

Малоглубинная магматическая камера вулкана Молодой Шивелуч: предварительные результаты физического моделирования

Самойленко С.Б., Горбач Н.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский 683006; e-mail: samsergey@kscnet.ru

На основе интегрирования тефрохронологических, петрологических и геохимических данных, характеризующих ~10-11 тыс. лет активности вулкана Молодой Шивелуч, выполнена попытка физического моделирования параметров его питающей системы. Оценка размеров малоглубинной (~5 км) магматической камеры вулкана при допущении ее стационарного состояния даёт объём порядка 10 км³. Результаты моделирования могут быть использованы для сравнения с геофизическими данными и дальнейшего изучения строения питающей системы вулкана.

Введение

Молодой Шивелуч – наиболее продуктивный андезитовый вулкан Камчатки, обладающий рядом уникальных особенностей. О масштабах и частоте его извержений можно судить, к примеру, по такому факту: из списка ~50 катастрофических извержений камчатских вулканов в голоцене около половины принадлежит Молодому Шивелучу [1]. Еще одной уникальной чертой, которая выделяет вулкан на фоне других андезитовых систем Камчатки, является монотонность состава изверженных продуктов. Так, из 60 крупнейших извержений за последние ~10-11 тыс. лет продукты 42 извержений характеризуются содержанием кремнекислоты 60-62 мас. % [11]. Большая часть продуктов, изверженных в ходе современных извержений вулкана (с 1964 г. по 2016 гг.) также обладает аналогичным составом [4].

Монотонность расхода магмы и состава пород, изверженных в голоцене, дают основания предположить, что питающая магматическая система вулкана на протяжении ~10-11 тыс. лет находятся в устойчивом стационарном или, по крайней мере, квазистационарном состоянии. Какие размеры и морфология питающей системы необходимы для того, чтобы обеспечить постоянство состава изверженных продуктов и высокий расход магмы? Возможно ли существование магматической камеры, обеспечивающей наблюдаемые характеристики изверженного материала, или же речь должна идти о протяжённой очаговой зоне? Какой приток глубинной магмы необходим для того, чтобы поддерживать постоянный баланс тепла в питающей системе? Для ответа на эти вопросы мы используем имеющиеся на сегодняшний день тефрохронологические [11], петрологические и геохимические [2-4, 8, 10, 11, 12] данные. В докладе представлены предварительные результаты расчета стационарной модели малоглубинной магматической камеры, основанной на балансе потоков энергии и массы.

Параметры физической модели

Основными параметрами физической модели являются температура, давление, объем и состав изверженной магмы. На основе нескольких геотермобарометрических моделей [6, 9, 13, 14] нами были рассчитаны условия кристаллизации нескольких крупнейших извержений вулкана. Это раннеголоценовые извержения с возрастом ~9800, 9500, 7300 л.н., крупное извержение ~5600 л.н. и позднеголоценовые извержения ~3700, 1850 и 800 л.н. Также были использованы данные об условиях кристаллизации андезитов современных извержений [4, 8, 10] и плинианского извержения вулкана в 1964 г. Температура 850-860 °С была принята за температуру магмы, способной к извержению «eruptible magma». Температура глубинной магмы (1015-1050 °С), пополняющей магматическую камеру рассчитана на основе данных об

условиях кристаллизации меланократовых включений в андезитах современного купола и продуктов одного из инициальных извержений вулкана. Глубина залегания магматической камеры (~5 км) принята на основе геобарометрических данных из работ [4, 8, 10].

Расчет стационарной модели

Расчет стационарной модели был выполнен, исходя из допущения о том, что питающая магматическая система вулкана Молодой Шивелуч в течение голоцена находится в устойчивом стационарном или, по крайней мере, квазистационарном состоянии. Модель предполагает, что на протяжении ~10-11 тыс. лет параметры магматической камеры (объем, глубина залегания, температурный режим) существенно не изменялись. Магматическая камера является открытой системой с известным оттоком вещества (извергаемый материал) и оттоком тепловой энергии (выносимой как во время извержений, так и процессами теплообмена с вмещающими породами). Модель очага с подобными допущениями рассматривалась, например, в работе [7]. Для поддержания постоянства состояния системы необходимы приток вещества и энергии, который мы связываем с поступлением магмы с больших глубин. Основные оценки для энергетических потоков при расходе вещества $\sim 36 \cdot 10^6$ т/год [5] приведены в Таблице.

