

УДК 551.336, 551.21.03

СВЯЗЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ И ВУЛКАНИЗМА: РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ И ГОЛОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ НА КАМЧАТКЕ

© 2017 г. А. Г. Симакин^{1,3}, Я. Д. Муравьев²

¹ Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН
123995 Москва, ул. Б. Грузинская, 10, стр. 1

² Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН
683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пийпа, 9

³ Институт экспериментальной минералогии РАН
142432 Черноголовка Московской обл., ул. Осипьяна, 4
e-mail: simakin@ifz.ru

Поступила в редакцию 14.01.2015 г.

Проведено численное моделирование деформаций, связанных с оледенением и таянием ледников при наличии магматической зоны (слоя с включениями магмы и магматических кумулатов) на границе коры и мантии. Согласно аналитическим решениям проблемы вязкой релаксации некомпенсированного прогиба на месте стоявшего ледника глубина зоны повышенных сдвиговых напряжений под прогибом соразмерна его ширине, а длительность процесса релаксации пропорциональна вязкости литосферы и составляет несколько тысяч лет. Эти фундаментальные оценки подтверждаются проведенными нами численными расчетами. Согласно результатам численного моделирования магматическая зона на границе Мохо экранирует зону повышенных сдвиговых напряжений, ограничивая ее снизу. Максимальные значения 12–25 МПа при мощности ледника 500–1000 м достигаются на верхней границе этого маловязкого слоя. Рассчитанные после таяния ледника направления максимального сжимающего напряжения (s_1) указывают на смещение магмы, поднимающейся к поверхности по дайкам, от центра магматической линзы к ее периферии. Установлено, что при ледниковой разгрузке наклонные разломы в коре над маловязким слоем становятся аттракторами для поднимающейся магмы. Ледниковая разгрузка в разы ускоряет магмогенерацию в мантии, происходящую по механизму адиабатической декомпрессии, а также способствует накоплению мантийных флюидов в зоне повышенных сдвиговых напряжений у границы маловязкой зоны. В результате пересечение магмой такого глубинного флюидного коллектора интенсивность и эксплозивность извержений в начале межледниковья возрастали. Опубликованные данные по раннеголоценовым вулканическим извержениям, последовавшим после второй фазы позднеплейстоценового оледенения на Камчатке, качественно согласуются с результатами моделирования.

DOI: 10.7868/S0203030617030026

ВВЕДЕНИЕ

Связь оледенения и вулканизма предполагается многими исследователями [Hall, 1982; Sigvaldson et al., 1992; Nakada, Yokose, 1992; Glazner et al., 1999], поскольку ледники, особенно покровные, могут достигать мощности несколько километров и оказывать существенную нагрузку на кору и верхнюю мантию. Детальными наблюдениями в Исландии установлено, что объемная скорость извержений увеличивается после уменьшения ледниковой нагрузки с небольшой (порядка тысячи лет и меньше) задержкой [MacLennan et al., 2002]. Установлена статистически значимая связь циклического, с периодом 40 тыс. лет, горного оледенения и вулканизма в Калифорнии [Jellinek et al., 2004], при этом интенсивность кислого вулканизма резко возрастает после уменьшения ледниковой

нагрузки с задержкой порядка 3 тыс. лет, а базальтового порядка 10 тыс. лет.

В недавней публикации [Bindeman et al., 2010] были представлены новые Ar–Ar и U–Pb датировки крупных кальдерообразующих извержений на Камчатке. В совокупности с литературными данными, полученными преимущественно радиуглеродным методом, они были сопоставлены с данными по оледенению. Сделан вывод, что кальдерообразующие извержения происходили при оледенении несколько меньше максимального, т.е. в начале таяния ледников. Однако этот вывод вызывает сомнения, поскольку степень локального оледенения оценивалась по глобальным значениям $\delta^{18}\text{O}$ фораминифер карбонатных осадков морского дна и δD льдов Антарктиды. Глобальные параметры отражают среднее состояние

оледенения на Земле в целом. Вместе с тем локальные вариации оледенения не синхронны и, более того, два последних плейстоценовых оледенения Камчатки были не в фазе с глобальными вариациями [Bar, Solomina, 2013]. Все новые датировки извержений, полученные Ar—Ar и U—Pb методами – от 69 тыс. лет до 3.71 млн лет [Bindeman et al., 2010], древнее возраста обоих позднеплейстоценовых оледенений с максимумами 40 и 21 тыс. лет назад, а точных данных о ранних фазах оледенения на Камчатке нет. В работе [Geyer, Bindeman, 2011] приводятся радиоуглеродные датировки кальдерообразующих извержений на Камчатке, свидетельствующие об их всплеске в начале голоцена. В диапазоне 6–10 тыс. лет назад произошло 6 кальдерообразующих извержений, включая извержение, образующее Курильское озеро, с объемом пирокластики более 140–170 км³.

Изучению возможных механизмов связи оледенения и вулканизма посвящен ряд теоретических работ с разной степенью детальности. В большинстве из них оценивается влияние быстрого изменения литостатического давления на скорость плавления и подъема магмы при таянии ледника [Jull, McKenzie, 1996; MacLennan et al., 2002]. Лишь в работе [Pagli, Sigmundsson, 2008] этот анализ был подкреплен непосредственным расчетом механических напряжений в пределах земной коры (ЗК).

А. М. Желлиник с соавторами ограничились анализом предельно упрощенной модели эволюции давления в магматической камере с постоянным притоком магмы, вязкой релаксацией упругих напряжений, дайкообразованием (извержениями) и периодической ледниковой нагрузкой [Jellinek et al., 2004]. Задержка в 3000 лет между периодической ледниковой нагрузкой и максимумами кислотного вулканизма, установленная по геологическим данным по Калифорнии, в этой модели воспроизводится при вязкости 10²² Па · сек и модуле Юнга земной коры 10 ГПа.

В работе [Geyer, Bindeman, 2011] приведены результаты расчета напряжений в породах в упругом приближении при наличии магматической камеры с ледником и без ледника лишь на поверхности Земли. В этом приближении слой льда ничем не отличается от слоя породы с малым модулем Юнга и малой плотностью, например, от пирокластики и неконсолидированных осадков. При давлении магмы меньше литостатического на поверхности Земли возникают растягивающие касательные напряжения, вызывающие образование разломов. Этот процесс заканчивается, по представлению авторов, кальдерообразованием. При растущей ледниковой нагрузке растягивающие напряжения на нижней границе льда сменяются на сжимающие и кальдерообразования, по мнению авторов, не происходит. Согласно этой модели ледники не влияют на частоту извержений. При расчетах давление магмы не сопряжено с деформациями

и задается достаточно произвольно. Спорным является и принятый авторами критерий условий кальдерообразования. На самом деле кальдера образуется всегда, когда приповерхностная магматическая камера опустошается примерно на 1/3 [Roche, Druitt, 2001].

Таким образом, строгий анализ механического состояния магматической камеры при ледниковой нагрузке и разгрузке до сих пор не проведен. В данной работе мы использовали численную самосогласованную модель жидкого (маловязкого) эллиптического включения в вязкоупругой среде с полностью сопряженным расчетом давления магмы с учетом деформаций, гидростатического градиента в магме и условий механического равновесия на границе камеры [Simakin, Ghassemi, 2010]. Такое включение было представлено магматическими очагами на границе Мохо (кора-мантия) и их маловязким температурным ореолом. Ледниковая нагрузка моделировалась щитовым ледником и оледенением горной цепи с открытыми вершинами. Дополнительно было рассмотрено влияние разлома на напряженное состояние среды. Выводы из расчетов сравниваются с наблюдениями ранне-голоценовой вулканической активности на севере Камчатки.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ

Уравнения. Механические напряжения, связанные с ледниковой нагрузкой и таянием ледника, рассчитывались нами в приближении вязкоупругой Максвелловской реологии пород, используемые физические переменные и символы приведены в таблице. Система уравнений включает условие механического равновесия:

$$\sigma_{ij,j} + f_j = 0. \quad (1)$$

Отдельно записываются упругое уравнение для симметричной части компонента тензора напряжений для изотропной среды (2а) и вязкоупругое (модель Максвелла) уравнение для его девиаторной части (2б)

$$\dot{\sigma}_{ij}^s = 2K\dot{\epsilon}_{ij}^s \delta_{ij}, \quad (2a)$$

$$\dot{\sigma}_{ij}^d = 2\mu\dot{\epsilon}_{ij}^d - \sigma_{ij}^d / (2\mu/\eta), \quad (2b)$$

где модуль сдвига μ и объемный модуль K выражаются через коэффициент Пуассона и модуль Юнга. Уравнения (1–2) решались численно на двумерной области методом конечных элементов. Использовались линейные треугольные элементы на неструктурированной сетке со сгущениями в области неоднородностей поля напряжения около разлома, магматической камеры, вблизи дневной поверхности у ледника. Разработанная программа автора использовалась ранее для анализа

Физические параметры и их значения, использованные в модели

Символ	Параметр, единица измерения	Значение
σ_{ij}	Тензор механических напряжений, Па	—
E	Модуль Юнга, ГПа	44–88
ν	Коэффициент Пуассона	0.25
η	Сдвиговая вязкость	$2-10e+20$
ρ	Плотность, кг/м ³ порода лед	3000 910
α_P	Сжимаемость магмы	$0.5e-10 \text{ Па}^{-1}$
Масштабы		
η_0	Первичный масштаб	$1.0e+20 \text{ Па} \cdot \text{сек}$
l_0	Первичный масштаб; минимальный размер элемента 1.5 км, максимальный — 4 км	30 км
P_0	Производный масштаб $l_0 \rho g / Z$ ($Z = 10$)	88 МПа
t_0	Производный масштаб η_0 / P_0	65.4 тыс. лет

Примечание. Расчеты проводились в безразмерном виде, результаты моделирования переводятся в размерную форму, умножение на соответствующий масштаб, приведенный в таблице.

механического состояния магматической камеры в различных контекстах [Simakin, Ghassemi, 2007, 2010; Montanari et al., 2013]. Вычисления проводились на HP сервере с восьмиядерным процессором. Использование компилятора Intel-Fortran фирмы Микрософт позволило проводить распараллеливание кода, значительно ускоряющее вычисления.

Масштабирование. Все величины при вычислениях представлены в безразмерном виде (в виде отношений физических величин и соответствующих масштабов). Первичными приняты масштабы длины l_0 и вязкости η_0 . Производными являются масштабы давления $P_0 = l_0 \rho g / Z$ и времени $t_0 = \eta_0 / P_0$. Здесь ρ – плотность, а Z – принятое в вычислениях значение безразмерного гравитационного члена в уравнении равновесия, при $l_0 = 30$ км, $Z = 10$, $\rho = 3000$ кг/м³, $\eta_0 = 1.1 \cdot 10^{20}$ Па · сек, $P_0 = 88$ МПа

и $t_0 = 65400$ лет. Упругие свойства заданы величинами модуля Юнга $E = 44$ и 88 ГПа ($\bar{E} = 500$ и 1000) и коэффициента Пуассона $\nu = 0.25$. Вычисления проводились на области 10×4 в безразмерных единицах или 300×120 км (ширина-высота) (рис. 1). Общее количество элементов составляло около 2800.

