

ВЗАИМОСВЯЗЬ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ РАСПРОСТРАНЕННОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ИНТРУЗИВНЫХ И ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД В РЯДУ КИСЛОЕ—ОСНОВНЫЕ С ЗАКОНОМЕРНОСТЯМИ ВЯЗКОСТИ МАГМ

Э.С. Персиков

*Институт экспериментальной минералогии им. акад. Д.С. Коржинского РАН,
142432, Черноголовка, Московской области, ул. Академика Осипьяна, 4, Россия*

В настоящей работе установлены новые закономерности вязкости близликвидусных водосодержащих магм кислого, среднего и основного составов в широком диапазоне термодинамических параметров и глубин земной коры (1—30 км) с использованием нашей структурно-химической модели достоверных прогнозов и расчетов вязкости магм практически любого состава. Показано, что эти закономерности действительно являются количественной физико-химической основой, объясняющей причину относительной распространенности масс интрузивных и эффузивных пород кислого—среднего—основного составов в земной коре. Тем самым подтверждается идея В.С. Соболева о взаимосвязи относительной распространенности интрузивных и эффузивных пород кислого, среднего и основного составов в земной коре с закономерностями изменения вязкости водосодержащих магм в переменном поле температур и давлений.

Вязкость, водосодержащие магмы, гранит, андезит, базальт, земная кора, закономерности, структурно-химическая модель, риолит, диорит, габбро, температура, давление.

DISTRIBUTION OF FELSIC–MAFIC INTRUSIVE AND EXTRUSIVE ROCKS IN THE EARTH’S CRUST: CORRELATION WITH MAGMA VISCOSITY REGULARITIES

E.S. Persikov

New regularities of the viscosity of near-liquid felsic, medium, and mafic hydrous magmas have been established in a wide range of thermodynamic parameters and the Earth’s crust depths (1–30 km). The study was carried out using our new structural and chemical model of reliable predictions and by calculation of the viscosity of magmas of almost any composition. It is shown that these regularities are actually a quantitative physicochemical basis explaining the cause of the relative distribution of intrusive and effusive felsic and mafic rocks in the Earth’s crust. This confirms V.S. Sobolev’s idea of the relationship between the relative distribution of intrusive and effusive felsic, medium, and mafic rocks in the Earth’s crust and the laws of changes in the viscosity of hydrous magmas in a variable P – T field.

Viscosity, hydrous magmas, granite, andesite, basalt, Earth’s crust, regularities, structural and chemical model, rhyolite, diorite, gabbro, temperature, pressure

ВВЕДЕНИЕ

Знание средних величин и диапазона изменений объемных соотношений интрузивных и эффузивных пород (И:Э) в земной коре имеет большое значение для установления характера магматической деятельности в различных геотектонических зонах Земли и в различные геологические эпохи, а также помогает подойти к правильному решению проблемы образования магматических горных пород в целом. Однако коэффициенты (И:Э) трудно точно оценить, поскольку плутонические породы могут быть захоронены осадками, либо вулканические породы могут быть разрушены, или связь между вулканическими и плутоническими породами является неопределенной. Сейсмические, геодезические и электромагнитные методы могут давать размеры расплавленных или частично расплавленных областей под вулканами. Но размер очага расплавленной магмы, образовавшийся за какой-либо единственный период плавления в земной коре, в сопоставлении с более длительным периодом истории Земли, не может быть корректным показателем общего интрузивного объема [White et al., 2006]. Представление об относительной распространенности в пределах континентов главнейших типов магматических горных пород дают подсчеты, произведенные С.П. Соловьевым [1970] для территории СССР и Р. Дэли [1936] для территории США. Ими установлено, что самыми распространенными среди интрузивных пород в пределах земной коры являются граниты и гранодиориты, занимающие более 84 % площади, занятой

интрузивными породами. Среди основных пород наибольшее развитие получили породы, близкие по составу к габбро. Среди эффузивных образований основная масса принадлежит базальтам и затем андезитами, занимающим в сумме более 85 % всей площади развития эффузивных пород. На втором месте стоят риолиты и совсем ничтожную роль играют щелочные эффузивы. Однако сложная задача установления строгих количественных соотношений plutonic и вулканических пород в земной коре по сей день остается дискуссионной [Winkler, 1962; Харрис и др., 1972; Shaw, 1975; Crisp, 1984; Christiansen, 2001; White et al., 2006; Glazner et al., 2015; Lundstrom, Glazner, 2016; и др.]. Так, например, соотношение между кислыми вулканическими и plutonic породами уже давно обсуждается геологами, так как значительный набор исследований по петрологии, геохимии, геохронологии, термического и термодинамического моделирования, геофизическим методам приводит к противоречивым интерпретациям, подробно рассмотренным в ряде работ [Lipman, 1984; White et al., 2006; Glazner et al., 2015; Lundstrom, Glazner, 2016].

