

## ИЗМЕНЕНИЕ ВЯЗКОСТИ КИМБЕРЛИТОВЫХ И БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ В ПРОЦЕССАХ ИХ ЗАРОЖДЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ (*прогноз*)

Э.С. Персиков<sup>1</sup>, П.Г. Бухтияров<sup>1</sup>, А.Г. Сокол<sup>2,3</sup>

<sup>1</sup> Институт экспериментальной минералогии РАН,  
142432, Черноголовка, Московская обл., ул. Академика Осипьяна, 4, Россия

<sup>2</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

<sup>3</sup> Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия

На основе анализа экспериментальных данных по вязкости магматических расплавов в ряду основные—ультраосновные с использованием структурно-химической модели расчетов и прогноза вязкости магм впервые установлено, что кимберлитовая магма, выносящая из недр Земли алмазы, при подъеме из мантии в земную кору должна двигаться с заметным ускорением. Вязкость кимберлитовой магмы по мере ее зарождения, эволюции и подъема из мантии в земную кору будет уменьшаться более чем в 3 раза. И это несмотря на значительное снижение температуры поднимающейся кимберлитовой магмы (на ~ 150 °С) по мере ее подъема из глубин мантии к поверхности, ее частичной кристаллизации и дегазации. При частичном плавлении карбонатизированного перидотита (степень плавления < 1 мас. %) в мантии на глубинах порядка 250—350 км вязкость образовавшегося кимберлитового расплава будет сравнительно высокой и равной ~ 35 Па·с при  $P \approx 8.5$  ГПа,  $T \approx 1350$  °С, содержание воды в расплаве до ~ 8 мас. %,  $C(\text{OH}^-) = 0\text{—}2$  мас. %, молекулярная  $C(\text{H}_2\text{O}) = 0\text{—}6$  мас. %. Тогда как при образовании кимберлитовых трубок взрыва, даек и силлов в приповерхностных условиях вязкость кимберлитового расплава будет значительно уменьшаться и станет ~ 10 Па·с при  $P \approx 50$  МПа,  $T = 1200$  °С, объемном содержании кристаллической и флюидной (пузыри) фаз соответственно равном  $V_{\text{кр.}} = 35$ ,  $V_{\text{фл.}} = 5$  об. %, концентрации воды в магме  $C(\text{OH}^-) = 0.5$  мас. %.

Напротив, вязкость базальтовой магмы в процессе подъема из мантии Земли в земную кору будет возрастать более чем на 2 порядка величины. При зарождении базальтовой магмы в астеносфере на глубинах ~ 100 км вязкость образовавшегося базальтового расплава будет минимальной и достигать ~ 2.3 Па·с при  $P \approx 4$  ГПа,  $T \approx 1350$  °С, содержание воды в расплаве  $C(\text{OH}^-) \approx 3$  мас. %,  $C(\text{H}_2\text{O}) \approx 5$  мас. %. Тогда как на финальной стадии эволюции, например, при извержении базальтовых вулканов, вязкость базальтового расплава будет много выше и равна ~ 600 Па·с при  $P \approx 10$  МПа,  $T \approx 1180$  °С,  $V_{\text{кр.}} \approx 30$  об. %,  $V_{\text{фл.}} \approx 15$  об. %,  $C(\text{OH}^-) \approx 0.5$  мас. %.

*Вязкость, модель, кимберлит, базальт, вода, эволюция, температура, давление, состав расплавов, мантия и земная кора, кристаллы, пузыри.*

## CHANGE IN THE VISCOSITY OF KIMBERLITE AND BASALTIC MAGMAS DURING THEIR ORIGIN AND EVOLUTION (*prediction*)

E.S. Persikov, P.G. Bukhtiyarov, and A.G. Sokol

Based on the analysis of experimental data on the viscosity of mafic to ultramafic magmatic melts with the use of our structure–chemical model for the calculation and prediction of the viscosity of magmas, we have first predicted that diamond-carrying kimberlite magma must ascend from mantle to crust with considerable acceleration. The viscosity of kimberlite magma decreases by more than three times during its genesis, evolution, and ascent from mantle to crust despite the significant decrease in the temperature of the ascending kimberlite magma (~150 °C) and its partial crystallization and degassing. In the case of partial melting (<1 wt.%) of carbonated peridotite in the mantle at depths of 250–350 km, high-viscosity (~35 Pa·s) kimberlite melts can be generated at ~8.5 GPa and ~1350 °C, the water content in the melt being up to ~8 wt.%,  $C(\text{OH}^-) = 0\text{—}2$  wt.%, and  $C(\text{H}_2\text{O}) = 0\text{—}6$  wt.%. On the other hand, during the formation of kimberlite pipes, dikes, and sills, the viscosity of near-surface kimberlite melts is much lower (~10 Pa·s) at ~50 MPa and 1200 °C, the volume contents of crystals ( $V_{\text{cr}}$ ) and the fluid phase (bubbles) ( $V_{\text{fl}}$ ) are 35 and 5 vol.%, respectively, and the water content in magma,  $C(\text{OH}^-)$ , is 0.5 wt.%. On the contrary, the viscosity of basaltic magmas increases by more than two orders of magnitude during their ascent from mantle to crust. The basaltic magmas which can be generated in the asthenosphere at depths of ~100 km have the minimum viscosity (up to ~2.3 Pa·s) at ~4.0 GPa, 1350 °C,  $C(\text{OH}^-) \approx 3$  wt.%, and  $C(\text{H}_2\text{O}) \approx 5$  wt.%. However, at the final stage of evolution (e.g., during volcanic eruptions), the viscosity of basaltic magma is considerably higher (600 Pa·s) at ~10 MPa, 1180 °C,  $V_{\text{cr}} \approx 30$  vol.%,  $V_{\text{fl}} \approx 15$  vol.%, and  $C(\text{OH}^-) \approx 0.5$  wt.%.

