. 1113—1124.

**Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А.** А. с. 1592678 СССР. Криокамера. Опубл. в Б.И., 15.05.1990.

**Реддер Э.** Флюидные включения в минералах. М., Мир, 1987, т. 1, 560 с.; т. 2, 630 с.

**Соболев Н.В., Кепежинская В.В., Овчинников Ю.И., Похиленко Н.П.** Мантийные ксенолиты мезокайнозойских вулканических трубок Хакасии. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1988, 76 с.



**Тимина Т.Ю., Шарыгин В.В., Головин А.В.** Эволюция расплава в процессе кристаллизации базальтов трубки Тергешская, Северо-Минусинская впадина // *Геохимия*, 2006, № 8, с. 814—833.

**Andersen T., Neumann E.-R.** Fluid inclusions in mantle xenoliths // *Lithos*, 2001, v. 55, p. 301—320.

**Andersen T., O'Reilly S.Y., Griffin W.L.** The trapped fluid phase in upper mantle xenoliths from Victoria, Australia: implications for mantle metasomatism // *Contr. Miner. Petrol.*, 1984, v. 88, p. 72—85.

**Andersen T., Griffin W.L., O'Reilly S.** Primary sulphide melt inclusions in mantle-derived megacrysts and pyroxenites // *Lithos*, 1987, v. 20, p. 279—294.

**Ashchepkov I.V., Kepezhinskas V.V., Malkovets V.G., Ovchinnikov Yu.I.** Mantle xenoliths from the Meso-Cenozoic volcanic pipes of Khakassia. Field guide book of the Sixth International Kimberlite Conference. Novosibirsk, UIGGM SB RAS, 1995, 39 p.

**Blank J.G., Brooker R.A.** Experimental studies of carbon dioxide in silicate melts: solubility, speciation, and stable carbon isotope behavior // *Rev. Miner.*, 1994, v. 30, p. 157—186.

**Brey G.P., Köhler T.** Geothermobarometry in four phase lherzolites, II: new thermobarometers and practical assessment of using thermobarometers // *J. Petrol.*, 1990, v. 31, p. 1353—1378.

**Edgar A.D., Lloyd F.E., Forsyth D.M., Barnett R.L.** Origin of glass in upper-mantle xenoliths from the Quaternary volcanics SE of Gees, West Eifel, Germany // *Contr. Miner. Petrol.*, 1989, v. 103, № 3, p. 277—286.

**Fleet M.E., Stone W.E.** Nickeliferous sulfides in xenoliths, olivine megacrysts and basaltic glass // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 105, p. 629—636.

**Frey F.A., Prinz M.** Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrological and geochemical data bearing on their petrogenesis // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 38, № 1, p. 129—176.

**Frezzotti M.-L.** Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: applications to petrology // *Lithos*, 2001, v. 55, p. 273—299.

**Frezzotti M.-L., De Vivo B., Clocchiatti R.** Melt-mineral-fluid interaction in ultramafic nodules on alkaline lavas from M. Etna (Sicily, Italy) as recorded by melt and fluid inclusions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1991, v. 47, p. 209—219.

**Golovin A.V., Smirnov S.Z., Sharygin V.V.** Genetic relationships between secondary silicate-melt inclusions in minerals of spinel websterite xenolith and host basalt (Bele pipe, Khakassia, Russia) // Abstracts of XIV ECROFI, Nancy, France, 1997a, p. 125—126.

**Golovin A.V., Smirnov S.Z., Sharygin V.V.** Primary CO<sub>2</sub> inclusions in orthopyroxene of a websterite xenolith from the Bele pipe (Khakassia, Russia) // *Ibid.*, 1997b, p. 127.

**Guo J., Griffin W.L., O'Reilly S.** Geochemistry and origin of sulphide minerals in mantle xenoliths: Qilin, southeastern China // *J. Petrol.*, 1999, v. 40, № 7, p. 1125—1149.

**Kunzmann Th.** The aenigmatite-rhönite mineral group // *Eur. J. Miner.*, 1999, v. 11, № 4, p. 743—756.

**Miller C., Richter W.** Solid and fluid phases in lherzolite and pyroxenite inclusions from the Hoggar, central Sahara // *Geochem. J.*, 1982, v. 16, p. 263—277.

**Neumann E.-R., Wulff-Pedersen E.** The origin of highly silicic glass in mantle xenoliths from the Canary Islands // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, p. 1513—1539.

**Neumann E.-R., Wulff-Pedersen E., Johnsen K., Andersen T., Krogh E.** Petrogenesis of spinel harzburgite and dunite suite xenoliths from Lanzarote, eastern Canary Islands: implications for the upper mantle // *Lithos*, 1995, v. 35, p. 83—107.

**Nickel K.G., Green D.H.** Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implication for the nature of lithosphere, kimberlites and diamonds // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, v. 73, № 1, p. 158—170.