Основными факторами, которые коррелируют с наблюдаемым в природе объемным соотношением plutonic и вулканических пород в земной коре (П:В) являются: состав магмы, степень ее кристалличности и флюидонасыщенности, потенциал кислорода f_{O_2} , толщина коры, тектоническая обстановка и региональные напряжения [Winkler, 1962; Харрис и др., 1972; Луканин, 1985; Di Genova et al., 2017; и др.]. Соотношения интрузивных и экструзивных объемов обычно около 5:1 для океанической коры и 10:1 для континентальной коры. Эта разница, по-видимому, отражает неодинаковую скорость подъема магмы, связанную с различной толщиной коры и составом магмы [Winkler, 1962; Харрис и др., 1972; Marsh, 1981]. Отметим, что в очень немногих районах Земли сохранились и обнажены основные части как вулканических, так и связанных с ними plutonic пород. Характерный пример кислых пород — супервулкан Йеллоустоун. Геофизические исследования свидетельствуют о том, что там находится примерно $32\,800 \pm 4200$ км³ гранитной plutonic породы [Crisp, 1984; Christiansen, 2001]. Объем вулканических пород, образовавшихся в Йеллоустоне за последние 2.2 млн лет, составляет от 3550 до 7250 км³. Сравнение интрузивного с экструзивными объемами (И:Э) для поля Йеллоустоун дает соотношение между 4 : 1 и 10 : 1 [Персиков, 2019]. В обзорной работе [White et al., 2006], на основе анализа объемов вулканических и plutonic пород более чем 170 провинций Земли, приводится соотношение (И:Э), равное 5 : 1, которое авторы принимают как среднее значение для большинства магматических систем, подчеркивая вместе с тем значительную неопределенность этой оценки. Основываясь на полученных данных, авторы справедливо отмечают систематическую и значительную корреляцию соотношения (И:Э) с составом магмы, а, следовательно, с ее вязкостью. Известно, что именно вязко-

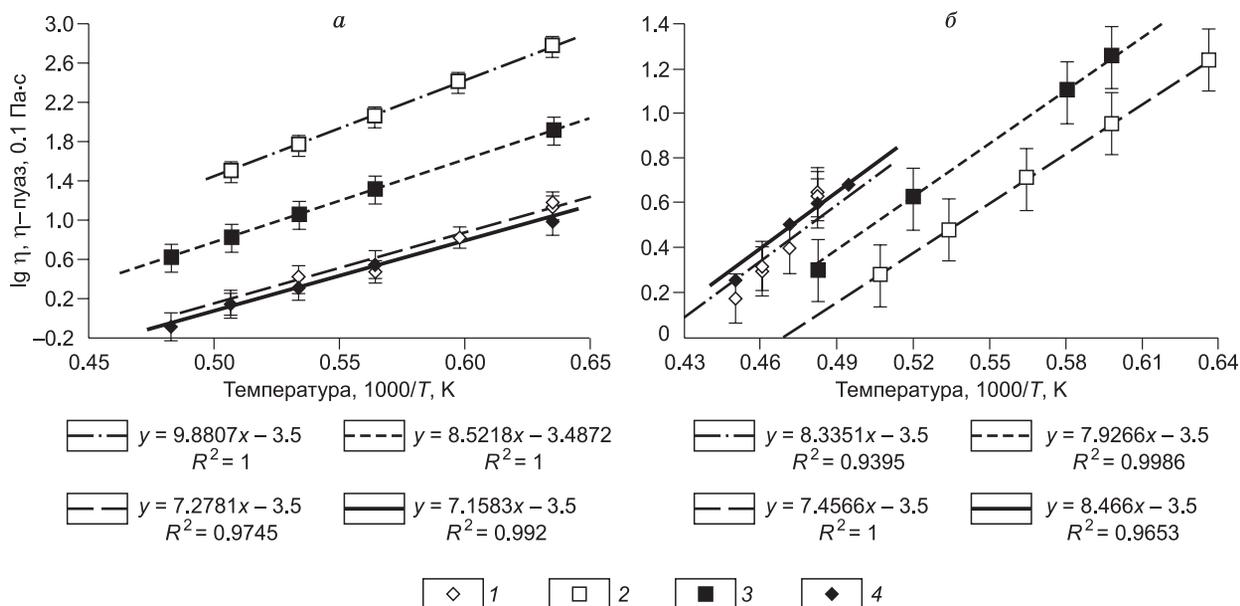
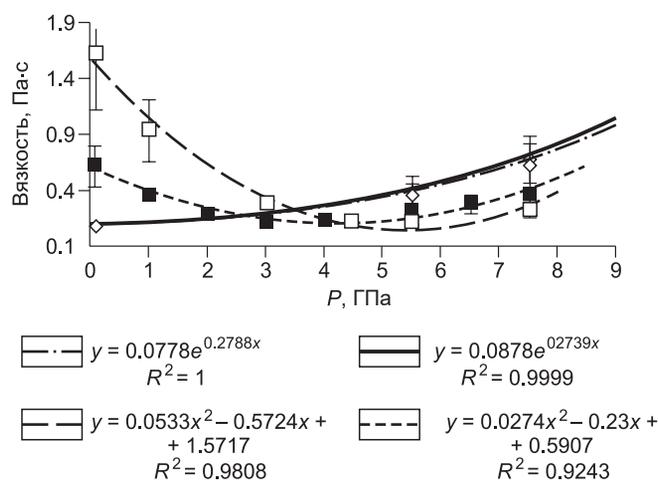


Рис. 1. Температурные зависимости вязкости безводных и водосодержащих кимберлитовых и базальтовых расплавов при умеренных и высоких давлениях.

Погрешность экспериментальных и расчетных данных ± 30 отн. %; прогнозные данные по температурным зависимостям вязкости сухих расплавов приведены по работе [Персиков и др., 2015]. а — парциальное давление $p_{H_2O} = 100$ МПа; б — литостатическое давление $P_{\text{лит.}} = 5.5$ ГПа. 1 — безводный кимберлит расплав, 2 — безводный базальтовый расплав, 3 — водосодержащий базальтовый расплав, $X(H_2O) = 3$ мас. %, 4 — водосодержащий кимберлитовый расплав, $X(H_2O) = 3$ мас. % [Персиков и др., 2017].

Рис. 2. Изотермические (1800 °С) зависимости вязкости водосодержащих ($X(\text{H}_2\text{O}) = 3 \text{ мас. \%}$) и безводных базальтовых и кимберлитовых расплавов от давления.

Усл. обозн. см. на рис. 1. Погрешность экспериментальных и расчетных данных равна ± 30 отн. $\%$ [Персиков и др., 2017].