*Viscosity, model, kimberlite, basalt, water, evolution, temperature, pressure, composition of melts, mantle and crust, crystals, bubbles*

## ВВЕДЕНИЕ

Вязкость магматических расплавов основного (базальтовые) и ультраосновного (кимберлитовые, перидотитовые, пироксенитовые) составов является ключевым физико-химическим свойством, во многом определяющим кинетику зарождения таких магм в мантии, а также динамику их эволюции в процессах подъема из мантии в земную кору, а также при вулканических извержениях (базальтовые вулканы, кимберлитовые трубки взрывов, дайки и др.). Поэтому экспериментально-теоретические исследования вязкости модельных и магматических расплавов проводятся во многих лабораториях мира уже несколько десятилетий [Shaw, 1968; Лебедев, Хитаров, 1979; Mysen et al., 1979; Kushiro, 1980; Персиков, 1984, 1998; Brearley et al., 1986; Scarfe, 1986; Персиков и др., 1987; Scarfe et al., 1987; Persikov et al., 1989, 1990; Neuville, Richet, 1991; Persikov, 1991; Lange, 1994; Whittington et al., 2000; Reid et al., 2003; Dingwell et al., 2004; Giordano et al., 2004; Персиков, Бухтияров, 2004, 2009; Liebske et al., 2005; Allwardt et al., 2007; Cherpurov et al., 2009]. Однако наряду со значительными успехами в этой области петрологии и геохимии остался ряд неизученных проблем, особенно по вязкости ультраосновных расплавов и, прежде всего, по вязкости кимберлитовых расплавов при *TP*-параметрах земной коры и верхней мантии. Еще одна важная и нерешенная задача — адекватное использование полученных экспериментальных результатов по вязкости магм при анализе процессов их зарождения, эволюции в земной коре, мантии и динамики этих процессов. Прежде всего, это касается учета значительного и сложного влияния на вязкость магм литостатического и флюидного давлений, объемного содержания кристаллов и пузырей флюидной фазы в магмах на разных этапах эволюции, а также форм растворения летучих компонентов ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ) в магмах [Персиков, 1998; Персиков, Бухтияров, 2004, 2009]. В лучшем случае влияние этих параметров на вязкость магм, в том числе при анализе процессов зарождения и эволюции кимберлитовых и базальтовых магм, а также их динамики, учитывается на сугубо качественном уровне [Sparks et al., 1994, 2006, 2009; Russell et al., 2012].

В настоящей работе структурно-химическая модель расчетов, прогноза вязкости магм [Persikov, 2007; Персиков, Бухтияров, 2009] и ее усовершенствованная версия использованы для прогноза принципиальных особенностей вязкости базальтовых и кимберлитовых магм в процессах их зарождения в мантии Земли, эволюции при подъеме в земную кору и при вулканических извержениях.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

**Исходные составы магм.** Составы базальтовых и кимберлитовых магм, выбранные для анализа главных особенностей изменения их вязкости в процессах зарождения и эволюции, представлены в табл. 1. В качестве представительного состава базальтовых магм выбран средний состав базальта, полученный в работе [Le Maitre, 1976] на основе более чем 3500 анализов составов базальтов из практически всех регионов мира. А вот выбор представительного состава кимберлитовых магм является отнюдь не простой проблемой. Несмотря на значительные успехи, достигнутые в петрологии и геохимии кимберлитового магматизма, проблема определения состава расплава, из которого кристаллизуются кимберлиты в гипабиссальной фации, и особенно нахождение первичного состава кимберлитовых магм, образующихся в мантии, остаются дискуссионными [Sparks et al., 2009; Kamenetsky et al., 2009; Russell et al., 2012]. Например, предполагается, что зарождение кимберлитового расплава происходит за счет реакции карбонатитовых расплавов с перидотитом вблизи мантийного солидуса и последующего частичного плавления карбонатизированного перидотита при очень малых степенях плавления ( $\leq 1.0\%$ ), при давлениях 5—10 ГПа, глубинах  $\approx 150$ —300 км и температуре  $< 1500$  °C [Dalton, Presnall, 1998; Dasgupta, Hirschmann, 2006; Sparks et al., 2006, 2009; Michell, 2008; Brey et al., 2009]. Поэтому в табл. 1 состав неизмененного гипабиссального кимберлита тр. Удачная-Восточная (Сибирская платформа, Якутия) [Kamenetsky et al., 2009], выбранный в качестве представительного состава кимберлитовых магм, сравнивается с расчетными составами первичных кимберлитовых расплавов. А критерием сравнения является не концентрация главных породообразующих компонентов расплавов, а валовая основность таких расплавов, которая оказывает решающее влияние на их вязкость и численно определяется с помощью структурно-химического параметра (степень деполимеризации или коэффициент основности  $K = 100 \cdot NBO/T$ ). Из приведенных в табл. 1 данных следует, что  $K = 58.2$  для базальтового расплава соответствует диапазону основных магм ( $17 \leq K \leq 100$ ), а  $K = 340$  для выбранного кимберлитового расплава — диапазону ультраосновных магм ( $200 < K \leq 400$ ) [Персиков, 1998; Персиков, Бухтияров, 2009] и практически совпадает со значениями параметра  $K$  для расчетных составов первичных кимберлитовых расплавов (см. табл. 1).

**Вязкость кимберлитовых и базальтовых магм в процессах их эволюции.** Для определения вязкости кимберлитовых и базальтовых магм в широком диапазоне *TP*-параметров использована структурно-химическая модель расчета и прогноза вязкости магматических расплавов [Persikov, 2007; Персиков, Бухтияров, 2009]. Модель впервые позволяет рассчитывать и прогнозировать вязкость близликви-

Таблица 1. Исходные составы базальтовых и кимберлитовых расплавов (мас. %)

Компонент	Кимберлит <sup>1</sup>	Кимберлит <sup>2</sup>	Модельный кимберлит <sup>3</sup>	Базальт <sup>4</sup>
SiO <sub>2</sub>	26.02	26.3	28.97	49.2
TiO <sub>2</sub>	1.82	3.4	—	1.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.80	2.44	2.35	15.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.48	1.0	—	3.79
FeO	4.51	8.2	—	7.13
MnO	0.16	0.2	—	0.20
MgO	30.24	27.4	29.45	6.73
CaO	12.76	15.78	19.54	9.47
Na <sub>2</sub> O	3.46	0.06	—	2.91
K <sub>2</sub> O	1.31	1.2	—	1.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.95	1.97	—	0.35
SO <sub>3</sub>	0.28	—	—	—
H <sub>2</sub> O	—	4.38	—	0.95
ОН <sup>-</sup> (кислота)	0.5	—	—	—
ОН <sup>-</sup> (основание)	—	—	—	0.5
CO <sub>2</sub>	9.97	7.68	19.65	0.11
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	—	—	—	—
F	0.15	—	—	0
Cl	0.85	—	—	0
Сумма	100.26	100	99.96	100
100NBO/T	340	378	400	58.2

Примечание. Прочерк — нет данных.

<sup>1</sup> Неизменный кимберлит тр. Удачная-Восточная, Якутия [Kamenetsky et al., 2009; Шарыгин и др., 2013].

<sup>2</sup> Родоначальная безводная кимберлитовая магма тр. Джерико, Канада [Price et al., 2000; Sparks et al., 2009], расчет.

<sup>3</sup> Модельная безводная кимберлитовая магма, расчет при  $T = 1455$  °C [Sparks et al., 2009].

<sup>4</sup> Средний состав базальта, по [Le Maitre, 1976].