Наибольший интерес представляет моделирование вязкоупругого слоя с магматической камерой. В нашем приближении магматическая камера – это включение жидкости с гидростатическим градиентом давления внутри и условиями механического равновесия на границах включения: проекция тензора (внутреннее произведение тензора на вектор нормали к поверхности) механического напряжения равна давлению на границе. Распределение давления $P(x, y)$ в объеме жидкости (магмы)

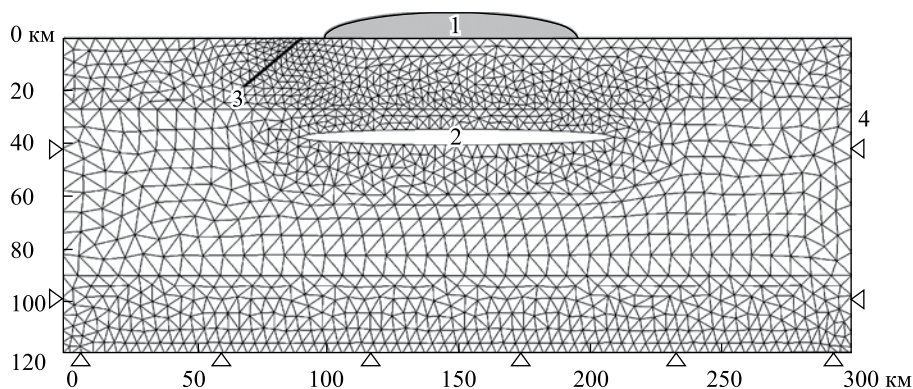


Рис. 1. Вариант конечноэлементной сетки, использованной в вычислениях.

1 – ледник (вертикальный масштаб произвольный); 2 – магматический очаг, включающий частично расплавленные и нагретые породы; 3 – глубинный разлом; 4 – вершины треугольников указывают направления перемещений, равных нулю на боковых и нижней границе.

принято гидростатическим $P = P_0 + \rho g \Delta y$. Гидростатическая составляющая отсчитывалась от давления P_0 в самой высшей точки контура, Δy отклонение по вертикали от этой точки, а плотность магмы рассчитывалась с учетом сжимаемости $\rho = \rho_0(1 + \alpha_p \Delta P)$.

Магма представляет собой в общем виде трехфазную среду (флюид, кристаллы, расплав) со сжимаемостью α_p , зависящей от соотношения фаз, особенно от наличия свободной флюидной фазы. Баланс масс для сжимаемой магмы запишем в виде:

$$M(t) = \iint_{S(P)} \rho(P(t)) dS. \quad (3)$$

Масса жидкости может изменяться в результате притока и излияния магмы. При увеличении давления объем (поверхность в двумерном приближении) камеры растет за счет деформаций, например поднятия поверхности. Таким образом, напряженное состояние вмещающих пород и давление магмы взаимосвязаны. Давление магмы находится на каждом временном шаге в результате итераций с сохранением массы с точностью до $\delta M/M = 10^{-7} - 10^{-8}$.

Ледник. В первых численных экспериментах ледник представлялся как тело, возвышающееся над плоской поверхностью, аппроксимированное на конечноэлементной сетке (см. рис. 1). Ввиду большого размера области вычислений (300×120 км) и относительно небольшого разрешения (порядка 3000 элементов) мощность ледника завывшалась, а его форма огрублялась. При этом разрешение не позволяло точно описать область контакта поверхности земной коры и ледника, которую правильно представлять как скользящую. В дальнейшем ледник задавался в виде нормальной к поверхности нагрузки. При таком способе нетрудно задать любой профиль ледника и его изменение во времени. Касательные напряжения в этом случае равны нулю, что отвечает скользящей границе. Форма ледника принимается постоянной, она поддерживается снежным питанием и течением ледника от области питания в зону абляции, происходящим в масштабе времени, много меньшем времени деформаций пород.

Далее рассмотрим ряд известных аналитических решений, которые позволяют получить простые оценки временных и линейных масштабов деформаций, которые моделируются численно.

Вязкое решение. Для простоты рассмотрим быстрое (“мгновенное”) таяние ледника. В этом случае начальная реакция земной коры на таяние ледника (ТЛ) упругая, дающая максимальный девиаторный стресс в области последледникового прогиба, который за счет вязкого течения пород со временем уменьшается. При достаточно большой протяженности ледника и тонкой упругой части

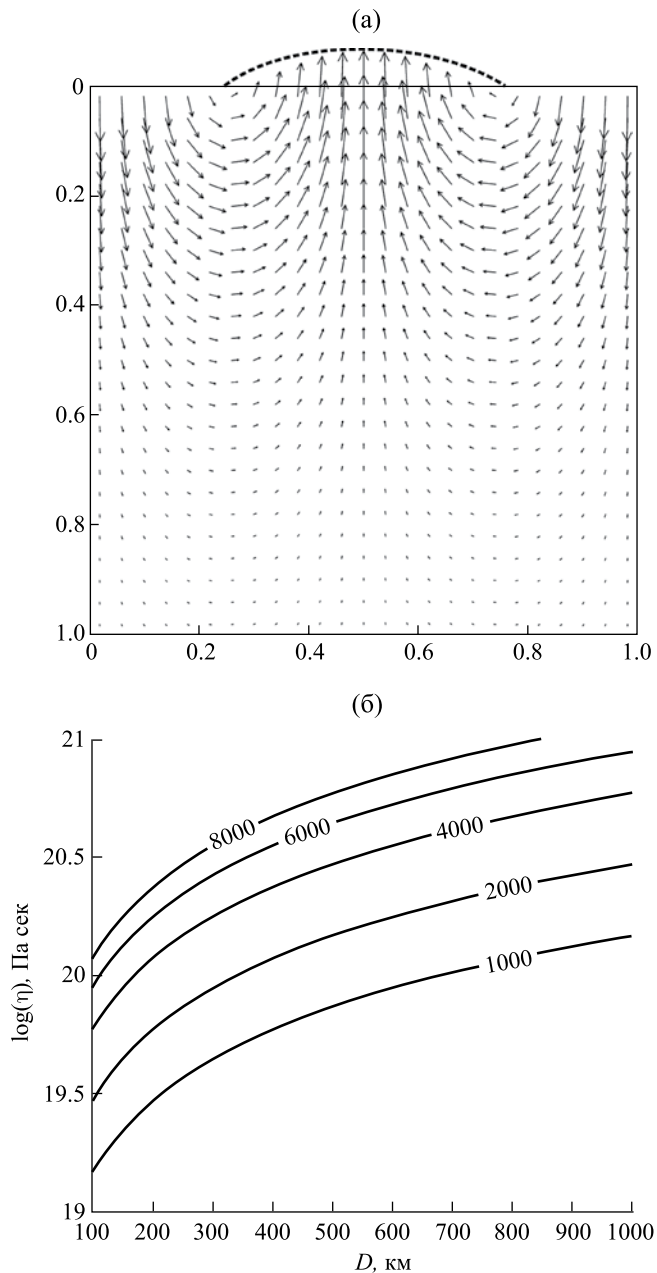


Рис. 2. Параметры процесса релаксации синусоидального возмущения поверхности полубесконечной вязкой среды в поле силы тяжести, по [Turcotte, Schubert, 2001].

а — поле скоростей, пространственные координаты в единицах периода возмущения поверхности (ширина растаявшего ледника, контур которого условно показан пунктиром, равна 0.5 единицы периода); б — временная константа релаксации (τ , уравн. (1), см. текст) в годах в зависимости от ширины ледника в км и вязкости верхней мантии (η) и нижней коры в Па·сек.

земной коры процесс релаксации можно аппроксимировать вязким экспоненциальным решением [Turcotte, Schubert, 2001] с временной константой:

$$\tau = 2\eta\pi/\rho g D, \quad (4)$$

где η — вязкость, ρ — плотность пород, D — ширина

(диаметр) ледника. Согласно этому решению течение затухает на глубине, пропорциональной D (рис. 2а), а амплитуда прогиба и величина максимального девиаторного стресса убывают экспоненциально с временной константой τ . Начальная глубина депрессии (при достижении механического квазистационарного состояния перед ТЛ) может быть оценена из условия изостазии: с учетом плотности породы и льда каждые 1000 м ледяного покрова отвечают примерно 300 м глубины прогиба. Зависимость временной константы затухания τ от ширины ледника и вязкости пород показана на рис. 2б. На этом рисунке видно, что процессы релаксации для ледников малой ширины (300–400 км) и малой вязкости мантии, характерных для Исландии, происходят быстро (порядка 1000 лет). При позднеплейстоценовом оледенении Скандинавии ($D = 1000$ км) течение затрагивает верхнюю мантию с более высокой вязкостью, чем на границе Мохо (эффективная вязкость порядка 10^{21} Па·сек), поэтому константа релаксации существенно больше и составляет около 6000 лет.

Переход к упругому решению. Холодную ($T < 350\text{--}450$ °С) верхнюю часть земной коры можно рассматривать в качестве упругого слоя. В работе [Rehbinder, Yakubenko, 1999] теоретически показано, что относительная мощность коры (β) масштабируется с учетом средних значений физических параметров:

$$\beta = \frac{h}{D} \sqrt{\frac{E}{12\rho gh(1-\nu^2)}}, \quad (5)$$

где h – мощность упругой коры, D – ширина ледника, E – модуль Юнга пород, ρ – их плотность, ν – коэффициент Пуассона. При достаточно большой относительной мощности этого слоя ($\beta \gg 1$) процесс релаксации существенно отличается от вязкого приближения [Turcotte, Schubert, 2001], рассмотренного выше. Подставим предполагаемые для второй фазы позднеплейстоценового оледенения Камчатки [Bar, Solomina, 2013] значения параметров $\nu = 0.2$, $h = 5\text{--}10$ км, $\rho = 2500$ кг/м³, $L = 200$ км (максимальный поперечник 100×2), $E = 30\text{--}50$ ГПа и получим $\beta = 0.02\text{--}0.1$, т.е. достаточно небольшие значения. Если посчитать, что упругая кора имеет мощность 30 км (она явно меньше из-за высокого температурного градиента), получим верхнюю границу $\beta = 0.23$. Видно, что вязкое приближение является достаточно эффективным для такого рода моделей. При рассмотрении локального современного оледенения масштаба $L = 10\text{--}30$ км получим значения $\beta > 1$. В этом случае правомочно упругое локальное приближение [Geyer, Bindeman, 2011].

Быстрое понижение давления и плавление. Ледяной покров оказывает относительно небольшую гравитационную нагрузку на земную кору и верхнюю мантию в связи с малой плотностью льда,

после его таяния литостатическое давление уменьшается на величину, пропорциональную $\rho gh_{\max}$, т.е. при таянии ледника мощностью порядка 1000 м нагрузка падает примерно на 8.9 МПа. В то же время таяние ледников при резком потеплении может происходить достаточно быстро – 100–1000 лет, как в Исландии [MacLennan et al., 2002], что является одной из самых высоких скоростей эрозии (в смысле удаления гравитационной нагрузки) на Земле. Плавление за счет адиабатической декомпрессии в восходящем мантийном течении происходит при характеристической скорости падения давления $3\text{--}5 \cdot 10^{-4}$ МПа/год при скорости течения 1.0–1.5 см/год [Ligi et al., 2008]. Таким образом, при времени таяния ледника порядка 1000 лет получим скорость декомпрессии 0.01 МПа/год, т.е. ожидаемое увеличение скорости плавления примерно в 20–30 раз. В условиях Исландии объемная скорость извержений в голоцене увеличилась в 20 раз [MacLennan et al., 2002].