стью магм в значительной степени определяется характер перемещения магматических расплавов в земной коре и верхней мантии, текстурные особенности интрузивов и эффузивов и многие другие особенности магматических горных пород [Заварицкий, Соболев, 1961; Соболев, 1973; Персиков, 1984; Persikov, 1991].

В.С. Соболев на основе физико-химического анализа диаграмм плавкости систем силикат—вода и петрологического анализа систем магма—вода в условиях земной коры и верхней мантии предложил общую схему вертикального перемещения магм в земной коре и верхней мантии, образовавшихся при различных значениях $P_{\text{лит.}}$ и $p_{\text{H}_2\text{O}}$, и обосновал невозможность излияния магм с содержанием воды в них $X(\text{H}_2\text{O}) > 1\text{—}2 \text{ мас. \%}$ [Соболев, 1973]. Несколько ранее В.С. Соболев предложил (устное сообщение, 1971) обосновать причину относительной распространенности масс интрузивных и эффузивных пород кислого, среднего и основного составов в земной коре на основе понимания закономерностей вязкости водосодержащих магм в переменном поле температур и давлений. Увы, в те годы решить эту проблему было нереально, так как экспериментально-теоретические исследования вязкости таких расплавов при высоких давлениях только начинались.

Отметим, что первая попытка решения этой проблемы на полуколичественном уровне была выполнена ранее, на основе полученных в то время экспериментально-теоретических результатов по вязкости магматических расплавов [Персиков, 1984; Persikov, 1991]. Прошло еще более двух десятков лет таких исследований, главным результатом которых стала разработанная физико-химическая модель достоверных прогнозов и расчетов вязкости гетерогенных магм практически любого состава от гранитов до ультрамафитов в переменном поле температур и давлений земной коры и верхней мантии. Новая структурно-химическая модель [Персиков, 1998; Persikov, 2007; Персиков, Бухтияров, 2009; Персиков и др., 2015] впервые позволяет рассчитывать и прогнозировать вязкость магматических расплавов практически любого состава как функцию следующих параметров: 1) температуры; 2) литостатического и флюидного давлений; 3) состава расплава, включая летучие компоненты (H_2O , OH^- , CO_2 , CO_3^{2-} , F , Cl); 4) соотношения катионов: $\text{Al}^{3+}/(\text{Al}^{3+} + \text{Si}^{4+})$, $\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$, $\text{Al}^{3+}/(\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$; 5) объемного содержания кристаллов и пузырей (до 45 объемных $\%$). Характерными особенностями этой модели являются: 1) структурно-химический подход; 2) максимально возможная простота аналитических зависимостей; 3) высокая точность прогноза (± 30 отн. $\%$), соизмеримая с экспериментальной погрешностью измерений вязкости таких расплавов при высоких давлениях. При разработке модели использованы экспериментально-теоретические результаты многолетнего изучения, выполненные автором с сотрудниками, а также весь банк опубликованных экспериментальных данных по вязкости магматических расплавов, полученных во многих лабораториях мира. Разработана также простая и удобная компьютерная программа, которая использована в настоящей работе и рекомендуется для расчетов вязкости магм и диффузии воды в них при моделировании процессов зарождения, эволюции магм и их динамики. Применяя эту модель, в недавней работе [Персиков, 2019] впервые получены достоверные закономерности вязкости и структуры близкидусных водосодержащих гранитоидных магм при термодинамических параметрах, соответствующих широкому диапазону глубин земной коры (1—30 км). Для дополнительного подтверждения достоверности прогнозов вязкости магм по модели на рисунках 1 и 2 приведено сравнение новых экспериментальных и прогнозных данных по температурной и барической зависимостям вязкости водосодержащих и безводных кимберлитовых и базальтовых расплавов в широком диапазоне температур (1200—1950 °С) и давлений (0.1—7.5 ГПа) в земной коре и верхней мантии.

Очевидно, что данные по вязкости таких расплавов (см. рис. 1, 2), полученные по модели, очень хорошо соответствуют экспериментальным результатам в пределах оговоренных погрешностей. В настоящей работе установлены закономерности изменения вязкости близкидусных водосодержащих магм среднего и основного составов, которые сопоставлены с установленными ранее закономерностями изменения вязкости близкидусных водосодержащих гранитоидных магм [Персиков, 2019], при T , P -параметрах земной коры. Эти результаты, наряду с физико-химическим анализом структурных осо-

бенностей водосодержащих магм в ряду кислые—основные, количественно подтверждают идею В.С. Соболева о взаимосвязи закономерностей вязкости таких магм с относительной распространенностью в земной коре масс интрузивных и эффузивных пород в ряду кислые—основные.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Видоизмененное теоретическое уравнение Аррениуса—Френкеля—Эйринга [Персиков, 1998; Persikov, 2007; Персиков, Бухтияров, 2009; Персиков и др., 2015] используется в работе для расчетов концентрационной, температурной и барической зависимостей вязкости магматических расплавов в диапазоне составов магм кислые—средние—основные:

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

где E_X^P — энергия активации вязкого течения, которая является функцией состава магматического расплава, концентрации двух форм растворенной воды в нем (OH^- , H_2O) и давления (Дж/моль); η_T^P — вязкость магмы при данной температуре и давлении (Па·с); η_0 — предэкспоненциальная константа (Па·с), характеризующая вязкость расплава при $T \rightarrow \infty$ ($\lg \eta_0 = -4.5 \pm 0.14$); T — температура (К); $R = 8.3192$ (Дж/моль·К) — универсальная газовая постоянная.