дусных магматических расплавов как функции следующих параметров: температуры; литостатического и флюидного давлений; состава расплава, включая летучие компоненты и формы их растворения (H<sub>2</sub>O, OH<sup>-</sup>, CO<sub>2</sub>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, F<sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>); соотношения катионов в расплавах: Al<sup>3+</sup>/(Al<sup>3+</sup> + Si<sup>4+</sup>), Fe<sup>2+</sup>/(Fe<sup>2+</sup> + Fe<sup>3+</sup>), Al<sup>3+</sup>/(Na<sup>+</sup> + K<sup>+</sup> + Ca<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup> + Fe<sup>2+</sup>); объемного содержания кристаллов и пузырей (до 45 %). Основным уравнением для расчетов и прогноза концентрационной, температурной и барической зависимостей вязкости магматических расплавов является видоизмененное теоретическое уравнение Аррениуса—Френкеля—Эйринга [Френкель, 1975; Персиков, Бухтияров, 2009]:

$$\eta_T^P = \eta_0 \exp(E_X^P / RT), \quad (1)$$

где  $\eta_0 = 10^{-3.5} \pm 10^{0.1}$  (0.1 Па·с или пуазы) — предэкспоненциальная константа, характеризующая вязкость расплава при  $T \rightarrow \infty$  [Persikov, 1991; Персиков, 1998];  $T$  — температура (К);  $R = 1.987$  (кал/моль·К) — универсальная газовая постоянная;  $E_X^P$  — энергия активации вязкого течения (кал/моль), которая является функцией давления и состава расплава, включая летучие компоненты;  $\eta_T^P$  — вязкость расплава при данной температуре и давлении (0.1 Па·с или пуазы).

В соответствии с уравнением (1) температурная зависимость вязкости магматических расплавов является экспоненциальной, т.е. вязкость магматических расплавов экспоненциально уменьшается с ростом температуры и, напротив, экспоненциально растет с ее уменьшением. Такой характер температурной зависимости вязкости близиквидусных магматических расплавов установлен практически во всех опубликованных работах по данной проблеме [Mysen et al., 1979; Kushiro, 1980; Brearley et al., 1986; Scarfe, 1986; Scarfe et al., 1987; Neuvill, Richet, 1991; Whittington et al., 2000; Reid et al., 2003; Dingwell et al., 2004; Giordano et al., 2004; Liebske et al., 2005; Allwardt et al., 2007]. Нами было также доказано, что температурная зависимость вязкости близиквидусных силикатных и магматических расплавов достаточно корректно описывается вышеприведенным уравнением (1) не только при атмосферном, но и при высоких, и сверхвысоких давлениях [Персиков и др., 1987; Persikov et al., 1989, 1990; Persikov, 1991; Персиков, 1998; Персиков, Бухтияров, 1999, 2004, 2009].

Влияние объемного содержания кристаллической фазы ( $V_{кр.} \leq 0.45$  или 45 об. %) на эффективную вязкость (вязкость смеси жидкость + кристаллы) субликвидусных магм учитывается в модели с помощью следующего эмпирического уравнения [Персиков, Бухтияров, 2004, 2009; Ishibashi et al., 2007; Champallier et al., 2008]:

$$\eta_{эф.} = \eta_0 (1 - V_{кр.})^{-3.35}, \quad (2)$$

где  $\eta_0$  — вязкость жидкой фазы.

А влияние объемного содержания пузырей флюидной фазы ( $V_{фл.} \leq 0.45$  или 45 об. %) на эффективную вязкость субликвидусных магм учитывается в модели с помощью уравнения (3) [Shaw et al., 1968; Uhira, 1980; Персиков и др., 1987; Stein, 2002; Pal, 2003; Персиков, Бухтияров, 2009]:

$$\eta_{эф.} = \eta_0 (1 - 1.5 V_{фл.})^{-0.55}. \quad (3)$$

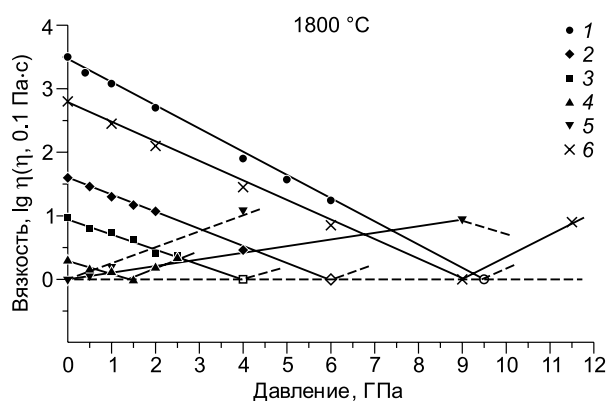
Необходимо отметить в этой связи, что предельные содержания кристаллической и флюидной фаз в магмах, достоверно учитываемые в нашей модели при расчетах их вязкости, составляют 45 об. %. Такой предел концентраций кристаллической и флюидной фаз в расплавах обусловлен следующим: 1) согласно экспериментальным данным, превышение этого предела меняет коренным образом реологию магм — ньютоновский режим течения, установленный практически для всех природных магм, сменяется на нехарактерный для них бингамовский режим течения с пределом текучести, возрастающим с увеличением концентрации этих фаз [Shaw et al., 1968; Персиков и др., 1987; Персиков, Бухтияров, 2009; и др.]; 2) по литературным данным [Kavanagh, Sparks, 2009; Sparks et al., 2009; Russell et al., 2012], концентрация мантийных и коровых ксенолитов в базальтовых и кимберлитовых магмах (включая алмазы) в процессах их эволюции не превышает ~ 45 об. % и эта величина близка к пороговому значению 50—60 об. %, когда извержение магмы становится невозможным [Marsh, 1981; Kavanagh, Sparks, 2009].

Для учета влияния форм растворения воды в базальтовых и кимберлитовых расплавах на их вязкость в модели используются экспериментальные данные, согласно которым вязкость и энергия активации основного (базальт) расплава снижаются, а для ультраосновного расплава, напротив, повышаются с ростом давления или концентрации воды. Это связано с особенностями механизма растворения  $H_2O$  в расплавах разной основности. Было показано, что в диапазоне магм основные—ультраосновные вода растворяется в них по двум механизмам: химическое растворение (гидроксил  $OH^-$ ); физическое растворение (молекулярная  $H_2O$ ). При этом численное соотношение  $OH^-/H_2O$  зависит от основности расплавов и валовой концентрации  $H_2O$  в них [Персиков, 1984, 1998; Persikov et al., 1990; Persikov, 1991; Персиков, Бухтияров, 2004]. В соответствии с принципами кислотно-основного взаимодействия и максимальной полярности химических связей [Персиков, 1998] вода, растворяющаяся в базальтовых расплавах, является основанием по отношению к ним, так как является донором свободного кислорода, и ее растворение приводит к их деполимеризации, т.е. к росту их основности ( $K$  увеличивается, см. табл. 1) и, соответственно, к снижению вязкости. При этом было показано, что возможное максимальное количество химически связанной воды ( $OH^-$ ) в базальтовых расплавах равно ~ 3—4 мас. %. Напротив, в ультраосновных кимберлитовых расплавах проявляется амфотерная природа  $H_2O$ , и она является кислотой по отношению к кимберлитовым расплавам, так как растворение  $H_2O$  в них приводит к полимеризации расплава, т.е. к уменьшению его основности ( $K$  уменьшается, см. табл. 1) и, соответственно, к росту вязкости расплава. А возможное максимальное количество химически связанной воды ( $OH^-$ ), растворенное в ультраосновных расплавах, равно ~ 2.0 мас. % [Персиков, 1998; Персиков, Бухтияров, 2004].