Быстрое удаление ледниковой нагрузки вызывает девиаторные напряжения в земной коре и верхней мантии с амплитудой также порядка $\rho gh_{\max}$. Напряжения порядка ~ 10 МПа, как правило, недостаточно велики для разрушения ненарушенных горных пород (исключением могут быть породы, находящиеся под высоким флюидным давлением). Однако этих напряжений достаточно для активизации (раскрытия) существующих разломов. Как будет показано ниже, при быстром таянии ледника также существенно изменяется структура поля напряжений, что может вызвать изменение путей поступления магмы к поверхности.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

При моделировании имеет значение история возникновения и таяния ледника, которые учитываются в детальных исследованиях деформаций земной поверхности [Milne et al., 2006 и др.]. Мы рассматриваем крайний случай мгновенных возникновения и таяния ледника. Рассчитанное механическое состояние представлено в виде распределений девиаторного напряжения, равного разнице главных компонент тензора напряжений $\sigma_d = \sigma_2 - \sigma_1$, где σ_1 и σ_2 – максимальное (сжимающее) и минимальное (растягивающее) напряжения в двумерной постановке. В начальном состоянии $\sigma_1 = \sigma_2$ (изотропное литостатическое давление). При дополнительной вертикальной нагрузке σ_1 и σ_d возрастают. Направления максимального сжимающего напряжения σ_1 отражены отрезками на распределениях σ_d в центрах элементов сетки на рис. 3–7. В первом приближении дайки распространяются в напряженной среде путем магморазрыва вдоль направлений, близких к σ_1 [Meriaux, Lister, 2002 и др.].

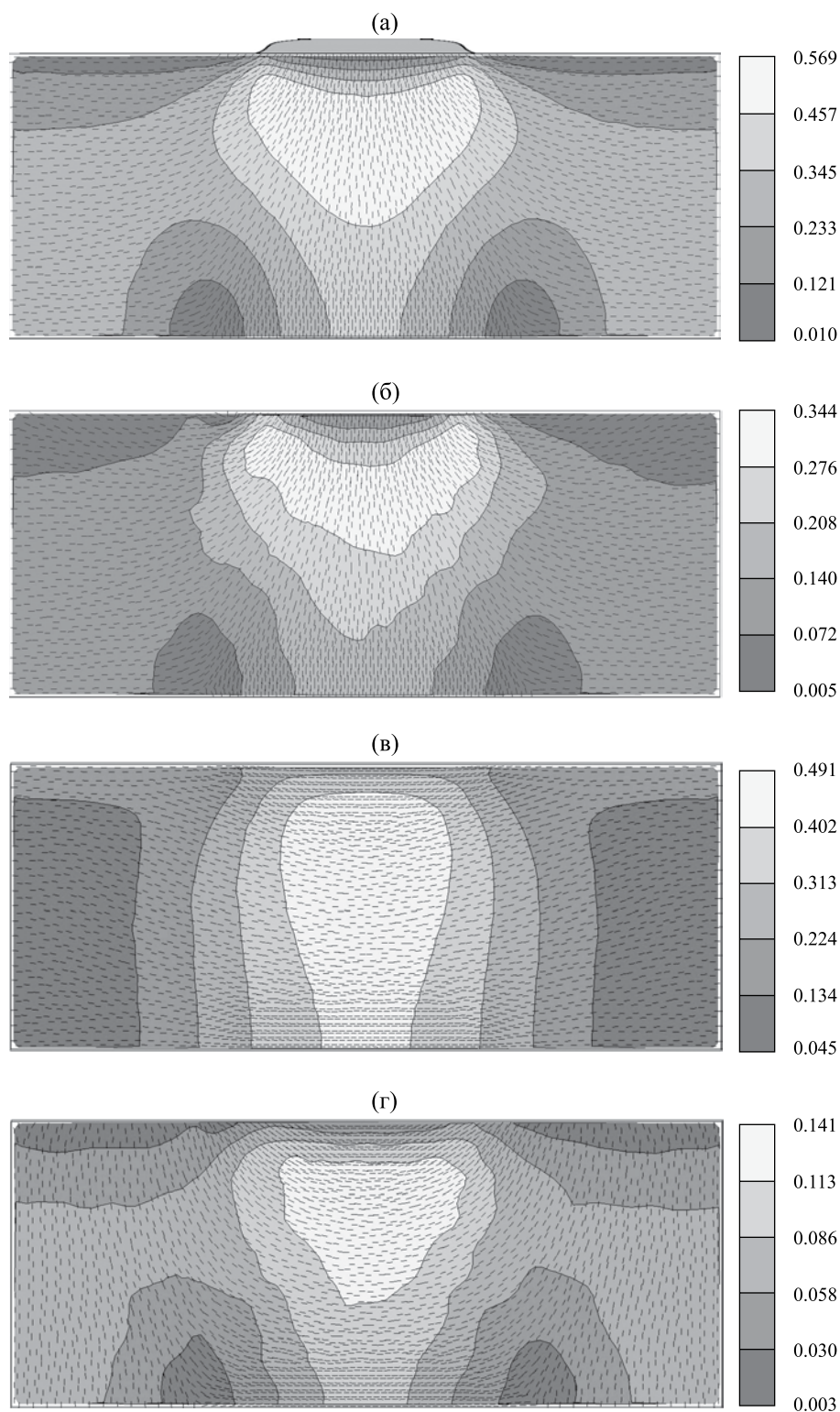


Рис. 3. Механическая реакция на нагружение простым прокровным ледником со скользящей нижней границей (форма с увеличенным вертикальным масштабом, см. рис. 3а).

а, б – эволюция максимального девиаторного напряжения ($\sigma_{\max}$) при нагружении в момент времени $t/t_0 = 0$ и 0.05 соответственно. Рассчитанная по уравнению (1) константа релаксации составляет 0.104 , наблюдаемая константа релаксации равна 0.078 . Величина напряжений нормирована на максимальную ледниковую нагрузку ($\rho_L g h_{\max}$); в, г – эволюция $\sigma_{\max}$ при разгрузке при $t/t_0 = 0$ и 0.05 от ее начала. Исходный прогиб в этой серии взят после стадии “б” в предположении полной релаксации. Штрихи на этом и других рисунках указывают локальное направление максимального сжимающего напряжения s_1 .

Шитовой ледник. При ледниковой нагрузке возникают девиаторные напряжения на глубину, соизмеримую с диаметром ледника или его шириной в двумерном приближении (см. рис. 3а). Со временем девиаторные напряжения релаксируют (см. рис. 3б) с константой релаксации, зависящей, главным образом, от размеров ледника и вязкости мантии (уравнение 4). Величины напряжений (2–20 МПа) недостаточны для разрушения интактных пород, но способны вызвать подвижки по уже существующим трещинам и разломам. В результате этих разрушений возможно излияние магмы, поднимающейся приблизительно вдоль направлений s_1 , под ледник и формирование трещинного пространства на глубине, способного вмещать глубинные флюиды.

После таяния ледника происходит упругая реакция вмещающих пород на некомпенсированный прогиб с формированием зоны девиаторных напряжений, близких по величине к начальным при нагружении. На рис. 3в начальное напряжение вычислялось для рельефа, сформированного в течение безразмерного времени 0.05, поэтому начальное напряжение меньше, чем при нагружении. В стадию послеледниковой разгрузки среднее напряжение становится меньше литостатического, что ускоряет плавление пород, если его механизм связан с адиабатической декомпрессией. Вдоль траекторий s_1 магма поступает к периферии бывшего ледника.

Влияние рельефа. В условиях межледниковья ледники вне полярных областей образуются на вершинах гор. В эпоху оледенения лед, обладающий небольшой эффективной вязкостью, растекается далеко от области питания с образованием обширных покровов. При этом вершины с максимальной высотой остаются надолго льдом, о чем свидетельствуют реконструкции конфигурации ледников на максимуме последнего оледенения на Камчатке разных авторов [Barr, Spagnolo, 2014; Zamoguyev, 2004]. Отсутствие льда на вершинах связывается с крутизной их склонов, на которых снег не задерживается и сходит в виде лавин, накапливаясь и превращаясь в лед на уровне цирков [Barr, Spagnolo, 2014].

Мы предполагаем, что неровности рельефа скомпенсированы за счет изостазии и геодинамических напряжений, а ледяная нагрузка и разгрузка происходят относительно быстро, при этом происходит деформация поверхности и образуются глубинные течения мантии. Мы определяли ледниковую нагрузку по толщине ледяного покрова, т.е. по разнице вертикальных координат верхней границы покрова и рельефа. Внешний профиль ледника можно оценить, исходя из протяженности его потока. Профиль ледника формируется в результате динамического равновесия постоянного течения с питанием в верхней части ледового потока

и абляцией (испарение, таяние) в его нижней части. Максимальную высоту ледника в зависимости от расстояния от его края (x) можно аппроксимировать квадратичной параболой вида: $h = b\sqrt{x}$ или $(h/b)^2 = x$. В этом эмпирически найденном выражении значение коэффициента b зависит от масштаба оледенения [Ng et al., 2010]. Мы использовали значение $b \approx 5$, которое, согласно этим авторам, характерно для крупных покровов и близкого к значению для Гренландского шита ($b \approx 4.8$) [Nye, 1951].

В качестве примера рассмотрен гипсометрический профиль длиной 130 км от озера Глубокого (район Срединного хребта, к северо-западу от вулкана Шивелуч) в сторону океана до устья реки Озерной. Положение края ледника определено по карте из работы [Zamoguyev, 2004]. Рассчитанная нами высота ледника 2000 метров, что меньше на 100–150 м, чем высота вершин Срединного хребта (СХ). Наши оценки согласуются с представлениями о том, что во время максимального оледенения вершины СХ были свободны ото льда [Barr, Solomina, 2013]. В результате рассчитано распределение максимальной мощности льда для этого сечения. Ледник в целом можно представить как два симметрично расположенных близко друг от друга покрова шириной 120 км с максимальными мощностями около 1200 м на склонах хребта. Позднеплейстоценовый ледниковый покров для Ключевской группы вулканов (КГВ), реконструированный аналогичным методом при $b \approx 8$, имеет вид эллиптического кольца шириной около 30 км и высотой до 930 м. В двумерном сечении он представлен двумя покровами с зазором около 20 км (на высотах, превышающих 2000 м). Для вычислений использовался профиль, по форме отвечающий первому примеру покрова севера СХ, но с полным поперечным размером 120 км, несколько большим, чем ледник КГВ.

Сложная форма распределения нагрузки вызывает локальные мелкомасштабные возмущения поля механических напряжений, достигающих глубин середины ЗК (около 15 км) (см. рис. 4). Вязкоупругие течения пород направлены к свободной ото льда вершине, которая на стадии нагружения начинает подниматься относительно опускающихся склонов. Такая дифференцированная поверхностная нагрузка приводит к разделению области максимальных сдвиговых напряжений на глубине на две подобласти. Траектории s_1 концентрируются в подледных областях на склонах хребта.