**O'Connor T.K., Edgar A.D., Lloyd F.E.** Origin of glass in Quaternary mantle xenoliths from Meerfeldermaar, West Eifel, Germany: implications for enrichment in the lithospheric mantle // *Canad. Miner.*, 1996, v. 34, p. 187—200.

**O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Segelstad T.V.** The nature and role of fluids in the upper mantle: evidence in xenoliths from Victoria, Australia // *Geol. Soc. Austr., Spec. Publication 14*, 1989, p. 315—323.

**Schiano P., Clocchiatti R.** Worldwide occurrence of silica-rich melts in sub-continental and sub-oceanic mantle minerals // *Nature*, 1994, v. 368, p. 621—624.

**Sharygin V.V., Golovin A.V., Smirnov S.Z., Malkovets V.G.** Relationships between websterite xenolith and host basanite (pipe Bele, Khakassia, Russia): evidence from fluid and silicate-melt inclusions in minerals // 7th IKC, Cape Town, 1998, Extended Abstracts, p. 788—790.

**Sharygin V.V., Smirnov S.Z., Kuzmin D.V., Litasov K.D.** Relationships between mantle xenolith and melanephelinite, Udokan lava field, Russia: Evidence from inclusions in minerals and intraxenolith glasses // *Terra Nostra*, 1999, № 6, p. 275—277 (Abstracts of XV ECROFI, Potsdam, Germany).

**Shaw C.S.J.** Origin of sulfide blebs in variably metasomatized mantle xenoliths, Quaternary West Eifel volcanic field, Germany // *Canad. Miner.*, 1997, v. 35, p. 1453—1463.

**Shaw C.S.J., Edgar A.D.** Post-entrainment mineral-melt reactions in spinel peridotite xenoliths from Inver, Donelag, Ireland // *Geol. Mag.*, 1997, v. 134, p. 771—779.

**Shaw C.S.J.** Origin of sulfide blebs in variably metasomatized mantle xenoliths, Quaternary West Eifel volcanic field, Germany // *Canad. Miner.*, 1997, v. 35, p. 1453—1463.

**Shaw C.S.J., Thibault Y., Edgar A.D., Lloyd F.E.** Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths // *Contr. Miner. Petrol.*, 1998, v. 132, № 4, p. 354—370.

**Szabo Cs., Bodnar R.J.** Changing magma ascent rates in the Nögrád-Gömör volcanic field, Northern Hungary/Southern Slovakia: evidence from CO<sub>2</sub>-rich fluid inclusions in metasomatized upper mantle xenoliths // *Petrologiya*, 1996, v. 4, № 3, p. 240—249.

**Szabó Cs., Bodnar R.J.** Chemistry and origin of mantle sulfides in spinel peridotite xenoliths from alkaline basaltic lavas, Nögrád-Gömör Volcanic Field, northern Hungary and southern Slovakia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, № 19, p. 3917—3927.

**Szabó Cs., Bodnar R.J., Sobolev A.V.** Metasomatism associated with subduction-related, volatile-rich silicate melt in the upper mantle beneath the Nögrád-Gömör volcanic field, Northern Hungary/Southern Slovakia: evidence from silicate-melt inclusions // *Eur. J. Miner.*, 1996, v. 8, p. 881—899.

**Van den Kerkhof A.M.** The system CO<sub>2</sub>—CH<sub>4</sub>—N<sub>2</sub> in fluid inclusions: theoretical modelling and geological applications. Free University Press, Amsterdam, 1988, 206 p.

**Varela M.E., Bjerg E.A., Clocchiatti R., Labudia C.H., Kurat G.** Fluid inclusions in upper mantle xenoliths from Northern Patagonia, Argentina: evidence for an upper mantle diapir // *Miner. Petrol.*, 1997, v. 60, p. 145—164.

**Wells P.R.A.** Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contr. Miner. Petrol.*, 1977, v. 62, p. 129—139.

**Wilspire H.G., Shervais J.W.** Al-augite and Cr-diopside ultramafic xenoliths in basaltic rock from Western United States // *Phys. Chem. Earth*, 1975, v. 9, p. 257—272.

**Wulff-Pedersen E., Neumann E.-R., Jensen B.B.** The upper mantle under La Palma, Canary Islands: formation of Si-K-Na-rich melt and its importance as metasomatic agent // *Contr. Miner. Petrol.*, 1996, v. 125, p. 113—139.

**Yaxley G.M., Kamenetsky V., Green D.H., Fallon T.J.** Glasses in mantle xenoliths from western Victoria, Australia, and their relevance to mantle processes // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1997, v. 148, p. 433—446.

*Рекомендована к печати 7 декабря 2006 г.  
В.С. Шацким*

*Поступила в редакцию  
28 июня 2006 г.*