Ранее экспериментально также установлено, что зависимости вязкости магматических расплавов от литостатического давления являются экстремальными [Kushiro, 1980; Brearley et al., 1986; Scarfe et al., 1987; Persikov, 1991; Персиков, 1998; Reid et al., 2003; Персиков, Бухтияров, 2004, 2009; Liebske et al., 2005; Cherpurov et al., 2009]. При этом нами было показано, что фундаментальные особенности таких зависимостей контролируются, прежде всего, составом магматических расплавов [Persikov, 1991; Персиков, 1998; Персиков, Бухтияров, 2004, 2009]. Было отмечено, что значения вязкости и энергий активации вязкого течения магматических расплавов в ряду кислые—основные ( $0 \leq 100 \cdot NBO/T < 200$ ) значительно снижаются, проходят через минимум и далее растут с увеличением литостатического давления. Тогда как значения вязкости и энергий активации вязкого течения пироксенитовых (диопсид) и ультраосновных магматических расплавов ( $200 \leq 100 \cdot NBO/T \leq 400$ ) растут с ростом давления. Последнее в полной мере соответствует теоретическим представлениям о зависимости вязкости жидкостей от давления [Brush, 1962; Френкель, 1975; Персиков, 1998; Персиков, Бухтияров, 2009]. На рис. 1 для примера представлена диаграмма зависимости вязкости расплавов от литостатического давления для расплавов системы альбит—диопсид и для жадеитового расплава [Brearley et al., 1986; Персиков, 1998; Reid et al., 2001; Персиков, Бухтияров, 2004, 2009].

**Рис. 1. Изотермическая зависимость вязкости расплавов системы альбит (Ab)—диопсид (Di) [Kushiro, 1980; Brearley et al., 1986; Reid et al., 2003; Персиков, Бухтияров, 2004] и жадеитового расплава (Jd) от давления [Persikov et al., 1989].**

1 — Ab<sub>100</sub>, 2 — Ab<sub>80</sub>Di<sub>20</sub>, 3 — Ab<sub>57</sub>Di<sub>43</sub> (модельный базальтовый расплав), 4 — Ab<sub>30</sub>Di<sub>70</sub>, 5 — Di<sub>100</sub> (штриховая линия — экстраполяция по модели [Персиков, Бухтияров, 2009], сплошная — экстраполяция в настоящей работе по улучшенной модели); 6 — Jd<sub>100</sub>. Состав расплавов в мол. %, открытые значки — расчетные значения.



Из приведенных данных следует, что вязкость этих расплавов значительно снижается с ростом литостатического давления во всем диапазоне составов, исключая расплав диопсида, для которого барические зависимости вязкости и энергии активации вязкого течения имеют обратный характер, т.е. с ростом литостатического давления значения вязкости и энергии активации диопсидового расплава, напротив, увеличиваются. Характерно, что величина давления в точках минимумов вязкости и энергии активации ( $P_{\min}$ ) очень сильно зависит от состава расплава, уменьшаясь с ростом его основности. Необходимо отметить, что в настоящей работе положительные зависимости вязкости и энергий активации ультраосновных расплавов от давления откорректированы по сравнению с опубликованными в работе [Персиков, Бухтияров, 2009]. А именно величина тангенса наклона зависимостей  $E = f(P)$  в уравнении (20) этой работы ( $C = 0.33$ ) заменена на  $C = 0.11$ . Соответственно, изменились и зависимости  $\eta = f(P)$  ультраосновных расплавов (см. рис. 1).

Прогнозные особенности вязкости базальтовых и кимберлитовых магм в процессах их зарождения в мантии Земли, эволюции при подъеме в земную кору, а также при вулканических извержениях установлены с использованием этой модели [Персиков, Бухтияров, 2009] и ее усовершенствованной версии, в которых нашли отражение все упомянутые экспериментальные данные по вязкости магм. В табл. 2, 3 наряду с полученными результатами по вязкости и энергиям активации вязкого течения кимберлитовых и базальтовых магм приведены также и необходимые параметры:  $P$  — литостатическое давление,  $T$  — температура,  $V_{\text{кр}}$  и  $V_{\text{фл}}$  — объемное содержание кристаллов и пузырей флюидной фазы в расплавах; массовое содержание химически и физически растворенной в расплавах воды соответственно  $C(\text{OH}^-)$  и  $C(\text{H}_2\text{O})$ , степень деполимеризации расплавов  $K = 100 \cdot \text{NBO}/T$  и значения давления  $P_{\min}$ , соответствующие минимальным значениям вязкости и энергий активации вязкого течения базальтовых магм. Численные значения  $T$ ,  $P$ -параметров выбраны согласно литературным данным [Dalton, Presnall, 1998; Dasgupta, Hirschmann, 2006; Sparks et al., 2006, 2009; Michell, 2008; Kavanagh, Sparks, 2009; Russell et al., 2012]. А существенно большее количество кристаллов и пузырей флюидной фазы в исходных кимберлитовых магмах по сравнению с базальтовыми при мантийных  $T$ ,  $P$ -параметрах обусловлено возможной реакцией карбонатитовых расплавов с перидотитом с преимущественной ассимиляцией пироксенов, сопровождаемой выделением микропузырей  $\text{CO}_2$ , и сохранением в образующейся кимберлитовой магме в основном оливиновых ксенолитов [Sparks et al., 2009; Kavanagh, Sparks, 2009; Russell et al., 2012; Шарыгин и др., 2013; Чепуров и др., 2013]. Отметим также, что проблема источников и концентраций воды в мантийных породах и магмах остается дискуссионной, несмотря на длительную историю исследований. Экспериментально установлено, что возможное присутствие воды в мантии снижает температуры солидуса мантийных пород на 100—150 °C, тем самым сближая их с расчетными температурами континентальной литосферы. Эта проблема, например, детально рассмотрена применительно к условиям зарождения в мантии базальтовых и кимберлитовых магм в работе [Kavanagh, Sparks, 2009]. А.Г. Сокол с соавторами [Sokol et al., 2013a] предложили новый и интересный механизм накопления значительных количеств воды в кимберлитоподобных расплавах ( $\geq 8.0$  мас. %), обусловленный ее экстракцией из номинально безводных минералов мантии. Поэтому выбранный нами широкий диапазон концентрации воды (0.5—8 мас. %) в мантийных магмах, возможный при зарождении кимберлитовых и базальтовых магм в мантии Земли, соответствует реально обсуждаемым в литературе концентрациям воды в мантии [Sparks et al., 2006, 2009; Michell, 2008; Kavanagh, Sparks, 2009; Sokol et al., 2013a,b].