Из всех физико-химических свойств силикатных и магматических расплавов вязкость наиболее сложно зависит от состава жидкости и ее структуры. Степень чувствительности вязкости к изменению состава и структуры магматических расплавов наглядно характеризуют, например, следующие экспериментальные данные: в ряду гранит—базальт вязкость близиквидусных расплавов уменьшается на огромную величину, приблизительно в 10^3 раз [Персиков, 1984, 1998; Persikov, 1991]. Эта сложная проблема достаточно корректно была решена на основе структурно-химического подхода с использованием теоретического уравнения (1), что подробно изложено в ряде работ [Персиков, 1984, 1998; Persikov, 1991, 2007; Персиков, Бухтияров, 2004]. Для характеристики особенностей химического состава и структуры магм используется параметр — $100\text{NBO}/T$, т.е. соотношение количества немостиковых кислородов расплава (non-bridging oxygen, $\text{NBO} = \text{O}^{2-} + \text{O}^-$) к сумме катионов сеткообразователей — $T = (\text{Al}^{3+} + \text{Si}^{4+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}^{4+} + \text{P}^{5+} + \text{V}^{3+})$. Этот параметр, названный нами степенью деполимеризации или коэффициентом основности магм [Персиков, 1984, 1998; Persikov, 1991, 2007], или процент разорванности связей в структуре расплава, по [Carron, 1969; Shaw, 1972], адекватно и с наибольшей чувствительностью отражает структуру и состав магм. Необходимо подчеркнуть, что для диапазона составов магм от кислых и до основных этот параметр изменяется от 0 до 100, тогда как часто используемый в западной литературе похожий параметр NBO/T [Mysen, 1991] изменяется в том же диапазоне составов магм только от 0 до 1. Это важно, так как параметр NBO/T близок к 0 для полимеризованных гранитоидных расплавов и, следовательно, не может отражать особенности химизма и структуры полимеризованных гранитоидных магм [Персиков, 1984; Persikov, 1991; Di Genova et al., 2017]. Например, подтверждая этот недостаток структурно-химического параметра NBO/T , в работе [Di Genova et al., 2017] показано, что только влиянием концентрации воды и степенью кристалличности кислой магмы невозможно объяснить корреляцию между составом магмы и цикличность эффузивного и эксплозивного характера вулканических извержений кислых пород поля Йеллоустоун. Авторы этой работы [Di Genova et al., 2017] предложили три других структурных параметра: 1) $\text{RAI} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ — реологический агпаитовый индекс; 2) мольное отношение $K = \text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; 3) степень окисленности железа в магме $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, которые могут быть эффективными для объяснения этой особенности кислого вулканизма близкого состава. При этом авторы ссылаются на опубликованные модели прогноза вязкости [Hui, Zhang, 2007; Giordano et al., 2008], которые, по их мнению, не могут объяснить наблюдаемый феномен. Их вывод, несомненно, справедлив, но, к сожалению, эти авторы, видимо, не знакомы с нашей моделью расчетов и прогноза вязкости магматических расплавов [Persikov, 2007; Персиков, Бухтияров, 2009; Персиков и др., 2015], в которой все эти структурные параметры учитываются, наряду с параметром $100\text{NBO}/T$ (см. выше и [Persikov, 2007; Персиков, Бухтияров, 2009; Персиков и др., 2015]). Параметр $100\text{NBO}/T$ не имеет подобного недостатка, отмеченного выше для гранитоидных расплавов, особенно водосодержащих, изменяется значительно (см. ниже) и используется в нашей модели для расчетов энергии активации вязкого течения магматических расплавов. Расчет параметра $100\text{NBO}/T$ производится по химическому составу расплава, выраженному в мас. % оксидов, по простой методике [Персиков, 1984, 1998; Persikov, 1991] с использованием уравнения (2):

$$100\text{NBO}/T = 200 \cdot (\text{O} - 2\text{T})/T, \quad (2)$$

где T — суммарное количество грамм-ионов сеткообразователей в структуре расплава $T = (\text{Si}^{4+}, \text{Al}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}^{4+}, \text{P}^{5+}, \text{V}^{3+})$, находящихся в четверной координации по кислороду и составляющие анионную часть структуры, O — суммарное количество грамм-ионов кислорода в расплаве.

Отметим, что ранее была получена обобщенная структурно-химическая зависимость энергии активации вязкого течения магматических расплавов, согласно которой весь диапазон составов природных магм делится на 4 участка с разной степенью изменения энергии активации и вязкости, в зависимости от состава и структуры магмы [Персииков, 1998; Persikov, 2007; Персииков, Бухтияров, 2009]. К диапазону составов магм кислые—основные относятся два первых участка:

- 1) полностью полимеризованные кислые магмы, $0 \leq 100\text{NBO}/T \leq 17$;
- 2) частично деполимеризованные средние—основные магмы, $17 \leq 100\text{NBO}/T \leq 100$.

В этом диапазоне составов магм точки перелома зависимости $E = f(100\text{NBO}/T)$ характеризуют качественные изменения структуры магматических расплавов: при $100\text{NBO}/T = 17$ завершается распад трехмерной каркасной структуры, а при $100\text{NBO}/T = 100$ завершается формирование, соответственно, ди- и метасиликатных структур в магматических расплавах [Персииков, 1984, 1998; Persikov, 1991]. Исходные химические составы пород, используемых в настоящей работе наряду со степенью деполимеризации их расплавов, приведены в табл. 1. В качестве представительных составов кислых и основных пород выбраны средние составы гранита (риолита) и базальта, полученные в работе [Le Maitre, 1976] на основе более чем 3500 анализов составов гранитов и базальтов из практически всех регионов мира. А в качестве представительного состава средних пород (андезит, диорит) выбран состав андезита влк. Авача (Камчатка), химический состав которого близок к среднему составу андезитов по работе [Le Maitre, 1976], а вязкость такого расплава ранее изучена экспериментально при высоких давлениях [Бухтияров и др., 1987].