На стадии послеледниковой релаксации область максимальных сдвиговых напряжений также разбивается на две подобласти под вершиной хребта, где траектории s_1 до глубины примерно 15 км ведут к поверхности (см. рис. 4в, г). Со временем глубина этого магматического “канала” увеличивается. Такой характер распределения напряжений

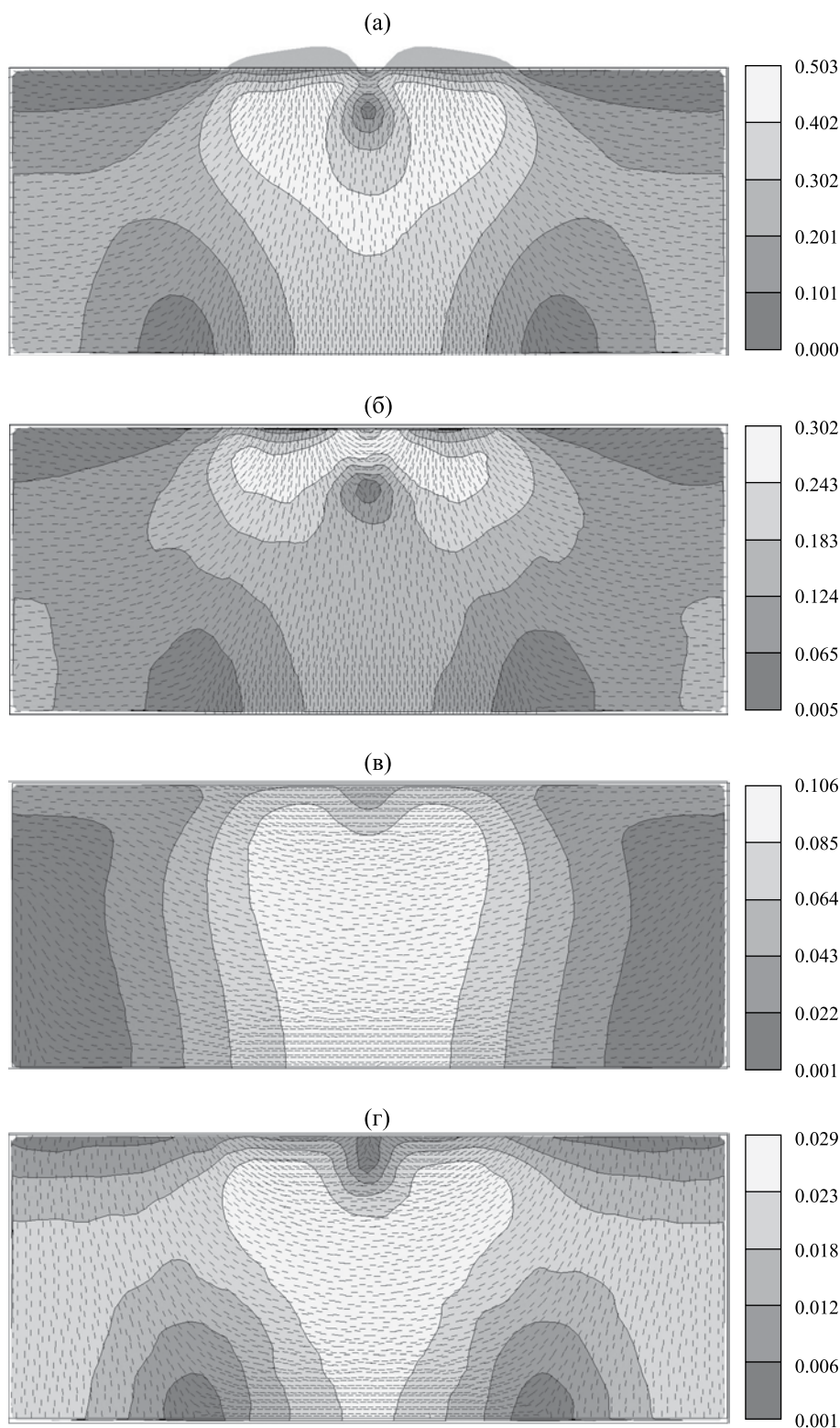


Рис. 4. Механическая реакция на нагружение “горным” ледником (форма с произвольным вертикальным масштабом, см. рис. 4а). Нормированные распределения $\sigma_{\max}$ (см. подпись к рис. 3).

а, б – распределение максимального девиаторного напряжения ($\sigma_{\max}$) при нагружении в моменты $t/t_0 = 0$ и 0.05 ; в, г – распределение $\sigma_{\max}$ при разгрузке в моменты $t/t_0 = 0$ и 0.05 от начала процесса (важно отметить появление траекторий s_1 , перпендикулярных поверхности под вершиной хребта при разгрузке); на графиках д, е – эволюция профиля поверхности при нагружении и разгрузке соответственно. Амплитуда деформации отвечает максимальной безразмерной ледниковой нагрузке, равной 1.0. Нетрудно заметить, что земная поверхность в области вершины между ледниками на склонах деформируется, не повторяя путь нагрузки при разгрузке.

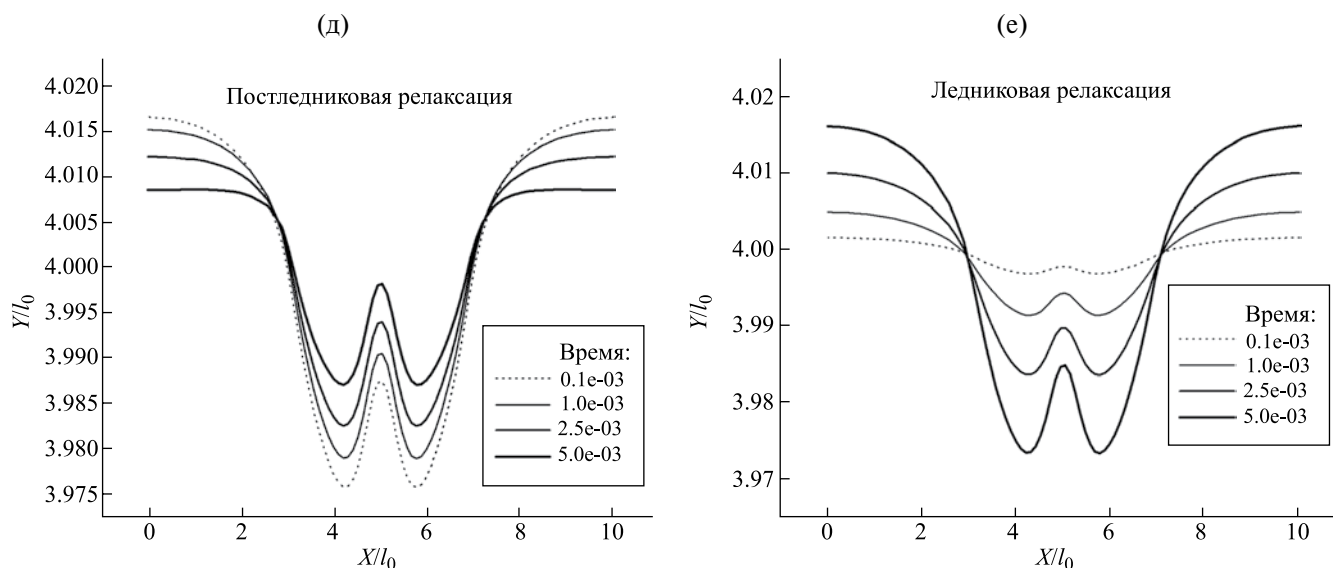


Рис. 4 (окончание)

способствует локализации путей транспортировки магмы по трещинам к максимальным высотам сразу после окончания оледенения. Помимо вершинной области траектории s_1 отклоняются к краям бывшего ледника, как и в случае сплошного покрова, рассмотренного выше, где также ожидается локализация извержений (см. рис. 4).

Магматическая камера. Поскольку нами исследуется влияние **протяженного** ледника, магматическая камера была помещена на максимальной глубине вблизи границы Мохо ($H = 35$ км). Для механических расчетов “магматическая камера” — это условное понятие, отвечающее области с расплавом, кумулюсом магматических минералов, породами, нагретыми магмой выше $500\text{--}600^\circ\text{C}$ и имеющими вязкость много меньше, чем породы на этой глубине при естественной геотерме. На границе “камеры” вязкость возрастает примерно в $10^3\text{--}10^4$ раз. Магма, поднимающаяся из мантии, как правило, образует самые глубокие камеры на разделе кора-мантия. Ниже в мантии распространены процессы компакций, локализации магмы в режиме течения в пористой среде, а затем по трещинам в дайках. Приняты следующие размеры мало-вязкого эллиптического включения: $R_1 = 59.6$ км, $R_2 = 2.90$ км.

При ледниковой нагрузке максимум девиаторных напряжений возникает над камерой. Мало-контрастные линейные зоны образуются также у ее краев (см. рис. 5а, б). Субвертикальные направления s_1 (перпендикулярные к верхней поверхности камеры) при симметричном расположении ледника над ней сходятся к их центру. Со временем эти траектории выполаживаются до субгоризонтальных вблизи поверхности над центром камеры (см. рис. 5б). Максимум девиаторных напряжений

в коре на границе с Мохо может обеспечить формирование трещиноватой зоны.

При ликвидации ледниковой нагрузки происходит перестройка поля механических напряжений. Положение максимума девиаторных напряжений в центре контактной зоны в ЗК над линзой сохраняется (см. рис. 5), однако максимальные сжимающие напряжения становятся не вертикальными, а горизонтальными. Направленные от краев линзы к краям бывшего ледника траектории s_1 становятся субгоризонтальными, что способствует образованию среднекоровых очагов магмы.

При смене конфигурации ледника с щитовой на “горную” максимум девиаторных напряжений разделяется на две части, соответствующие каждому из склонов хребта (см. рис. 6). Конфигурация поля напряжений подобна разобранным выше случаю без магматической камеры (см. рис. 4). В процессе вязкой релаксации после таяния ледника появляются траектории s_1 , соединяющие среднекоровые глубины с вершиной горного хребта (см. рис. 6г), обеспечивая поступление магмы к расположенным там вулканам. В мантии под линзой при ледниковой разгрузке восходящие траектории s_1 направлены к краям линзы, где появляются локальные максимумы девиаторных напряжений. Над линзой в процессе вязкой релаксации также формируются магматические каналы, ведущие к поверхности, смещенные от краев линзы примерно на 50 км (единица линейного размера $l_0 = 30$ км).