На рис. 2 показана динамика изменения вязкости кимберлитовых и базальтовых магм с различным содержанием воды в них при  $T$ ,  $P$ -параметрах их зарождения в мантии и последующей эволюции при подъеме таких магм из мантии в земную кору.

Полученные данные с высокой степенью корреляции (см. рис. 2) свидетельствуют, что вязкость кимберлитовой магмы при ее зарождении, эволюции и подъема из мантии в земную кору уменьшается

Таблица 2. Вязкость ( $\eta_T^P$ ) и энергии активации вязкого течения ( $E_x^P$ ) кимберлитовых магм и учетные параметры для прогнозных расчетов (неизменный кимберлит, тр. Удачная-Восточная, Якутия [Kamenetsky et al., 2009; Шарыгин и др., 2013])

P, ГПа	T, °C	$V_{кр.}$	$V_{фл.}$	ОН <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O	K	$\eta_T^P$ , Па·с	$E_x^P \pm 15$ , кДж/моль
		об. %		мас. %				
<b>Практически безводная кимберлитовая магма</b>								
8.5	1350	20	5	0.5	0	340	32	176
6	1325	20	5	0.5	0	340	16	165
2.5*	1300	20	15	0.5	0	340	6.5	150
1	1250	25	17	0.5	0	340	7	141
0.05	1200	35	5	0.5	0	340	10	139
<b>Водосодержащая кимберлитовая магма</b>								
8.5	1350	20	5	2.0	6.0	272	36	178
6	1325	20	5	2.0	6.0	272	18	166
2.5*	1300	20	15	2.0	6.0	272	7	150
1	1250	25	17	2.0	6.0	272	8	136
0.05	1200	35	5	0.5	0	340	10	139

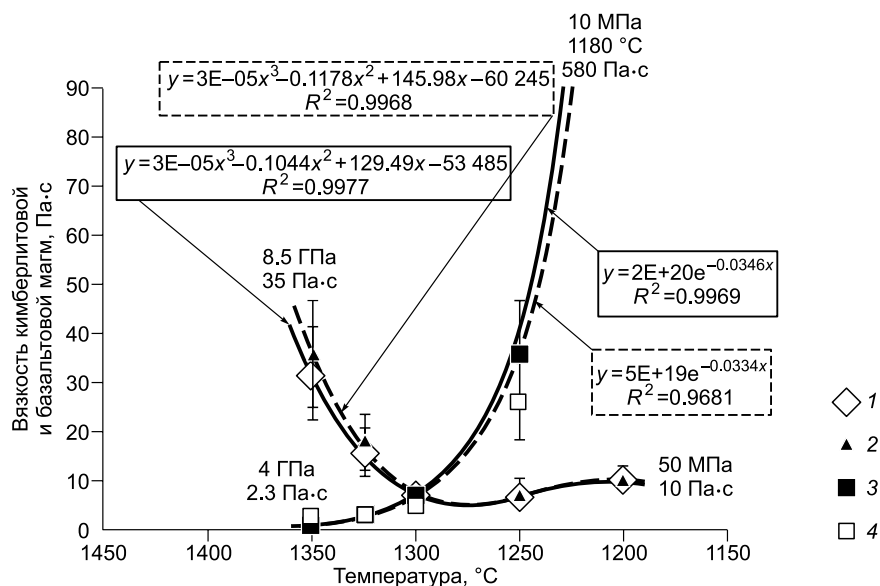
\* При этом значении давления в кимберлитовом расплаве может выделиться дополнительное количество CO<sub>2</sub> за счет возможной реакции декарбонатизации, сопровождаемой исчезновением ортопироксенов в кимберлитовой магме [Russell et al., 2012; Шарыгин и др., 2013]. Выделившееся CO<sub>2</sub> должно частично раствориться в расплаве, но главным образом будет формировать значительное количество микропузырей флюидной фазы (CO<sub>2</sub>) в кимберлитовой магме. Увеличение объема микропузырей CO<sub>2</sub> и дегазация магмы с уменьшением литостатического давления по мере ее подъема к поверхности может быть реальной причиной эруптивного характера извержения кимберлитовой магмы [Sparks et al., 2009; Russell et al., 2012; Шарыгин и др., 2013].

Таблица 3. Вязкость ( $\eta_T^P$ ) и энергии активации вязкого течения ( $E_x^P$ ) базальтовых магм и учетные параметры для прогнозных расчетов (средний состав базальта [Le Maitre, 1976],  $P_{min}^* = 4.43$  ГПа)

P, ГПа	T, °C	$V_{кр.}$	$V_{фл.}$	ОН <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O	K	$\eta_T^P$ , Па·с	$E_x^P \pm 15$ , кДж/моль	$P_{min}$ , ГПа
		об. %		мас. %					
<b>Практически безводная базальтовая магма</b>									
4	1350	0	0	0.5	0	58.2	1.4	144	4.38
3	1325	0	0	0.5	0	58.2	3.5	155	4.38
2.5	1300	0	0	0.5	0	58.2	6.6	160	4.38
1	1250	0	0	0.5	0	58.2	36	177	4.38
0.1	1200	15	0	0.5	0	58.2	220	186	4.38
0.01	1180	30	0	0.5	0	58.2	560	187	4.38
<b>Водосодержащая базальтовая магма</b>									
4	1350	10	0	3	5	82.7	2.3	149	2.75
3	1325	15	0	3	5	82.7	2.4	144	2.75
2.5	1300	20	0	3	5	82.7	4.7	146	2.75
1	1250	25	0	3	5	82.7	23	159	2.75
0.1	1200	27	10	2	1	63.0	165	169	4.06
0.01	1180	30	15	0.5	0	58.2	598	187	4.38

\*  $P_{min}$  — минимальная величина давления, соответствующая минимумам вязкости магмы (см. рис. 1, текст).