Важно подчеркнуть следующее: 1) на основе значительного объема экспериментально-теоретических данных достоверно установлено в настоящее время, что из широкого спектра состава флюида кислых, средних и основных магм (H_2O , CO_2 , HCl , NaCl , HF , NaF , H_2S) решающее влияние на текучесть таких магм оказывает вода, растворяющаяся в магмах в двух формах: химической — гидроксил OH^- (деполимеризует расплав и сильно снижает вязкость расплава) и физической — молекулярная H_2O (не оказывает влияние на структуру и в меньшей степени снижает вязкость расплава), и псевдобинарная система магма—вода с хорошей степенью приближения моделирует реологическое поведение таких магм во всем диапазоне глубин земной коры [Persikov, 1991; Персииков, 1998; Персииков, Бухтияров, 2009]. Отметим также ранее установленные важные результаты. 1. Предельная емкость расплавов по химически растворенной в них воды (гидроксил OH^-) уменьшается с ростом степени деполимеризации (основности) магм: гранитоидные магмы ~ 6.4 мас. %, андезитовые магмы ~ 4 мас. % и базальтовые магмы ~ 3 мас. %. [Persikov, 1991; Персииков, 1998]. Необходимо отметить, что проблема достоверного определения численного соотношения двух форм воды $\text{OH}^-/\text{H}_2\text{O}$, растворенной в таких расплавах при различных температурах и давлениях, остается все еще дискуссионной [Кадик и др., 1971; Stolper, 1982; Персииков, 1984, 1998; Persikov, 1991; Nowak, Behrens, 1995]. Наши экспериментально-теоретические результаты, а также данные полученные в ряде других работ [Nowak, Behrens, 1995], определенно подтверждают упомянутую предельную емкость этих расплавов по количеству химически растворенной воды в них при высоких температурах. Вместе с тем известно, что в закаленных расплавах (стеклах), полученных при изобарической закалке водосодержащих расплавов, особенно после опытов при $p_{\text{H}_2\text{O}} \geq 200$ МПа, преобладает молекулярная H_2O [Stolper, 1982; Персииков, 1984, 1998; Persikov, 1991; Nowak, Behrens, 1995].

2. В диапазоне составов магм кислые—основные имеет место аномалия зависимости вязкости этих магм от литостатического и водного давлений — вопреки теоретиче-

Таблица 1. Химический состав (мас. %) и структурно-химические параметры ($100\text{NBO}/T$) исходных гранита, андезита и базальта

Компонент	Гранит*	Андезит**	Базальт***
SiO_2	72.82	58.56	49.06
Al_2O_3	13.27	18.98	15.67
Fe_2O_3	1.48	3.96	3.84
FeO	1.11	3.9	7.31
B_2O_3	0	0	0
MnO	0.06	0.16	0.20
MgO	0.39	3.48	6.82
CaO	1.14	6.17	9.47
Na_2O	3.55	3.24	2.91
K_2O	4.3	0.92	1.10
TiO_2	0.28	0	1.82
P_2O_5	0.07	0	0.34
Li_2O	0	0	0
H_2O (мол.)	1.1	0	0.93
OH^- (осн.)	0.31	0	0.42
OH^- (кисл.)	0	0	0
CO_2	0.08	0	0.11
CO_3^{2-}		0	0
F		0	0
Сумма	99.65	100,00	100,00
$100\text{NBO}/T$	5.93	21.2	56

* Средний состав гранита [Le Maitre, 1976].

** Андезит, влк. Авача, Камчатка [Бухтияров и др., 1987].

*** Средний состав базальта [Le Maitre, 1976].

Таблица 2. Вязкость (η_T^p) и структурно-химические параметры (100NBO/T) водосодержащих субликвидусных гранитных, андезитовых и базальтовых магм при термодинамических параметрах земной коры

$P_{\text{лит.}}$, МПа	$P_{\text{H}_2\text{O}}$, МПа	ОН + H ₂ O, мас. %	T , °C	100NBO/T	($V_{\text{кр.}} + V_{\text{п.}}$), об. %	$\lg \eta_T^p \pm 30$ отн. % (η_T^p – Па·с)
$P_{\text{лит.}} > P_{\text{H}_2\text{O}}; T = T_{\text{лик.}} - 50$ °C (гранитоидные магмы*)						
10	1	0.02 + 0	975	3.5	10 + 10	8.55
50	30	1.0 + 0.1	1000	11.4	10 + 10	6.9
60	40	1.5 + 0.2	925	15.4	10 + 10	6.6
200	50	2.9 + 0.3	850	26.4	10 + 10	5.9
500	100	4.0 + 0.4	750	35.1	10 + 10	5.6
800	200	5.19 + 0.5	720	44.6	10 + 10	5.65
1000	300	6.4 + 1.45	670	54.1	10 + 10	5.8
500	100	3.83 + 0.4	850	33.8	10 + 10	5.64
800	200	5.4 + 0.5	750	46.2	10 + 10	5.6
1000	300	6.4 + 2.45	680	54.1	10 + 10	5.7
$P_{\text{лит.}} > P_{\text{H}_2\text{O}}; T = T_{\text{лик.}} - 50$ °C (андезитовые магмы)						
10	1	0.02 + 0	1090	21	30 + 20	3.9
100	30	1.0 + 0.1	1070	30	20 + 20	3.6
200	50	1.5 + 0.2	1050	34	15 + 15	3.4
400	120	3.0 + 0.3	1030	47	15 + 15	3.2
500	200	4.0 + 0.4	1010	57	15 + 15	3.05
600	270	4.0 + 1.0	1000	57	15 + 15	3.0
800	350	4.0 + 2.0	990	57	15 + 15	3.0
700	430	4.0 + 3.0	980	57	15 + 15	3.0
1000	520	4.0 + 4.0	970	57	15 + 15	2.98
1000	600	4.0 + 5.0	965	57	15 + 15	3.0
$P_{\text{лит.}} > P_{\text{H}_2\text{O}}; T = T_{\text{лик.}} - 50$ °C (базальтовые магмы)						
10	1	0.02 + 0	1100	56	40 + 40	3.4
100	30	0.5 + 0	1090	60	20 + 20	2.74
100	30	1.0 + 0.1	1070	63	15 + 15	2.6
100	50	2 + 0.1	1060	73	15 + 15	2.4
200	120	3.0 + 0.3	1040	83	15 + 15	2.3
400	200	3.0 + 1.0	1020	83	15 + 15	2.2
600	270	3.0 + 2.0	1010	83	15 + 15	2.1
700	350	3.0 + 3.0	1000	83	15 + 15	2.0
800	430	3.0 + 4.0	990	83	10 + 10	2.0
900	520	3.0 + 5.0	980	83	10 + 10	2.03
1000	600	3.0 + 6.0	975	83	10 + 10	2.02