Модель с камерой и разломом. В дополнение к магматической камере на уровне Мохо был введен глубинный разлом (до глубины 20 км), начинающийся на периферии проекции камеры на дневную поверхность. Разлом наклонен под углом 40° от центра камеры. Ранее было установлено,

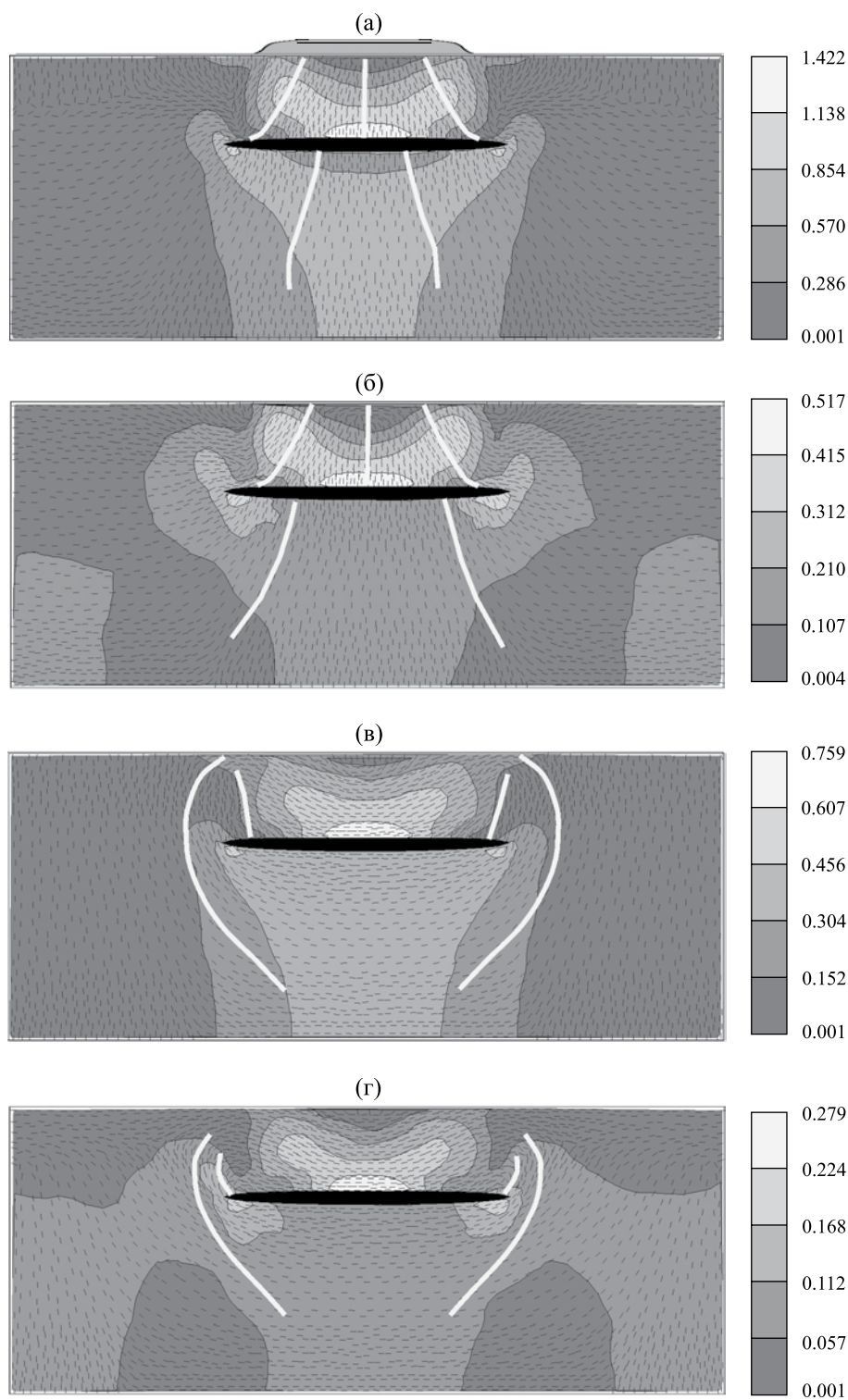


Рис. 5. Механическая реакция на нагружение простым прокровным ледником в присутствии маловязкой "магматической" линзы, расположенной на границе раздела кора-мантия.

а, б – эволюция $\sigma_{\max}$ при нагрузке; в, г – при разгрузке; в обоих случаях в моменты безразмерного времени $t/t_0 = 0$ и 0.05 от начала процесса. Сплошные жирные линии идут вдоль направлений максимального сжимающего напряжения s_1 , они приблизительно отражают возможные траектории даек.

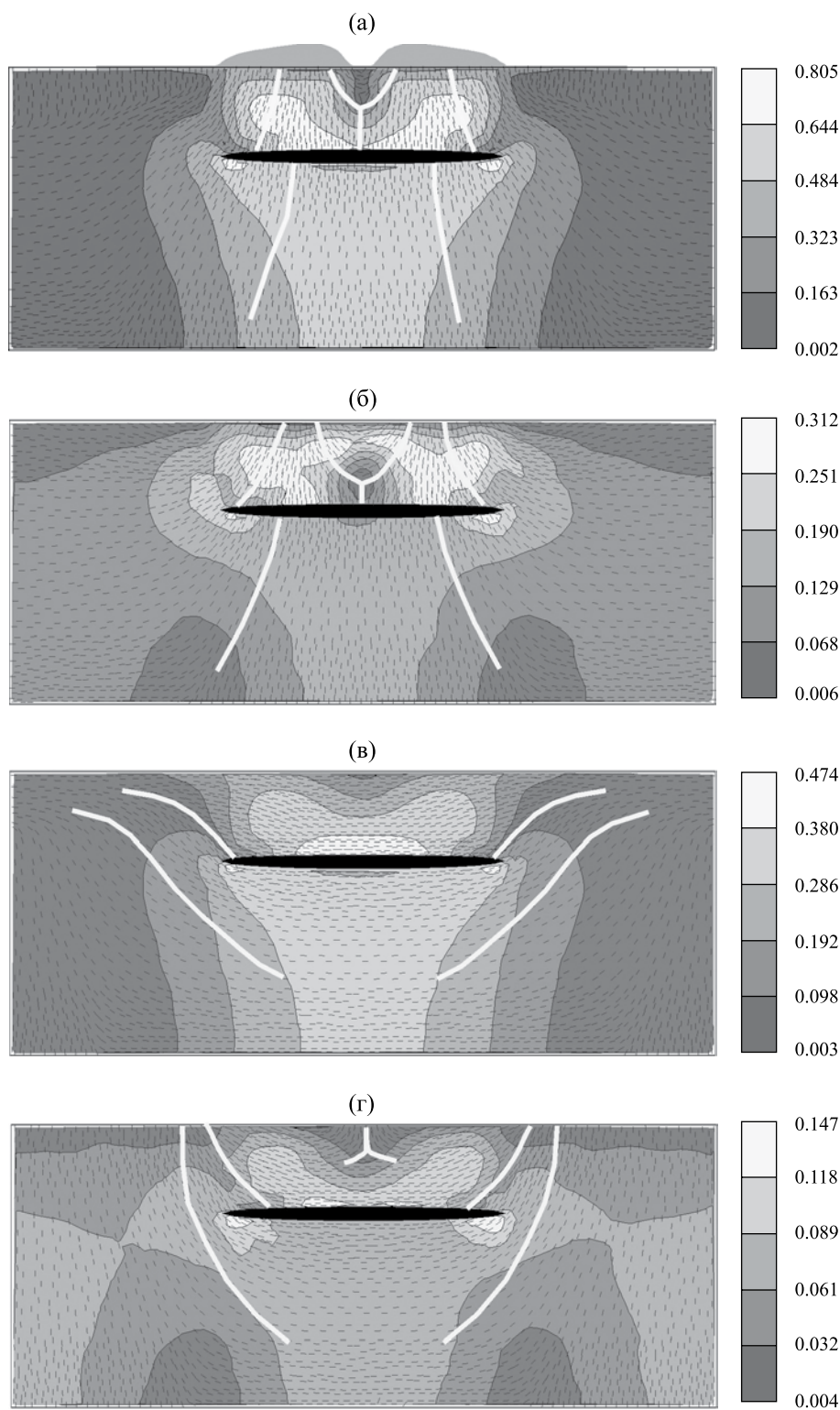


Рис. 6. Механическая реакция на нагружение “горным” ледником (форма, как на рис. 4а) в присутствии маловязкой “магматической” линзы на уровне границы раздела кора-мантия.

а, б – эволюция $\sigma_{\max}$ при нагрузке; в, г – при разгрузке в моменты безразмерного времени $t/t_0 = 0$ и 0.05 от начала процесса. На поздней стадии разгрузки траектории s_1 ведут к поверхности. На пересечении отмеченных траекторий магмы с поверхностью могут быть расположены вулканы.

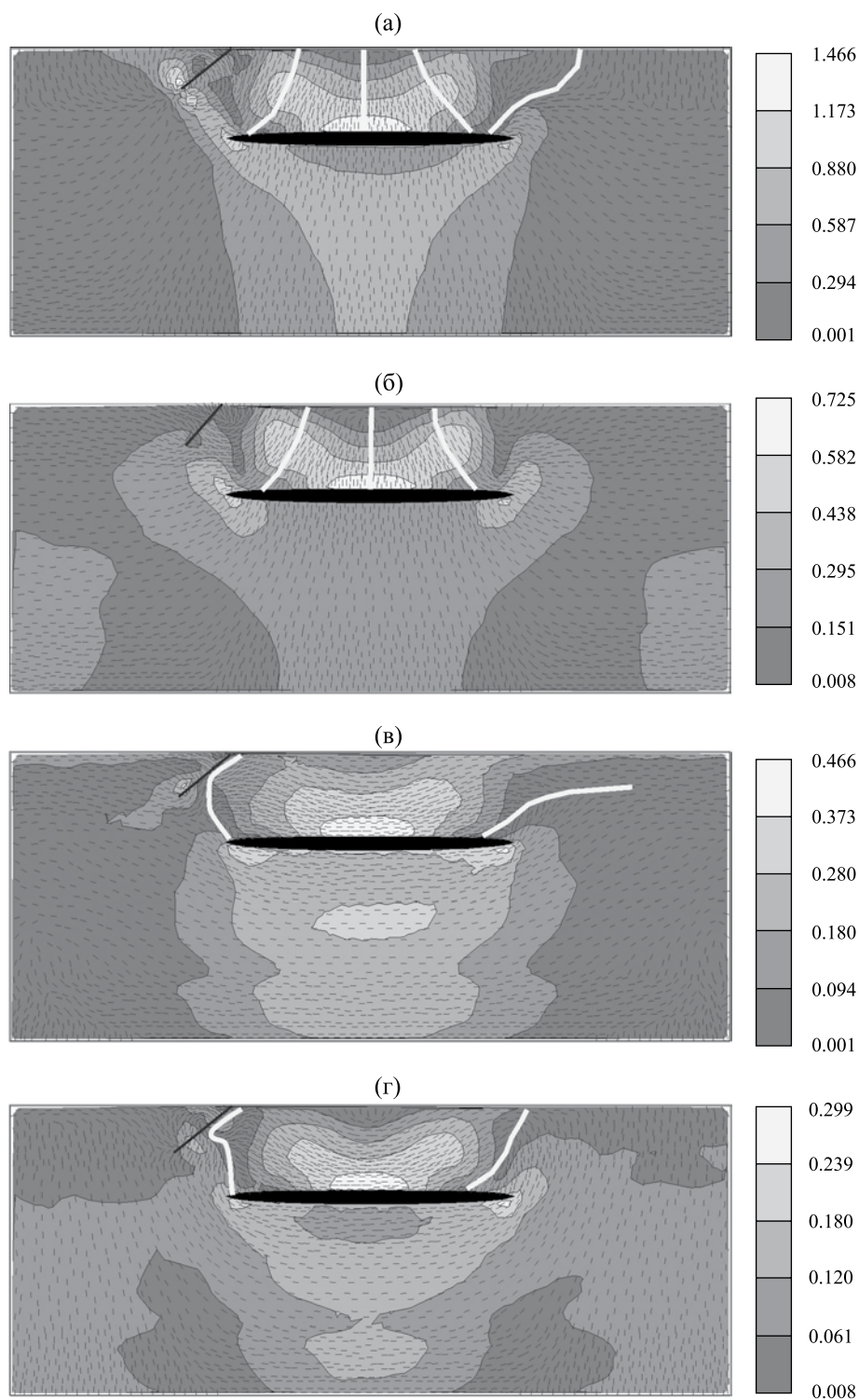


Рис. 7. Механическая реакция на нагрузку, создаваемую покровным ледником (форма ледника, см. рис. 3а) в присутствии маловязкой “магматической” линзы на границе раздела кора-мантия и глубинного разлома на границе ледника (сплошная черная линия).