примерно в три раза. И это несмотря на значительное снижение температуры кимберлитовой магмы (на ~ 150 °C) [Sparks et al., 2006, 2009; Kavanagh, Sparks, 2009] по мере ее подъема из глубин мантии к поверхности, ее частичной кристаллизации и дегазации. При частичном плавлении мантийного карбонатизированного перидотита (степень плавления < 1 мас. %) на глубинах порядка 150—300 км [Dalton, Presnall, 1998; Dasgupta, Hirschmann, 2006; Sparks et al., 2006, 2009; Michell, 2008; Brey et al., 2009] вязкость образовавшегося кимберлитового расплава будет достаточно высокой и равной ~ 35 Па·с при  $P \approx 8.5$  ГПа,  $T \approx 1350$  °C, содержание воды в расплаве до ~ 8 мас. %, C(ОН<sup>-</sup>) ≈ 2.0 мас. %, молекулярная C(H<sub>2</sub>O) ≈ 6.0 мас. %. Тогда как при образовании кимберлитовых трубок взрыва, даек и силлов в припо-



**Рис. 2.** Динамика изменения вязкости кимберлитовых и базальтовых магм в процессах их зарождения в мантии, подъема в земную кору и вулканических извержений.

1, 2 — кимберлитовая магма: 1 — содержание воды в магме  $C(H_2O) = 0.5$  мас. % (сплошная кривая), 2 —  $C(H_2O) = 8.0$  мас. % (штриховая); 3, 4 — базальтовая магма: 3 — содержание воды в магме  $C(H_2O) = 0.5$  мас. % (сплошная), 4 —  $C(H_2O) = 8.0$  мас. % (штриховая). Диапазоны давления, использованные в настоящей работе: 8.5 ГПа — 50 МПа для кимберлитовой магмы, 4 ГПа — 10 МПа для базальтовой магмы; погрешность расчетов по модели  $\pm 30$  отн. % показана на диаграмме.

верхностных условиях вязкость кимберлитового расплава будет значительно меньше и станет равной  $\sim 10$  Па·с при  $P \approx 50$  МПа,  $T = 1180$  °C, объемном содержании кристаллической и флюидной (пузыри) фаз соответственно  $V_{кр.} = 35$ ,  $V_{фл.} = 5$  об. %, концентрации воды в магме  $C(OH^-) \approx 0.5$  мас. %,  $C(H_2O) \approx 0.5$  мас. % (см. табл. 2, рис. 2).

Напротив, вязкость базальтовой магмы в процессе подъема из мантии Земли в земную кору будет возрастать более чем на 2 порядка величины (высокая степень корреляции показана на рис. 2). При зарождении базальтовых магм в астеносфере на глубинах  $\sim 100$  км вязкость образовавшегося базальтового расплава будет минимальной ( $\sim 2.3$  Па·с) при  $P \approx 4.0$  ГПа,  $T \approx 1350$  °C и содержание воды в расплаве —  $C(OH^-) \approx 3.0$  мас. %,  $C(H_2O) \approx 5.0$  мас. %. Тогда как на финальной стадии эволюции, например, при извержении базальтовых вулканов, вязкость базальтового расплава будет много выше ( $\sim 600$  Па·с) при  $P \approx 10$  МПа,  $T \approx 1180$  °C,  $V_{кр.} = 30$ ,  $V_{фл.} = 15$  об. %,  $C(OH^-) \approx 0.5$  мас. %,  $C(H_2O) \approx 0.5$  мас. % (см. табл. 3, рис. 2).

Необходимо отметить, что меньшая вязкость основной (базальтовой) магмы (при 4.0—3.0 ГПа) по сравнению с ультраосновной (кимберлитовой) магмой (при 8.5—6.0 ГПа) в диапазоне температур 1325—1350 °C обусловлена, прежде всего, обратным влиянием давления и химически растворенной воды ( $OH^-$ ) на вязкость этих расплавов — вязкость базальтовых расплавов снижается, а вязкость кимберлитовых расплавов, напротив, повышается с ростом давления и концентрации ( $OH^-$ ). Кроме того, этот на первый взгляд аномальный эффект усиливается также за счет разницы в количествах кристаллической и флюидной фаз в этих магмах при указанных  $TP$ -параметрах:  $V_{кр.} \approx 10$ —15 об. %,  $V_{фл.} \approx 0$  об. % в зарождающейся базальтовой магме и  $V_{кр.} \geq 20$  об. %,  $V_{фл.} \approx 5$  об. % в родоначальной кимберлитовой магме (см. табл. 2, 3; рис. 2).

Из анализа полученных результатов по динамике изменения вязкости кимберлитовых и базальтовых магм (см. табл. 2, 3; рис. 2) в процессах их зарождения в мантии Земли и дальнейшей эволюции при подъеме в земную кору следует важный вывод о возможной роли растворенной воды. Согласно полученным данным, растворение воды (до  $\sim 8$  мас. %) в кимберлитовых и базальтовых магмах не должно оказывать значимого влияния на динамику изменения вязкости этих магм в пределах погрешности ( $\pm 30$  отн. %) прогнозных расчетов (см. рис. 2). Механизм этого нового и достаточно неожиданного явления в условиях комплексного влияния многих параметров (см. табл. 2, 3) обусловлен, прежде всего, существенно более значительным влиянием давления и объемного содержания кристаллов и пузырей на вязкость этих магм по сравнению с влиянием растворенной воды.

Влияние второго важнейшего флюидного компонента кимберлитовых и базальтовых магм ( $\text{CO}_2$ ) на их вязкость учитывается в настоящей работе следующим образом. Согласно немногочисленным экспериментальным данным, обобщенным, например, в работе [Lange, 1994], растворение  $\text{CO}_2$  практически не влияет на вязкость магматических расплавов при давлениях до 2.5 ГПа. Этот вывод в полной мере относится к базальтовым магмам, характеризующимся низкой растворимостью  $\text{CO}_2$  в них. Тогда как в кимберлитовой магме в диапазоне давлений 2.5—8.5 ГПа может выделиться значительное количество  $\text{CO}_2$ : 1) за счет реакции карбонатитовых расплавов с перидотитом мантии с растворением, прежде всего, ортопироксенов [Kavanagh, Sparks, 2009; Sparks et al., 2009; Russell et al., 2012; Чепуров и др., 2013]; 2) за счет возможной реакции декарбонатизации при давлениях  $\sim 2.5$  ГПа, рассмотренной подробно в работе [Шарыгин и др., 2013]. Выделившееся по этим реакциям  $\text{CO}_2$  должно частично растворяться в кимберлитовом расплаве в молекулярной форме, но главным образом будет формировать в расплаве значительное количество микропузырей флюидной фазы ( $\text{CO}_2$ ). При дальнейшем снижении давления и температуры объем этой флюидной фазы будет увеличиваться (см. табл. 2). Однако эффективная вязкость субликвидусной кимберлитовой магмы (жидкость + кристаллы + пузыри  $\text{CO}_2$ ) будет при этом не расти (см. уравнения (2) и (3)), а напротив, снижаться ввиду решающего влияния фактора давления на вязкость кимберлитовых магм (см. табл. 2, рис. 2).