Таблица. Величины и параметры стационарной модели

	Величина	Используемые параметры
Энергия, высвобождаемая потоком нагретого вещества при остывании	$Q_c \sim 260$ MJ/sec	теплоёмкость магмы ~ 1000 J/kg·K температура внедряющейся магмы ~ 1050 °C, температура извергаемой магмы ~ 850 °C
Энергия, высвобождаемая при кристаллизации расплава	$Q_{cr} \sim 150$ MJ/sec	скрытая теплота кристаллизации плагиоклаза $\sim 3 \cdot 10^5$ J/kg; доля кристаллизовавшегося расплава $\sim 30-40\%$
Тепловые потери через теплопроводность	$Q_{cond} = Q_c + Q_{cr} \sim 410$ MJ/sec	

Величина теплового потока Q_{cond} , идущего за счёт теплопроводности от магматической камеры к вмещающим породам даёт возможность оценить радиус изотермы солидуса для андезитовой магмы (760 °C). При этих допущениях имеет смысл рассматривать простейшую сферически-симметричную геометрию камеры, или же форму осесимметричного эллипсоида, обобщающую и развивающую цилиндрическую геометрию [7]. Для исключения сингулярной точки в центре сферически симметричной камеры, требуется задать ненулевой внутренний радиус, на котором наблюдается температура, соответствующая температуре поступающего магматического материала. Разумно принять её имеющей порядок ширины подводящего канала вулкана $\sim 50 - 100$ м. При этом радиус магматической камеры оценивается в 1300–1500 м, а объём – в 8–12 км³. Для оценки использовалось значение теплопроводности вмещающих пород ~ 2.2 W/m·K. и температура вмещающих пород ~ 200 °C.

При расчёте в эллиптических координатах для осесимметричного эллипсоида нет проблемы сингулярности в центре. В этом случае в задаче возникает два параметра – масштабный коэффициент a , соответствующий радиусу диска, расположенного в центре эллипсоида, и координата изотермы солидуса μ_s вдоль гиперболических

координатных кривых (рис. 1а). Эта координата определяет эксцентриситет эллипсоида и размер его полуосей.

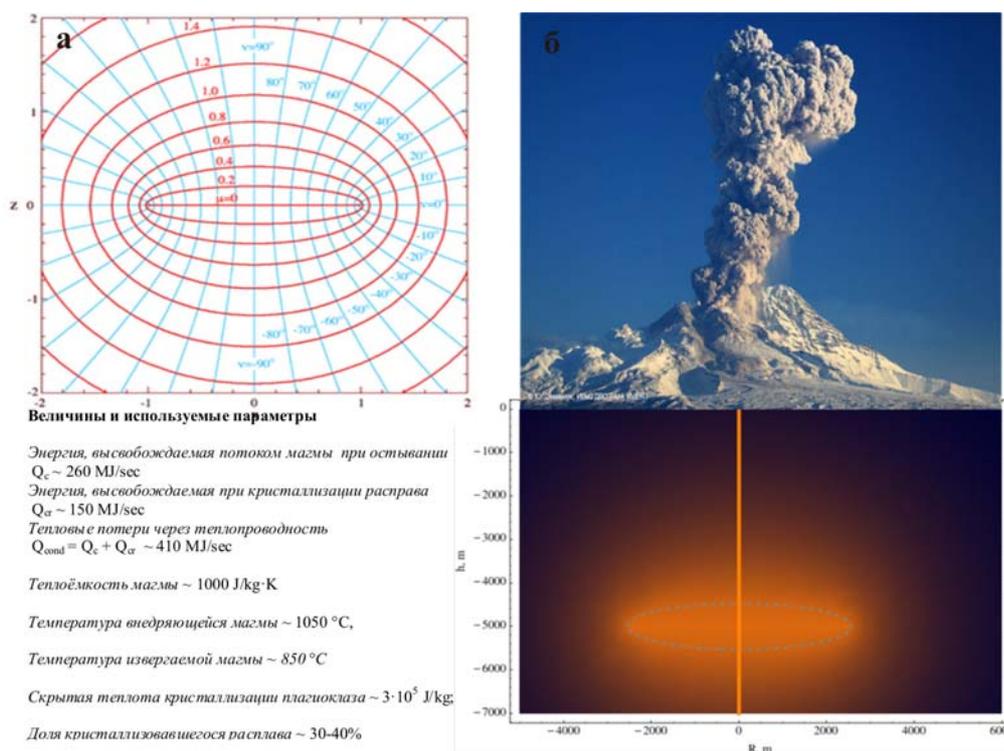


Рис. 1. Малоглубинная магматическая камера под вулканом Молодой Шивелуч: а – эллиптическая модель и основные параметры, использованные при ее расчете; б – позиция и рассчитанные размеры магматической камеры.

Решение стационарного уравнения теплопроводности для граничных условий: температуры внедряемой магмы в центре эллипсоида и температуры на большом удалении от очага даёт величину $\mu_s = 0,54$. Величина тепловой энергии, протекающей через площадь изотермы, даёт оценку для масштабного параметра $a \sim 1500$ м. При этом большая и малая полуоси эллипсоида будут иметь размеры, соответственно ~ 1700 м и 750 м, а объём эллипсоида ~ 10 км³. На рисунке 1б показано положение изотермы солидуса в масштабе. Канал и масштабный диск показаны условно.