а, б – эволюция $\sigma_{\max}$ при нагрузке в моменты $t/t_0 = 0$ и 0.03 ; в, г – при разгрузке в моменты $t/t_0 = 0$ и 0.015 . Сплошными линиями от “очага” к поверхности изображена траектория магмы по дайкам вдоль направлений s_1 , на пересечении отмеченных траекторий подъема магмы с поверхностью могут располагаться вулканы; д, е – эволюция профиля прогиба поверхности при нагрузке и разгрузке соответственно. Можно отметить возвышенность высотой несколько метров на выходе разлома.

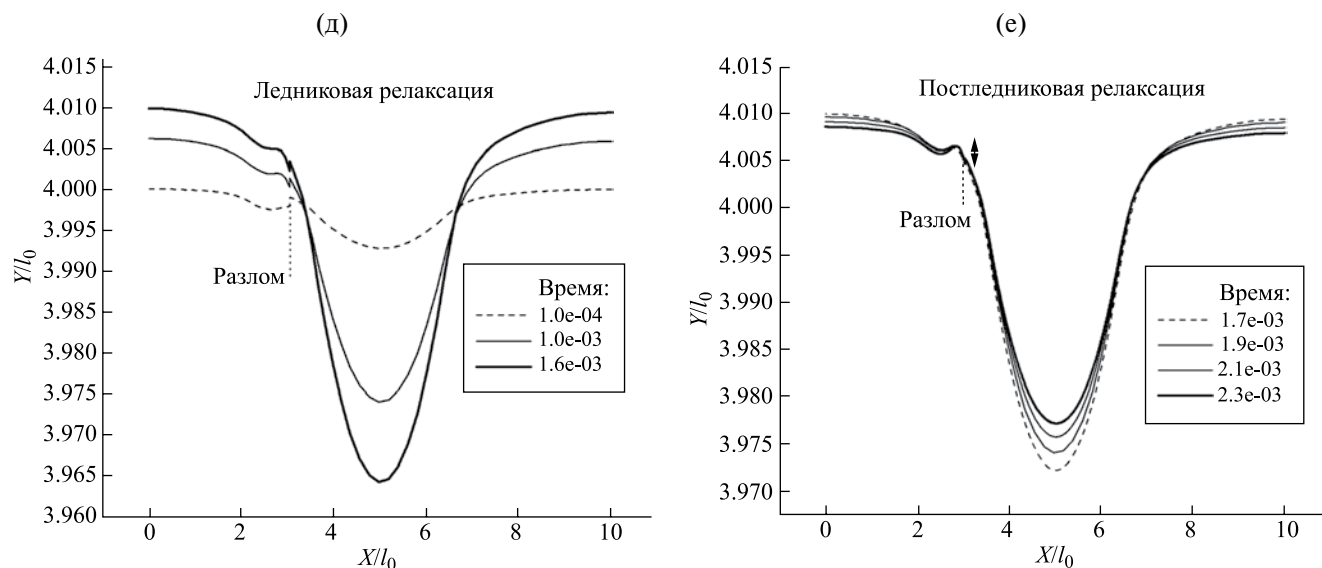


Рис. 7 (окончание)

что разлом в таком положении наиболее возмущает естественное поле напряжений и оказывает наибольший эффект на распространение магмы [Simakin, Ghassemi, 2010]. Разлом представлен разрезом без трения, на поверхностях разлома отсутствуют касательные напряжения, а нормальные составляющие равны. Такие условия отвечают открытому состоянию разлома. Это упрощенное приближение, в действительности на отдельных участках разлом может быть закрытым и открываться лишь при достижении критических касательных напряжений. Нами рассматривается крайний случай открытого (например, ослабленного за счет флюида) разлома.

В начальный момент времени происходит упругая реакция моделируемой механической системы на ледниковую нагрузку и разлом. Висячий блок съезжает по плоскости разлома, вызывая напряжение на его конце (см. рис. 7). Существующая модель не описывает упругое разрушение и распространение разлома. Характер распределения сдвиговых напряжений и траекторий s_1 свидетельствует о возможности формирования сопряженного разлома. Под действием ледниковой нагрузки происходит упругий прогиб поверхности. Со временем в результате релаксации девиаторных напряжений их максимум на конце разлома исчезает, а девиаторные напряжения в лежащем блоке превышают их уровень в висячем. Ориентировка направления s_1 в лежащем блоке меняется на параллельную плоскости разлома. При упругой реакции траектории s_1 соединяют верхнюю поверхность линзы с поверхностью с некоторой фокусировкой траекторий максимальных сжимающих напряжений (и даек) к проекции центра линзы. Со временем при продолжающемся вязком погружении поверхности происходит переориентировка траекторий

s_1 параллельно дневной поверхности, в результате чего дайки распространяются горизонтально и формируются силлы (промежуточные камеры) на глубине около 10–12 км. Не существует траекторий, соединяющих линзу и висячий блок разлома.

При удалении ледниковой нагрузки (см. рис. 7в, г) на месте бывшего ледника формируется некомпенсированный прогиб. Наличие разлома выражается в появлении относительно высоких девиаторных напряжений в лежащем крыле разлома, через которое в этих условиях проходят траектории даек от камеры к поверхности. В то же время в коре над линзой траектории s_1 становятся параллельными ее границе. Со временем появляются траектории от края линзы помимо области разлома, достигающие поверхности. Таким образом, лежащее крыло разлома при снятии ледниковой нагрузки становится аттрактором магмы (см. рис. 7г). Перестройка напряжений в земной коре в связи с циклом «оледенение – таяние» ледника способна изменить пути поступления магмы, в связи с чем отдельные вулканы могут прекратить свою деятельность, а другие ее активизировать.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Расчеты проведены при максимальной начальной ледниковой нагрузке, равной одной единице давления $\rho_{\text{лед}} g h_{\text{max}} = P_0$, где $P_0 = 88$ МПа (см. таблицу). Абсолютные значения напряжений не важны, нетрудно пересчитать эти величины при любой заданной максимальной толщине ледяного покрова при сохранении формы и относительных размеров покровов, поскольку напряжения и масштабы деформаций изменяются пропорционально нагрузке.

Сравнивая величины максимального девиаторного напряжения на рис. 3–7, можно сделать ряд выводов. В отсутствие маловязкой линзы на

границе Мохо уровень напряжений составляет примерно 0.6 и 0.5 максимальной ледниковой нагрузки для покровного и “горного” ледников соответственно, а зона повышенных напряжений достигает глубин 60 км. При наличии протяженной маловязкой линзы (скопление магмы, кумулатов, нагретых вмещающих пород) напряжения усиливаются и локализуются в ЗК над линзой, в нашем случае на глубине около 30 км. Максимальные начальные напряжения составляют 1.4 и 0.8 от максимальной нагрузки — покровного и “горного” ледников соответственно, т.е. возрастают до 2.5 раз. В абсолютном исчислении значения максимальных начальных девиаторных напряжений находятся в диапазоне 22–6.3 МПа при вариации максимальной мощности ледника от 1000 до 500 м.

При расчетах цикла разгрузки в качестве исходного использовалось состояние деформации поверхности Земли, достигаемое при $t/t_0 = 0.05$ (исключение — вариант, см. рис. 7). За это время глубина впадины под ледником достигает приблизительно половины максимального изостатического значения, поэтому величины начальных напряжений на стадии разгрузки в 1.5–2 раза меньше максимальных. С поправкой на этот эффект во всех экспериментах они составляют от 1.5 до 0.9 безразмерных единиц, т.е. значения начальных максимальных девиаторных напряжений при разгрузке близки к таковым на стадии нагружения.

Также следует отметить, что решение рассматриваемой проблемы качественно зависит от условия на нижней границе ледника. Если считать, что эта граница скользящая, то максимальный уровень напряжений находится на некоторой глубине в породе. При непрерывной границе [Geyer, Bindeman, 2011] максимальные напряжения смещены к краям ледника и достигаются на поверхности во льду. В вязком приближении ледник — это неньютоновская жидкость, и правильное моделирование его нагрузку как приложенное нормальное к поверхности давление с функцией распределения вдоль верхней границы, отвечающей профилю ледника, как в данной работе.

На рис. 8а приведены графики зависимости максимального проседания поверхности от времени на стадии нагружения для рассмотренных выше случаев. Видно, что маловязкое включение вызывает дополнительное погружение поверхности (150 м при единичной безразмерной максимальной ледниковой нагрузке или 16 м при $h_{\max} = 1000$ м) за счет деформации контура включения. Также можно отметить, что это включение ускоряет процесс релаксации, константа релаксации уменьшается с 0.078 до 0.06. При этом оба значения достаточно близки к теоретической оценке константы по уравнению (4) равной 0.104 при заданных в численных экспериментах параметрах.

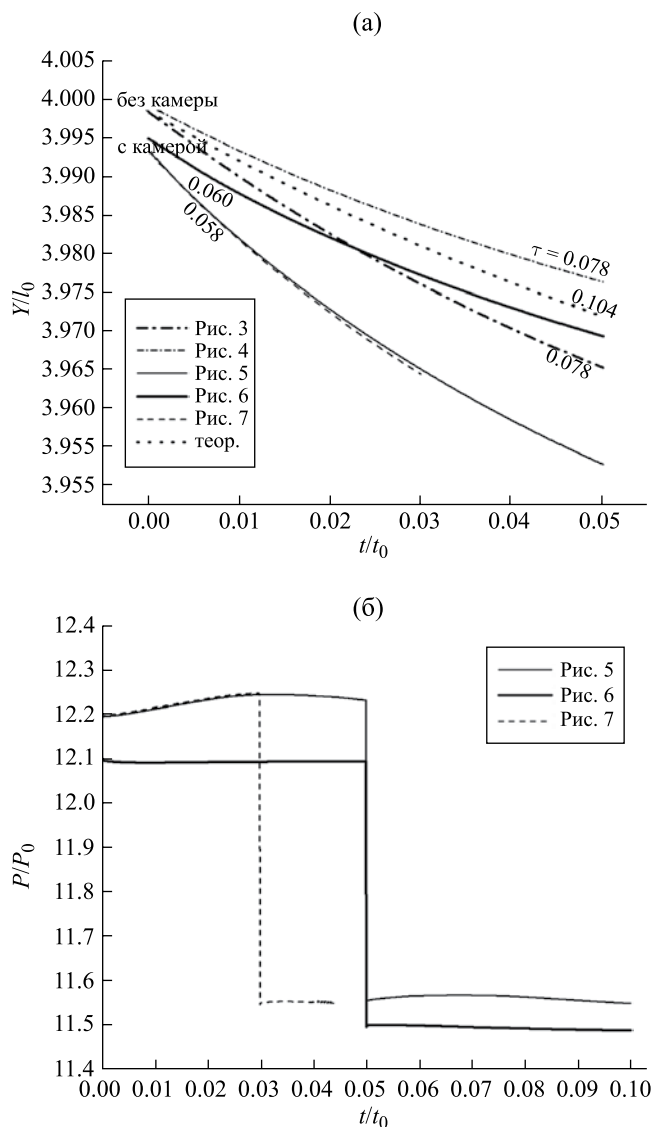


Рис. 8. Зависимость расчетных значений физических параметров в характеристических точках модельной системы от безразмерного времени.

а — максимальная глубина прогиба на стадии нагружения в различных численных экспериментах, цифрами указаны значения константы релаксации в безразмерных единицах, точечная линия отвечает теоретической константе (уравнение 1) при безразмерных параметрах и гармонической форме возмущений; б — давление магмы в апикальной части “очага” при ледниковой нагрузке и разгрузке. Скачок давления составляет 0.8–0.6 величины максимальной ледниковой нагрузки ($\rho_d g h_{\max}$), равной 1.0 в безразмерных единицах; при покровном леднике (см. рис. 5 и 7) и “горном” (см. рис. 6).