Отметим, что полученные прогнозные результаты по динамике изменения вязкости базальтовых магм в процессах их эволюции имеют вполне достаточное экспериментальное обоснование [Kusiro, 1980; Brearley et al., 1986; Scarfe et al., 1987; Persikov, 1991, Персиков, 1998; Персиков, Бухтияров, 1999, 2004, 2009; Giordano et al., 2004; Allwardt et al., 2007], тогда как подтверждение полученных результатов по вязкости кимберлитовых магм в процессах их эволюции, равно как и изучение влияния форм растворения воды (гидроксильной ( $\text{OH}^-$ ) и молекулярной ( $\text{H}_2\text{O}$ )) и уголекислоты (молекулярной ( $\text{CO}_2$ ) и карбонатной ( $\text{CO}_3^{2-}$ )) на вязкость кимберлитовых магм при мантийных и коровых  $TP$ -параметрах, остается актуальной проблемой физико-химической петрологии и геохимии.

## ВЫВОДЫ

1. Впервые получен фундаментальный прогнозный результат, заключающийся в том, что кимберлитовая магма, выносящая из недр Земли алмазы, при подъеме из мантии в земную кору будет двигаться с ускорением. Вязкость кимберлитовой магмы в процессах ее зарождения в мантии, эволюции и подъема из мантии в земную кору будет уменьшаться примерно в три раза. И это несмотря на значительное снижение температуры поднимающейся кимберлитовой магмы (на  $\sim 150$  °С) по мере ее подъема из глубин мантии к поверхности, ее частичной кристаллизации и дегазации. Напротив, вязкость базальтовой магмы в процессах зарождения в мантии, эволюции и подъема из мантии Земли в земную кору будет возрастать более чем на 2 порядка величины. Механизм установленного явления обусловлен, прежде всего, противоположным влиянием давления на вязкость кимберлитовых и базальтовых магм: вязкость кимберлитовых магм увеличивается, а базальтовых уменьшается с ростом давления в рассмотренном диапазоне  $TP$ -параметров, соответствующих диапазону формирования и эволюции таких магм.

2. Впервые показано, что растворение воды в кимберлитовых и базальтовых магмах не должно оказывать принципиального влияния на динамику изменения вязкости этих магм в процессах их зарождения, эволюции и подъема из мантии в земную кору.

Авторы признательны А.А. Кадику и анонимному рецензенту за полезные замечания, способствовавшие улучшению качества статьи.

Исследования проведены при поддержке РФФИ (грант 12-05-00164).

## ЛИТЕРАТУРА

Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М., Наука, 1979, 200 с.

Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М., Наука, 1984, 160 с.

Персиков Э.С. Вязкость модельных и магматических расплавов при  $TP$ -параметрах земной коры и верхней мантии // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (12), с. 1798—1804.

Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. Влияние температуры и давления на вязкость модельных и магматических расплавов в ряду кислые—ультраосновные // Геохимия, 1999, № 12, с. 1256—1267.

Персиков Э.С., Бухтияров П.Г. Экспериментальное исследование влияния литостатического и водного давлений на вязкость силикатных и магматических расплавов. Новая структурно-химическая модель расчета и прогноза их вязкости // Экспериментальная минералогия, некоторые итоги на рубеже столетий / Под ред. В.А. Жарикова, В.В. Федькина. Т. 1. М., Наука, 2004, с. 103—122.



**Персиков Э.С., Бухтияров П.Г.** Взаимосвязанная структурно-химическая модель прогноза и расчетов вязкости магм и диффузии  $H_2O$  в них в широком диапазоне составов и *TP*-параметров земной коры и верхней мантии // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (12), с. 1393—1408.

**Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Калиничева Т.В.** Влияние состава, температуры и давления на текучесть магматических расплавов // Геохимия, 1987, № 4, с. 483—498.

**Френкель Я.И.** Кинетическая теория жидкостей. М., Изд-во АН СССР, 1975, 592 с.

**Чепуров А.И., Жимулев Е.И., Агафонов Л.В., Сонин В.М., Чепуров А.А., Томиленко А.А.** Устойчивость ромбического и моноклинного пироксенов, оливина и граната в кимберлитовой магме // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (4), с. 533—544.

**Шарыгин И.С., Литасов К.Д., Шацкий А.Ф., Головин А.В., Отани Е., Похиленко Н.П.** Экспериментальное исследование плавления кимберлита трубки Удачная-Восточная при 3—6.5 ГПа и 900—1500 °С // ДАН, 2013, т. 448, № 4, с. 452—457.

**Allwardt J.R., Stebbins J.F., Terasaki H., Du L.S., Frost D.J., Withers A.C., Hirschmann M.M., Suzuki A., Ohtani E.** Effect of structural transitions on properties of high-pressure silicate melts: Al-27 NMR, glass densities, and melts viscosities // Amer. Miner., 2007, v. 92, p. 1093—1104.

**Brearely M., Dickinson J.E. Jr, Scarfe M.** Pressure dependence of melt viscosities on the join diopside — albite // Geochim. Cosmochim. Acta, 1986, v. 30, p. 2563—2570.

**Brey G.P., Bulatov V.K., Gurnis A.V.** Influence of water and fluorine on melting of carbonated peridotite at 6 and 10 GPa // Lithos, 2009, v. 112, p. 249—259.

**Brush S.G.** Theories of liquid viscosity // Chem. Rev., 1962, v. 62, p. 513—548.

**Champallier R., Bystricky M., Arbaret L.** Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa: from pure hydrous melt to 75 vol. % of crystals // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 267, p. 571—583.

**Chepurov A.I., Sonin V.M., Kirdyashkin A.A., Zhimulev E.I.** Use of a pressless multianvil split-sphere apparatus to measure the silicate melt viscosity // J. Appl. Mech. Techn. Phys., 2009, v. 58, № 5, p. 826—830.

**Dalton J.A., Presnall D.C.** The continuum of primary carbonatitic-kimberlite melt compositions in equilibrium with lherzolite: data from the system  $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2$  at 6 GPa // J. Petrol., 1998, v. 39, p. 1953—1964.

**Dasgupta R., Hirschmann M.M.** Melting in the Earth's deep upper mantle caused by carbon dioxide // Nature, 2006, v. 440, p. 659—662, doi: 10.1038/nature 04612.

**Dingwell D.B., Copurtial P., Giordano D., Nichols A.R.L.** Viscosity of peridotite liquid // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 226, p. 127—138.

**Giordano D., Romano C., Papale P., Dingwell D.B.** The viscosity of trachytes, and comparison with basalts, phonolites, and rhyolites // Chem. Geol., 2004, v. 213, p. 49—61.

**Ishibashi H., Sato H.** Viscosity measurements of subliquidus magmas: Alkali olivine basalt from the Higashi-Matsuura district, Southwest Japan // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2007, v. 160, p. 223—238.

**Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Weiss Y., Navon O., Nielsen T.F.D., Mernagh T.P.** How unique is the Udachnaya-East kimberlite: Comparison with kimberlites from the Slave Craton (Canada) and SW Greenland // Lithos, 2009, v. 112, p. 334—346.