Краткое обсуждение результатов

Оценка размеров малоглубинной магматической камеры, сделанная из соображений баланса энергии при допущении стационарного состояния системы, даёт объём ~ 10 км³. Использование эллипсоидальной модели позволило избавиться от учёта неизвестного радиуса подводящего канала, от которого существенно зависит результат расчётов в сферически симметричной модели. Следует отметить, что на параметр μ_s оказывают влияние только параметры температурного поля – температуры в центральной части магматической камеры и на удалении от неё, а также температура, принимаемая нами за условие затвердевания магмы. В тоже время, оцениваемый нами масштабный коэффициент a прямо пропорционален расходу извергаемого вещества. К примеру, при двукратном увеличении среднего расхода, оценка объема стационарного очага, увеличится в 8 раз.

При динамичном увеличении объёма магматической камеры, которая находится в стационарном состоянии, появится избыточное давление, что может привести к увеличению выходного потока вещества (к извержению). С другой стороны, за счет увеличения теплотерь по периферии магматической камеры система может вернуться к стационарному состоянию. Уменьшение объёма (например, после сильного

извержения) при заданном входном потоке приведёт к прогреву магматической камеры и восстановлению стационарного состояния. Таким образом, если не учитывать динамику отдельных извержений, а рассматривать магматическую камеру как простую диссипативную систему, то она будет стремиться к устойчивому равновесию.

При объёме порядка 10 км^3 , характерное время протекания тепловых процессов имеет порядок 20 тыс. лет. С другой стороны, наблюдаемый расход извергаемого материала ~ 36 млн. тонн в год способен уменьшить объём рассчитанной магматической камеры вдвое за 300 лет. Следовательно, незначительные вариации расхода не должны существенно повлиять на параметры стационарной системы при условии постоянства притока в систему вещества с глубин.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 15-05-06440_а.

Список литературы

1. *Базанова Л.И., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др.* Вулканические катастрофы позднего плейстоцена-голоцена на Камчатке и Курильских островах. Часть 1. Типы и классы катастрофических извержений – главных компонентов вулканического катастрофизма. Вулканология и сейсмология. 2016. № 3. С. 3-21.
2. *Вольнец О.Н., Пономарева В.В., Бабанский А.Д.* Магнезиальные базальты андезитового вулкана Шивелуч // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 206-221.
3. *Горбач Н.В., Портнягин М.В.* Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 140-172.
4. *Горбач Н.В., Портнягин М.В., Филофова Т.М.* Динамика роста экструзивного купола и вариации химического и минералогического составов андезитов вулкана Молодой Шивелуч в 2001-2013 гг. // Вулканология и сейсмология. 2016. № 6. С. 37-61.
5. *Мелекесцев И.В., Вольнец О.Н., Ермаков В.А. и др.* Вулкан Шивелуч // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 84-103.
6. *Симакин А.Г., Шапошникова О.Ю.* Новый амфиболовый геобарометр для высокомагнезиальных андезитовых и базальтовых магм. // Петрология. 2017. Т. 25. № 2. С. 215-230.
7. *Федотов С.А.* О механизме вулканической деятельности на Камчатке, Курило-Камчатской дуге и в сходных структурах // Действующие вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 18-35.
8. *Dirksen O., Humphreys M. C. S., Pletchov P. et al.* The 2001–2004 dome-forming eruption of Shiveluch Volcano, Kamchatka: observation, petrological investigation and numerical modeling // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2006. V. 155. P. 201-226.
9. *Holland T., Blundy J.D.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 116. P. 433-447.
10. *Humphreys M.C.S., Blundy J.D., Sparks R.S.J.* Magma Evolution and Open-System Processes at Shiveluch Volcano: Insights from Phenocryst Zoning // Journal of Petrology. 2006. V. 47. № 12. P. 2303-2334.
11. *Ponomareva V.V., Kyle P., Pevzner M.M. et al.* Holocene Eruptive History of Shiveluch Volcano, Kamchatka Peninsula, Russia // In: Volcanism and Subduction: The Kamchatka region Eichelberger J., Gordeev E., Izbekov P., Lees J. (Eds). AGU Geophysical Monograph. 2007. V. 172. P. 263-282.
12. *Ponomareva V., Portnyagin M., Pevzner M. et al.* Tephra from andesitic Shiveluch volcano, Kamchatka, NW Pacific: Chronology of explosive eruptions and geochemical fingerprinting of volcanic glass // International Journal of Earth Sciences. 2015. V. 104. P. 1459-1482.
13. *Putirka K.* Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes // American Mineralogist. 2016. V. 101. № 4. P. 841-858.
14. *Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 160. P. 45-66.