* Гранитоидные магмы [Персиков, 2019].

ским предпосылкам вязкость таких магм уменьшается с ростом как литостатического давления, так и парциального давления H₂O [Persikov, 1991; Персиков, 1998]. Естественно, что эти особенности: барическая зависимость вязкости магм и механизм растворения воды в магматических расплавах учитываются в настоящей работе (табл. 2). 3. Ввиду того, что отсутствуют геологические доказательства существенного перегрева кислых, средних и основных магм в различных фациальных условиях земной коры, представляет несомненный интерес оценка вязкости таких магм при параметрах их субликвидусов во взаимосвязи со структурой.

На рисунке 3 приведена диаграмма вязкость—H₂O для систем: гранит—вода [Персиков, 2019], андезит—вода и базальт—вода при термодинамических параметрах их субликвидуса ($T = T_{\text{лик.}} - 50$ °C), в условиях практически полного диапазона глубин земной коры (1—30 км). При ее построении использованы экспериментально-теоретические результаты исследований параметров плавления гранита, андезита и базальта в присутствии водяного пара [Кадик, 1971; Перчук, 1973; Персиков, 1984, 1998; Persikov, 1991; и др.], а вязкость расплавов в этих условиях рассчитана по нашей модели. В таблице 2 представлены расчетные значения вязкости водосодержащих кислых (гранит) [Персиков, 2019], сред-

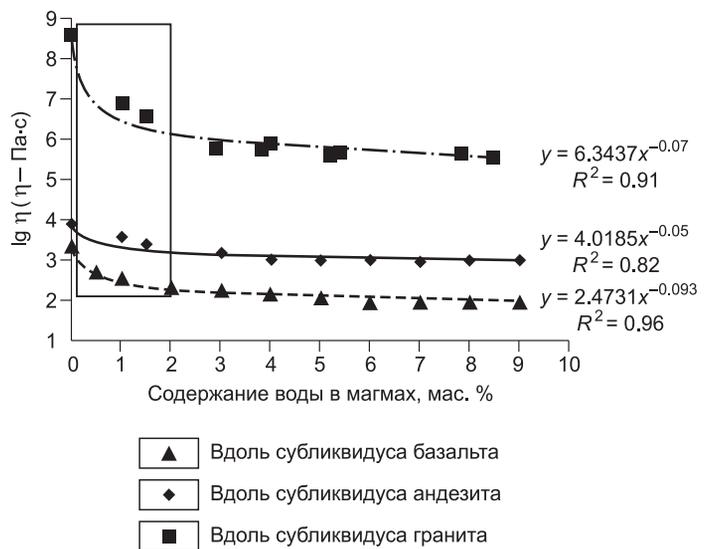
Рис. 3. Закономерности вязкости субликвидусных ($T = T_{лик.} - 50\text{ }^{\circ}\text{C}$) водосодержащих гранитоидных, андезитовых и базальтовых магм в условиях широкого диапазона глубин земной коры (1—30 км).

$p_{\text{H}_2\text{O}} = 100\text{ атм} - 600\text{ МПа}$, $P_{\text{лит.}}$ — до 1000 МПа, $T = 680 - 1100\text{ }^{\circ}\text{C}$, см. табл. 2.

них (андезит) и основных (базальт) расплавов при указанных в таблице параметрах: 1) субликвидусные температуры, т.е. температуры на $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ меньше, установленных экспериментально соответствующих температур ликвидуса; 2) давления (общее — $P_{\text{лит.}}$) и парциальное давление $p_{\text{H}_2\text{O}}$; 3) содержание воды в магмах ($\text{OH}^- + \text{H}_2\text{O}$); 4) значения степени деполимеризации расплавов ($100\text{NBO}/T$); 5) объемное содержание кристаллов и пузырей в магмах. Анализ представленных результатов (рис. 3, табл. 2) свидетельствует о следующем.

Гранитные магмы. Приведенные данные количественно подтверждают многие особенности гранитоидных пород, такие, например, как однородность огромных массивов гранитоидов батолитовой формации, значительную протяженность дайковых разновидностей гранитоидных интрузивов и т.д. Субликвидусные гранитоидные магмы с содержанием воды от ~ 2 до ~ 8.0 мас. % являются достаточно подвижными расплавами в широком диапазоне термодинамических параметров и глубин земной коры (1—30 км). Сравнительно невысокая вязкость водонасыщенных гранитных магм ($\sim 10^{5.7}$ Па·с), практически полная независимость вязкости магм от содержания воды в них (см. рис. 3) и от степени их деполимеризации ($100\text{NBO}/T = 17 - 53$, см. табл. 2), определенно указывают на реальную возможность гомогенизации в земной коре на различных глубинах масс плутонических гранитоидных батолитов и лополитов путем конвекции и флюидно-магматического массопереноса. Принципиально иные закономерности вязкости гранитоидных магм получены при низком содержании магматических вод в них (< 2 мас. %) [Персиков, 2019]. Эти данные отражают многие особенности кислого магматизма в эффузивной и субвулканической фациях. При почти полной дегазации гранитоидных магм их вязкость возрастает на 3 порядка величины и достигает значений $\sim 10^8 - 10^9$ Па·с, а степень деполимеризации значительно снижается ($100\text{NBO}/T$ от 19 до ~ 4). При такой вязкости полимеризованные гранитоидные магмы не способны течь в виде лавовых потоков, а извергаются сравнительно редко в виде экструзий или взрывных катастрофических извержений. Основная же масса таких гранитоидных магм не достигнет поверхности Земли, их образование и кристаллизация будут происходить в плутонической фации, что количественно подтверждает идею В.С. Соболева о взаимосвязи закономерностей вязкости таких магм с относительной распространенностью в земной коре масс интрузивных (граниты) и эффузивных (риолиты) пород [Персиков, 2019].