**Kavanagh J.L., Sparks R.S.J.** Temperature changes in ascending kimberlite magma // Earth Planet. Sci. Lett., 2009, v. 286, p. 404—413.

**Kushiro I.** Viscosity, density and structure of silicate melts at high pressures, and their petrological applications // Physics of magmatic processes / Ed. R.B. Hargraves, New Jersey, Princeton University Press, 1980, p. 93—120.

**Lange R.A.** The effect of  $H_2O$ ,  $CO_2$ , and F on the density and viscosity of silicate melts // Reviews in mineralogy. Volatiles in magmas / Eds. M.R. Carroll, J.R. Holloway. Washington, MSA, 1994, v. 30, p. 331—369.

**Le Maitre R.W.** The chemical variability of some common igneous rocks // J. Petrol., 1976, v. 17, p. 589—637.

**Liebske C., Schickler B., Terasaki H., Poe B.T., Suzuki A., Funakoshi K.I., Ando R., Rubie D.C.** Viscosity of peridotite liquid at pressures up to 13 GPa: implications for magma ocean viscosities // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, v. 240, p. 589—604.

**Marsh B.** On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma // Contr. Miner. Petrol., 1981, v. 78, p. 85—98.

**Michell R.H.** Petrology of hypabyssal kimberlites: relevance to primary magma compositions // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2008, v. 174, p. 1—8.

**Mysen B.O., Virgo D., Scarfe C.M.** Viscosity of silicate melts as a function of pressure: structural interpretation // Carnegie Inst. Washington Yearbook, 1979, v. 78, p. 551—556.

- Neuville D.R., Richet P.** Viscosity and mixing in molten (Ca, Mg) pyroxenes and garnets // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1991, v. 55, p. 1011—1019.
- Pal R.** Rheological behavior of bubble-bearing magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, v. 207, p. 165—179.
- Persikov E.S.** The viscosity of magmatic liquids: experiment, generalized patterns; a model for calculation and prediction; application // *Physical chemistry of magmas. Adv. Phys. Geochem / Eds. L.L. Perchuk, I. Kushiro.* New York, Springer-Verlag, 1991, V. 9, p. 1—40.
- Persikov E.S.** Structural chemical model to calculate and predict the viscosity of magmatic melts in full range of compositions and conditions // *General Assembly EGU-2007. Vienna. Geophysical Research. Abstracts*, 2007, v. 9, A-02262. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-02262C European Geosciences Union 2007.
- Persikov E.S., Kushiro I., Fujii T., Bukhtiyarov P.G., Kurita K.** Anomalous pressure effect on viscosity of magmatic melts // *Phase transformation at high pressures and high temperatures: applications to geophysical and petrological problems.* Misasa, Tottori-ken, Japan, DELP, International Symposium, 1989, p. 28—30.
- Persikov E.S., Zharikov V.A., Bukhtiyarov P.G., Pol'skoy S.F.** The effect of volatiles on the properties of magmatic melts // *Eur. J. Miner.*, 1990, v. 2, p. 621—642.
- Price S.E., Russell J.K., Kopylova M.G.** Primitive magma from the Jericho Pipe, N.W.T. Canada: constraints on primary kimberlite melt chemistry // *J. Petrol.*, 2000, v. 47, p. 789—808.
- Reid J.E., Suzuki A., Funakoshi K.I., Terasaki H., Poe B.T., Rubie D.C., Ohtani E.** The viscosity of CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> liquid at pressures up to 13 GPa // *Phys. Earth Planet. Int.*, 2003, v. 139, p. 45—54.
- Russell J.K., Porritt L.A., Lavallee Y., Dingwell D.B.** Kimberlite ascent by assimilation-fuelled buoyancy // *Nature*, 2012, v. 481, p. 352—357.
- Scarfe G.M.** Viscosity and density of silicate melts // *Silicate melts / Ed. G.M. Scarfe.* Miner. Assoc. Canad. Short Course Handbook, 1986, v. 12, p. 36—56.
- Scarfe C.M., Mysen B.O., Virgo D.** Pressure dependence of the viscosity of silicate melts // *Magmatic processes: physicochemical principles.* *Geochem. Soc. Spec. Publ. / Ed. B.O. Mysen*, 1987, v. 1, p. 59—68.
- Shaw H.R., Wright T.L., Peck D.L., Okamura R.** The viscosity of basaltic magma: An analysis of field measurements in Makaopuhi lava lake, Hawaii. *Amer. J. Sci.*, 1968, v. 266, p. 225—264.
- Sokol A.G., Kupriyanov I.N., Palyanov Yu.N.** Partitioning of H<sub>2</sub>O between olivine and carbonate-silicate melts at 6.3 GPa and 1400 °C: Implications for kimberlite formation // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2013a, v. 383, p. 58—67.
- Sokol A.G., Kupriyanov I.N., Palyanov Y.N., Kruk A.N., Sobolev N.V.** Melting experiments on the Udachnaya kimberlite at 6.3—7.5 GPa: Implications for the role of H<sub>2</sub>O in magma generation and formation of hydrous olivine // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2013b, v. 101, p. 133—155.
- Sparks R.S.J., Barclay J., Jaupart C., Mader H.M., Phillips J.C.** Physical aspects of magmatic degassing. I. Experimental and theoretical constraints on vesiculation // *Reviews in mineralogy. Volatiles in magmas.* Eds. M.R. Carroll, J.R. Holloway. Washington, MSA, 1994, v. 30, p. 413—446.
- Sparks R.S.J., Baker L., Brown R.J., Field M., Schumacher J., Stripp G., Walters J.** Dynamical constraints of kimberlite volcanism // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2006, v. 155, p. 18—48.
- Sparks R.S.J., Brooker R.A., Field M., Kavanagh J., Schumacher J.C., Walter M.J., White J.** The nature of erupting kimberlite melts // *Lithos*, 2009, v. 1125, p. 429—438.
- Stein D.J., Spera F.J.** Shear viscosity of rhyolite-vapor emulsion at magmatic temperatures by concentric cylinder rheometry // *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 2002, v. 113, p. 243—258.
- Uhira K.** Experimental study on the effect of bubble concentration on the effective viscosity of liquids // *Bull. Earth. Res. Inst.*, 1980, v. 56, p. 857—871.
- Whittington A., Richet P., Holtz F.** Water and viscosity of depolymerized aluminosilicate melts // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2000, v. 64, p. 3725—3736.
- Wolf G.H., McMillan P.F.** Pressure effects on silicate melt structure and properties // *Reviews in mineralogy. Structure, dynamics and properties of silicate melts / Eds. J.F. Stebbins, P.F. McMillan, D.B. Dingwell.* Washington, MSA, 1995, v. 32, p. 505—561.