На графике рис. 8б показаны рассчитанные величины давления в апикальной части “магматической” камеры при нагружении и разгрузке, внутри нее давление увеличивается с глубиной. Таяние покровного ледника при выбранной конфигурации системы вызывает скачок давления

на 0.7, а “горного” — на 0.6 величины максимальной ледниковой нагрузки. Приравнивание скачка давления ледниковой нагрузке в работе [Geyer, Bindeman, 2011] связано с тем, что давление в ней не рассчитывается решением полностью согласованной системы уравнений. При переходе к размерным величинам скачок составит около 10 МПа при максимальной толщине ледника 1000 м.

Установленные теоретически закономерности изменений механического состояния литосферы при увеличении и уменьшении ледниковой нагрузки помогают понять наблюдаемые геологические факты, которые рассмотрены ниже на примере Камчатки.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ С ПРИРОДНЫМИ ДАННЫМИ

Последнее (плейстоценовое) оледенение на Камчатке

Наиболее доступными для изучения являются первая и вторая фазы позднеплейстоценового оледенения. Первая фаза с пиком 40 тыс. л. н. была более масштабной [Мелекесцев и др., 1968; Bar, Solomina, 2013]. В этот период ледники разгружались в Тихий океан и Охотское море в виде айсбергов. Последовавшее межледниковье было отмечено максимально высокой вулканической активностью (примерно 39 тыс. л. н.), судя по количеству вулканического пепла в датированных колонках тихоокеанских осадков [Bigg et al., 2008]. Ниже мы рассмотрим возможную связь раннеголоценового всплеска вулканизма на Камчатке с наступлением последнего (современного) межледниковья. Последнее оледенение — фаза II позднеплейстоценового оледенения с максимумом около 18–20 тыс. л. н. [Мелекесцев и др., 1968; Barr, Clark, 2012], было значительно слабее предыдущего. Однако в период его окончания (около 14–15 тыс. л. н.) содержание числа минеральных частиц с размером больше 200 мкм в грамме осадка с 200–300 сократилось практически до нуля (информация по скважине 883D восточнее Камчатки, по [Bigg et al., 2008]). Это, вероятно, свидетельствует о наличии айсбергов, формировавшихся у побережье Камчатки-Корякии до этого временного рубежа, т.е. свидетельствует о том, что некоторые ледники в последнее оледенение достигали побережья.

В районе Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) максимальное распространение ледника в период второй фазы оледенения маркируется моренными осадками в долине реки Пахчи (правого притока р. Камчатки), возраст которых 21 тыс. лет [Брайцева и др., 2005]. Современные датировки и интерпретация космических снимков [Barr, Clark, 2009] согласуются с данными ранних

полевых исследований, обобщенных в монографии [Мелекесцев и др., 1968], согласно которым западнее Ключевской группы вулканов (КГВ) в долине р. Камчатки присутствуют морены второй фазы позднеплейстоценового оледенения.

Согласно публикациям [Barr, Clark, 2012; Zamoruyev, 2004], ледники второй фазы позднеплейстоценового оледенения Срединного хребта севернее вулкана Шивелуч достигали побережья океана. В основном ледники были долинного типа, местами образующими покровы, при этом самые высокие вершины Срединного хребта были свободны ото льда. Достаточная высота гор Срединного хребта и вулканов КГВ обеспечивала питание ледников. Согласно данным по геологической истории КГВ, обобщенным в работе [Churikova et al., 2013], в доголоценовое время были сформированы вулканы Камень и Плоские сопки высотой свыше 2000 м, превышающей положение современной снеговой линии. В голоцене сформировались вулканы Безымянный и Ключевской.

Механизмы магмогенерации

Вулканы Камчатки в основном извергают магму, образующуюся, согласно современным представлениям, в результате плавления вещества мантийного клина под действием флюидов, выделяющихся из опускающейся в процессе субдукции океанической плиты. В то же время в магмогенерацию под КГВ вносит вклад процесс плавления при адиабатической декомпрессии в мантийном течении с восходящей компонентой скорости. Об этом убедительно свидетельствуют геохимические данные (рис. 9). На диаграмме Th/Yb–Nb/Yb составы лав вулкана Камень [Churikova et al., 2013] образуют вертикальный ряд, берущий начало практически в мантийной полосе (составы мантийных расплавов образующихся в результате адиабатической декомпрессии от D-MORB через OIB к меймечитам) (см. рис. 9). Такое распределение объясняется процессом флюидной модификации первичных адиабатических мантийных выплавов [Pearce et al., 1992]. Необычно высокая скорость извержений и магмогенерации в КГВ также может быть обусловлена этим процессом.

Вулканы Срединного хребта располагаются на расстоянии около 250–350 км от желоба. Магмогенерация здесь происходит в результате декомпрессии в восходящем течении, что отвечает положению значительной части составов лав в мантийном ряду в области OIB. В результате взаимодействия с корой в различной форме составы магм смещаются в область IAB.

Выше было показано, что магмогенерация в режиме адиабатической декомпрессии существенно ускоряется при снятии ледниковой нагрузки. В связи с этим можно ожидать усиления вулканической активности в начале голоцена на Срединном хребте и в КГВ.

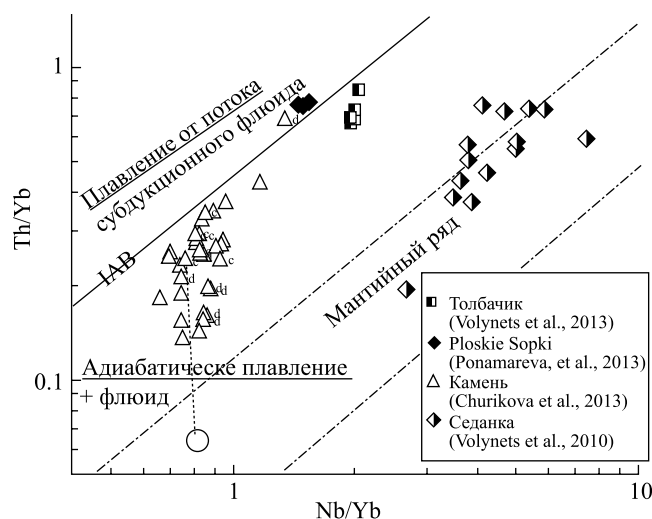


Рис. 9. Соотношение Th/Yb и Nb/Yb в базитах некоторых вулканических центров северной части Камчатки (для вулкана Камень: d – дайки, c – моногенный конус, без маркировки – составы стратовулкана).

Связь вулканизма и второй фазы позднеплейстоценового оледенения

На Срединном хребте М. М. Певзнер [2011] выделяет юго-западную (Хангар, Ичинский, Кекунайский) и северо-восточные (Алней, Седанка, Озерная, Тобельцен) цепи вулканов (рис. 10). По ее данным активизация восточной группы произошла после предыдущего цикла извержений примерно 10 тыс. л. н. Начальные извержения имели довольно большой объем. Так, например, Озерновский вулкан изверг 3–4 км³ вулканического материала. В дальнейшем извержения продолжались вплоть до 2800 л. н., но были менее интенсивными. Сиданкинский (на высоте 1600 м) и Озерновский (на высоте 964 м) центры вулканизма находятся близко к осевой части Центрального хребта. Положение этих центров, активизированных в раннем голоцене, согласуется с приведенными выше расчетами. Задержка между извержениями и предполагаемым снятием ледниковой нагрузки (предположительно 12–16 тыс. лет назад) составляет 2–4 тыс. лет. Время задержки не может быть больше времени релаксации. Приняв полуширину ледника в 70–80 км, получим минимальную оценку (уравнение 4) эффективной вязкости литосферы в $6 \cdot 10^{19}$ Па · сек. Ю-Западная цепочка вулканов по данным [Певзнер, 2011] активизировалась позднее, 7900–7500 л. н. (см. рис. 10), в среднем через 5–6 тыс. лет после снятия ледниковой нагрузки. При той же ширине ледника это отвечает большей эффективной вязкости литосферы в 350 км от желоба, достигающей 10^{20} Па сек. Оба значения представляются вполне реальными и согласуются со значениями, используемыми при геодинамическом моделировании ([Simakin, 2014] и др.).

Особенности истории вулканов Харчинский и Шивелуч, расположенных в северной части КГВ [Мелекесцев и др., 1991], могут быть связаны с эффектом оледенения. Как следует из оценок максимального распространения последнего оледенения, вулкан Харчинский, предположительно активный в верхнем плейстоцене [Мелекесцев и др., 1974], находился вблизи края крупного ледникового покрова в области южных вулканов КГВ, а оледенение Шивелуча было локальным (см. рис. 10). Результаты численного моделирования свидетельствуют о перестройке поля механических напряжений в системе “магматическая линза на границе Мохо – глубинный разлом” (см. рис. 7) после оледенения. При максимальной ледниковой нагрузке направления s_1 были субвертикальными в области от поверхности Мохо до глубины 5 км. Вероятно, в плейстоцене магма поднималась к вулкану Харчинский по подобной субвертикальной траектории, о чем свидетельствует наличие в дайке жерловой фации вулкана большого числа мантийных ксенолитов [Dektor, 2006]. Не исключено, что при удалении ледниковой нагрузки прямая связь вулкана с магматической камерой прервалась, в результате чего его деятельность прекратилась. При перестройке поля напряжений мог возникнуть путь поступления магмы от края камеры к поверхности вдоль разлома в его лежащем крыле (см. рис. 7в, г), по которому она попадала в систему вулкана Шивелуч. В результате такого процесса магма Шивелуча стала более магнезиальной и хромистой [Pevzner, Babansky, 2010]. Смена состава магмы произошла 10.6 тыс. л. н. и сопровождалась разрушением вулканической постройки старого Шивелуча с образованием кальдеры, что сопровождалось (или инициировалось) землетрясением. Общий объем извержения оценивается в 100 км³ [Pevzner, Babansky, 2010].

Как отмечалось выше, во время последнего оледенения КГВ была накрыта ледниковым покровом (см. рис. 10), который, видимо, “протыкали” вершины вулканов Камень и Плоские сопки, имевшие высоту более 2000 м. При такой ледниковой нагрузке предполагается, что в раннем голоцене извержения были приурочены к существующим вершинам, а в дальнейшем и центры излияния были смещены по направлению к краю бывшего покрова. Важно отметить, что особенностью состава андезито-базальтов вулкана Плоские сопки и базальтов вулкана Толбачик является высокое содержание калия и связанное с этим высокое содержание некоторых HFSE (High Field Strength Elements – Nb, Ta, Zr, Hf, P, Ti и др. с высоким отношением заряда к радиусу катиона). В субдукционной обстановке одним из процессов образования высококалийных базитовых магм рассматривается плавление при высоком содержании во флюиде окислов углерода – CO, CO₂ [Nikogosian, Bergen, 2010]. Об участии восстановленных углеродсодержащих флюидов в формировании высококалийных

магм Толбачика убедительно свидетельствуют данные, полученные М. Зеленским при извержении 2012–2013 гг. [Simakin et al., 2015]. В Италии ареал высококалийных вулканитов в Италии точно отвечает области повышенного диффузионного потока CO_2 , фиксируемого на поверхности [Frezzotti et al., 2009]. Высказано предположение, что в результате разложения карбонатов при $P < 2$ ГПа образуется CO_2 , который накапливается в низах ЗК [Frezzotti, Touret, 2014]. Представляется, что подобный слой сформировался и под КГВ в результате разложения смеси карбонатов и кремнезема “затащенных” под мантийный клин в результате аккреции Кроноцкой палеодуги приблизительно 5 млн л.н. (см. ссылки в работах [Simakin, 2014; Simakin et al., 2015]).