Андезитовые и базальтовые магмы показали схожие между собой реологические закономерности, однако принципиально отличающиеся от гранитоидных. При T, P -параметрах их субликвидуса в условиях большого диапазона глубин земной коры андезитовые и базальтовые магмы с содержанием воды от ~ 2 до ~ 9 мас. % являются высоко подвижными расплавами в широком диапазоне термодинамических параметров и глубин земной коры (1—30 км). Чрезвычайно низкая вязкость водонасыщенных андезитовых ($\sim 10^3$ Па·с) и особенно базальтовых магм ($\sim 10^2$ Па·с) и практически полная независимость вязкости магм в этих условиях от содержания воды в них и от степени деполимеризации ($100\text{NBO}/T = 47 - 57$, андезитовые расплавы; $100\text{NBO}/T = 73 - 83$, базальтовые расплавы, см. табл. 2) определенно указывают на реальную возможность гомогенизации больших масс андезитов и базальтов в магматических камерах в земной коре путем конвекции и флюидно-магматического массопереноса. Следует подчеркнуть, что вязкость водонасыщенной андезитовой магмы в этом диапазоне концентраций H_2O на три порядка величины меньше вязкости водонасыщенной гранитной магмы, а вязкость водонасыщенной базальтовой магмы уже на четыре порядка величины меньше. Однако способность подниматься в верхние горизонты земной коры, вплоть до вулканов, будет иметь преимущественно недонасыщенная водой андезитовая и базальтовая магма. Этот вывод В.С. Соболева и др. [Соболев, 1973; Yoder, 1976; Персиков 1984, 1998; Persikov, 1991] подтвержден полученными данными. Действительно, насыщенные водой ($X(\text{H}_2\text{O}) > 2$ мас. %, см. рис. 3) маловязкие субликвидусные андезитовые и базальтовые магмы будут интенсивно дегазироваться при их подъеме на более высокие гипсометрические уровни земной



коры за счет снижения давления, сбрасывая избыток воды путем диффузии и по пузырьковому механизму. Процесс кристаллизации таких магм, в связи с повышением температуры их ликвидусов из-за снижения парциального давления H_2O и относительно низкой вязкости, также будет интенсивно развиваться [Персиков, 1984; Persikov, 1991]. Потеря воды, кристаллы и пузыри, образовавшиеся в магме, значительно повысят эффективную вязкость гетерогенной магмы (в 1000 раз и более — андезитовая магма, в 100 раз и более — базальтовая магма) и, соответственно, скорость подъема магмы значительно снизится. Более того, при достижении пороговой степени кристалличности магмы (≥ 60 объемных %) подъем магмы на верхние гипсометрические уровни вплоть до вулканического извержения становится невозможным [Соболев, 1973; Yoder, 1976; Marsh, 1981; Russell et al., 2012; Персиков и др., 2015]. В конечном счете, такая магма полностью закристаллизуется на глубине. Но в отличие от гранитоидных магм, субликвидусные недосыщенные водой андезитовые и базальтовые магмы при малых концентрации воды в них ($X(H_2O) \leq 2$ мас. %, см. рис. 3) остаются весьма подвижными расплавами и тогда, когда они дегазируют в эффузивной фации с вязкостью $\sim 10^4$ Па·с (андезитовый расплав + кристаллы + пузыри) и $\sim 10^3$ Па·с (базальтовый расплав + кристаллы + пузыри) (см. рис. 3, табл. 2). Последнее хорошо соотносится с выводом работы [Соболев, 1973] и оценками вулканологами Камчатки вязкости лавовых потоков Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 г. [Андреев и др., 1978]. И эта особенность реологии недосыщенных водой андезитовых и базальтовых магм является основной причиной относительно широкого распространения в земной коре масс андезитов по сравнению с диоритами и, соответственно, масс базальтов по сравнению с габбро.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Установленные закономерности вязкости и структуры близликвидусных водосодержащих магм в диапазоне составов кислые—средние—основные при термодинамических параметрах широкого диапазона глубин земной коры (1—30 км) на количественной физико-химической основе подтверждают возможные диапазоны и пределы перемещения таких магм на различных гипсометрических уровнях в земной коре.

Эти закономерности вязкости субликвидусных водосодержащих магм в диапазоне составов кислые—основные подтверждают на физико-химической основе идею В.С. Соболева о взаимосвязи вязкости водосодержащих магм с относительной распространенностью в земной коре масс интрузивных и эффузивных пород в ряду кислые—основные. Таким образом, наблюдаемое в природе широкое распространение в земной коре масс интрузивных гранитов по сравнению с эффузивными риолитами (липаритами) и, напротив, масс эффузивных андезитов и базальтов по сравнению с интрузивными аналогами — диоритами и габбро, получает строгое физико-химическое обоснование.

Автор признателен П.Г. Бухтиярову (ИЭМ РАН) за постоянное сотрудничество в экспериментах, обсуждение результатов и критические замечания. А.В.Гирнису и анонимному рецензенту за их ценные замечания по работе, способствовавшие улучшению качества первоначальной версии статьи.

Работа выполнена в рамках темы НИР № АААА-А18-118020590141-4ИЭМ РАН при финансовой поддержке программы №8 Президиума РАН.

ЛИТЕРАТУРА

Андреев В.И., Гусев Н.А., Ковалев Г.И., Слезин Ю.Б. Динамика лавовых потоков Южного пролива Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. // Бюл. вулканологических станций, 1978, № 55, с. 18—26.

Бухтияров П.Г., Персиков Э.С., Калинин Т.В. Вязкость андезитовых расплавов // Вулканология и сейсмология, 1987, № 5, с. 45—53.

Дэли Р.А. Изверженные породы и глубины Земли. М., Л., ОНТИ, 1936, 573 с.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961, 383 с.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М., Наука, 1971, 267 с.

Луканин О.А. О причинах бимодального распределения пород вулканических серий. Геохимия, 1985, № 3, с. 348—359.

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. Взаимосвязь относительной распространенности масс гранитов и риолитов в земной коре с закономерностями реологии гранитоидных магм // Петрология, 2019, № 5, с. 18—29.

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., Сокол А.Г. Изменение вязкости кимберлитовых и базальтовых магм в процессах их зарождения и эволюции (прогноз) // Геология и геофизика, 2015, т. 56 (6), с. 1131—1140.

Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Сокол А.Г. Вязкость водосодержащих кимберлитовых и базальтовых расплавов при высоких давлениях // Геология и геофизика, 2017, т. 58 (9), с. 1377—1387.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., Наука, 1973, 318 с.

Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магм. М., Наука, 1973, 34 с.

Соловьев С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., Наука, 1970, 331 с.

Харрис П., Кеннеди У., Скарф К. Соотношение вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава горных пород // Механизм интрузий магмы. М., Мир, 1972, с. 160—173.

Carron J.-P. Vue d'ensemble sur la rhéologie des magmas silicatés naturels // Bull. Soc. Franc. Mineral. Cristallogr., 1969, v. 92, p. 435—446.

Christiansen R.L. The Quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau volcanic field of Wyoming, Idaho, and Montana // US Geol. Survey Prof. Paper, 2001, v.729, p. 1—146.

Crisp J.A. Ratios of magma emplacement and volcanic output // J. Volcan. Geotherm. Res., 1984, v. 20, p. 177—211.

Di Genova D., Kolzenburg S., Wiesmaier S., Dallanave E., Neuville D.R., Hess K.U., Dingwell D.B. A compositional tipping point governing the mobilization and eruption style of rhyolitic magma // Lett. Nat., 2017, v. 552, p. 235—238.

Giordano D., Russell J.K., Dingwell D.B. Viscosity of magmatic liquids: a model // Earth Planet. Sci. Lett., 2008, v. 271, p. 123—134.

Glazner A.F., Coleman D.S., Mills R.D. The volcanic-plutonic connection / Eds. C. Breitkreuz, S. Rocchi // Physical geology of shallow magmatic systems: dykes, sills, and laccoliths. New York, Springer International Publishing, 2015, p. 1—22.

Hui H.J., Zhang Y. Toward a general viscosity equation for natural anhydrous and hydrous silicate melts // Geochim. Cosmochim. Acta, 2007, v. 71, p. 403—416.

Le Maitre R.W. The chemical variability of some common igneous rocks // J. Petrol., 1976, v. 17 (4), p. 589—637.

Lipman P.W. The roots of ash-flow calderas in western North America: Windows into the tops of granitic batholiths // J. Geophys. Res., 1984, v. 89, p. 8801—8841.

Lundstrom C.C., Glazner A.F. Silicic magmatism and the volcanic-plutonic connection // Elements, 2016, v. 12, p. 91—96.

Marsh B. On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma // Contrib. Mineral. Petrol., 1981, v. 78 (1), p. 85—98.

Mysen B.O. Relation between structure, redox equilibria of iron, and properties of magmatic liquids // Physical chemistry of magmas. New York, Springer-Verlag, 1991, v. 9, p. 41—98.

Nowak M., Behrens H. The speciation of water in haplogranitic glasses and melts determined by in situ near-infrared spectroscopy // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59 (16), p. 3445—3450.

Persikov E.S. The viscosity of magmatic liquids: experiment, generalized patterns; a model for calculation and prediction; application // Physical chemistry of magmas. 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 composition and conditions. General Assembly EGU-2007, Vienna // Geophys. Res. Abstr., 2007, v. 9, A-02262, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-02262.

Russell J.K., Porritt L.A., Lavallée Y., Dingwell D.B. Kimberlite ascent by assimilation-fuelled buoyancy // Nature, 2012, v. 481 (7381), p. 352—356.

Shaw H. Links between magma-tectonic rate balances, plutonism, and volcanism // J. Geophys. Res., 1975, v. 90, p. 11.275—11.288.

Stolper E.M. Water in silicate glasses: an infrared spectroscopic study // Contrib. Mineral. Petrol., 1982, v. 81, p. 1—17.

Yoder H.S., Jr. Generation of basaltic magma. Washington, Natl. Acad. Sci., 1976, 215 p.

White S.M., Crisp J.A., Spera F.J. Long-term volumetric eruption rates and magma budgets // Geochem. Geophys. Geosyst., 2006, v. 7, № 3, p. 1—20.

Winkler H.G.F. Viel Basalt und wenig Gabbro — und wenig Rhyolith und viel Granit. Beiträge zur Mineralogie und Petrographie. 1962, v. 8, p. 222—231.

*Поступила в редакцию
27 августа 2018 г.*