При наличии свободной флюидной фазы девиаторные напряжения порядка 12–25 МПа, связанные с появлением-разрушением ледников (см. рис. 5, 6, 7), могут быть достаточны для формирования трещинного пространства путем гидроразрыва вблизи границы Мохо в низах земной коры, где максимальные фоновые уровни сдвиговых напряжений оцениваются в 10 МПа [Behr, Platt, 2011]. Достижимый уровень напряжений недостаточно высок для разрушения ненарушенных пород, но достаточен для активизации трещин, формируемых, например, при внедрении магмы [Simakin, Bindeman, 2012].

При прохождении магмы через такой пронизываемый слой происходит проникновение CO_2 в магму на глубине в виде пузырей. Воды из магмы переходит в пузыри, т.е. происходит глубинная дегазация магмы, что способствует увеличению эксплозивности извержения. Вулкан Плоские сопки завершил свою активность в раннем голоцене, одно из последних извержений 10.2 тыс.л.н. (объем изверженного материала 10–12 км³) было чрезвычайно эксплозивным [Ponamareva et al., 2013]. В голоцене возникли новые вулканы – Ключевской и Безымянный вулканы, первые извержения которых также были эксплозивными. Отмечается, что раннеголоценовая вулканическая активность затрагивала и периферию КГВ [Брайцева и др., 1984], как и ожидается по результатам моделирования.

Рассмотренная выше модель позволяет проводить сравнение с природными наблюдениями лишь на качественном уровне. В дальнейшем требуется изучить строение земной коры и мантии в конкретном выбранном месте с использованием геофизических методов, с оценкой значений их механических свойств, при этом необходимо учитывать роль и среднекоровых магматических очагов.

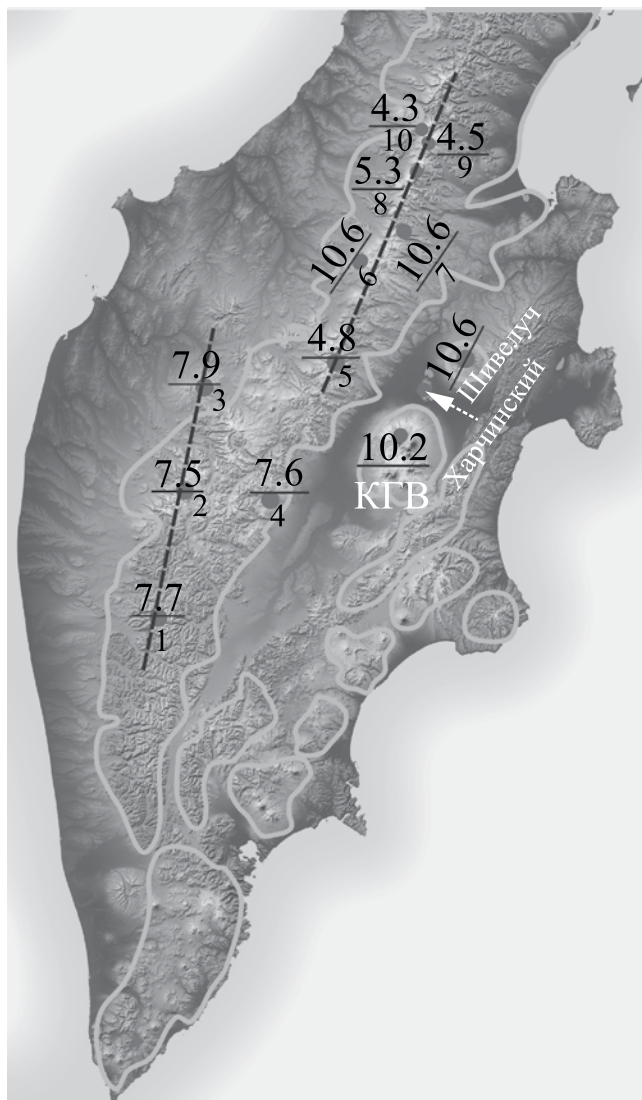


Рис. 10. Максимальные границы последнего оледенения, по [Zamoguyev, 2004], местоположение и даты первых голоценовых крупных извержений (тыс. лет), по [Певзнер, 2011; Ponamareva, 2013; Певзнер, Бабанский, 2010; Braitseva et al., 1996].

Вулканы: 1 – Хангар, 2 – Ичинский, 3 – Кекукнайский, 4 – Светлый Ключ, 5 – Алней, 6 – Седанка, 7 – Озерновский центр, 8 – Ныльгимелкин, 9 – Конус Икс, 10 – Тобельцен. Пунктирными линиями отмечены восточный и западный ареалы голоценового вулканизма Срединного хребта Камчатки, по [Певзнер, 2011].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Результаты численного моделирования согласуются с упрощенными теоретическими моделями: снятие ледниковой нагрузки вызывает понижение литостатического напряжения и появление сдвиговых (девиаторных) напряжений с величинами, близкими к гравитационной нагрузке ледника ($\rho_{\text{л}} g h_{\text{max}}$). Амплитуда прогиба под ледником близка

к изостатическому пределу ($h_{\max}/3$). Со временем возмущения рельефа и поля напряжений испытывают экспоненциальную релаксацию.

2. Наличие магматической камеры и нагретых пород ЗК на глубине границы Мохо приводит при ледниковой нагрузке к концентрации дивергентных напряжений на верхней границе магматической области и увеличивает их магнитуду примерно в 2.5 раза, достигая 22 МПа при максимальной толщине ледяного покрова порядка 1000 м. В результате этих напряжений в низах ЗК аккумулируются мантийные флюиды, состоящие преимущественно из CO_2 .

3. Рассчитанные направления максимального сжимающего напряжения маркируют пути подъема магма по дайкам. Согласно расчетам, при ставании горного ледника с максимумами мощности льда на склонах могут формироваться пути движения магмы в стороны от краев магматической камеры на границе Мохо со смещением около 50 км и направленные к вершинной части горного хребта.

4. Увеличение интенсивности магматизма и смена состава магмы в некоторых вулканических областях Камчатки в начале голоцена можно объяснить как ускорением плавления в зонах адиабатической декомпрессии под центральным хребтом и КГВ, так и перестройкой путей миграции магмы к поверхности.

И. Н. Биндеман привлек внимание к проблеме связи оледенения и вулканизма, авторы благодарны ему за это и за конструктивное обсуждение ранней версии статьи. Авторы выражают признательность Т. Чуриковой за внимательное прочтение и детальную критику данной статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00994-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брайцева О. А., Мелекесцев И. В., Флеров Г. В. и др. Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение / Под ред. С. А. Федотова. М.: Наука, 1984. С. 177–209.
- Волынец О. Н., Мелекесцев И. В., Пономарева В. В., Ягодзински Дз. М. Харчинский и Заречный вулканы — уникальные центры позднплейстоценовых магматических базальтов на Камчатке: вещественный состав вулканических пород // Вулканология и сейсмология. 1999. № 1. С. 31–45.
- Волынец А. О., Мельников Д. В., Якушев А. И. Первые данные о составе продуктов трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС (Камчатка) // ДАН. 2013. Т. 452. С. 303–307.
- Мелекесцев И. В., Евтеева И. С., Луникина Е. Г., Брайцева О. А. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М.: Наука, 1968. 227 с.
- Мелекесцев И. В., Брайцева О. А., Эрлих Э. Н. и др. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 439 с.
- Мелекесцев И. В., Хренов А. П., Кожемяка Н. Н. Тектоническое положение и общий очерк вулканов Северной группы и Срединного хребта / Под ред. С. А. Федотова, Ю. П. Масуренкова // Активные вулканы Камчатки. Т. 1. М.: Наука, 1991. С. 98–103.
- Певзнер М. М., Бабанский А. Д., Толстых М. Л., Кононкова Н. Н. Перестройка магматической системы вулканического массива Шивелуча в результате крупномасштабного коллапса его конуса в позднем плейстоцене—раннем голоцене // ДАН. 2012. Т. 447. С. 318–321.
- Певзнер М. М. Пространственно-временные закономерности активизации вулканизма Срединного хребта Камчатки в голоцене (по данным радиоуглеродного датирования) / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2011. 48 с.
- Певзнер М. М., Бабанский А. Д. Возраст вулкана молодой Шивелуч и эволюция состава его пород, магматизм и метаморфизм в истории Земли // XI Всероссийское петрографическое совещание. Тезисы докладов. Екатеринбург, 2010. Т. 2. С. 115–116.
- Barr I. D., Spagnolo M. Testing the efficacy of the glacial buzzsaw: insights from the Sredinny Mountains, Kamchatka Geomorphology // Geomorphology. 2014. V. 206. P. 230–238.
- Barr I. D., Solomina O. Pleistocene and Holocene glacier fluctuations upon the Kamchatka Peninsula // Global and Planetary Change. 2013. V. 113. P. 110–120.
- Barr I. D., Clark C. D. Late Quaternary glaciations in Far NE Russia; combining moraines, topography and chronology to assess regional and global glaciation synchrony // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 53. P. 72–87.
- Barr I. D., Clark C. D. Distribution and pattern of moraines in Far NE Russia reveal former glacial extent // J. Maps. 2009. V. 5. P. 186–193.
- Behr W. M., Platt J. P. A naturally constrained stress profile through the middle crust in an extensional terrane // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 303. P. 181–192.
- Bigg G. R., Clark C. D., Hughes A. L. C. A last glacial ice sheet on the Pacific Russian coast and catastrophic change arising from coupled ice—volcanic interaction // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 265. P. 559–570.
- Bindeman I. N., Leonov V. L., Izbekov P. E. et al. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar—Ar and U—Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2010. V. 189. P. 57–80.

- Braitseva O. A., Melekestsev I. V., Ponomareva V. V., Kirianov V. Yu.* The caldera-forming eruption of Ksudach volcano about Cal. A.D. 240: the greatest explosive event of our era in Kamchatka, Russia // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1996. V. 70. P. 49–65.
- Churikova T. G., Gordeychik B. N., Ivanov B. V., Wörner G.* Relationship between Kamen Volcano and the Klyuchevskaya group of volcanoes (Kamchatka) // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2013. V. 263. P. 3–21.
- Dektor C. L.* Petrology of mafic and ultramafic xenoliths from Kharchinsky Volcano, Kamchatka, Russia. Columbia: University of South Carolina, 2006. 184 p.
- Frezza M. L., Peccerillo A., Panza G.* Carbonate metasomatism and CO₂ lithosphere-asthenosphere degassing beneath the Western Mediterranean: an integrated model arising from petrological and geophysical data, United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization and International Atomic Energy Agency. The Abdus Salam International centre for theoretical physics. 2009. IC/2009/009.
- Frezza M. L., Touret J. L. R.* CO₂, carbonate-rich melts, and brines in the mantle // *Geoscience Frontiers*. 2014. V. 5. P. 697–710.
- Geyer A., Bindeman I.* Glacial influence on caldera-forming eruptions // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2011. V. 202. P. 127–142.
- Glazner A. F., Manley C. R., Marron J. S., Rojstaczer S.* Fire or ice: Anticorrelation of volcanism and glaciation in California over the past 800,000 years // *Geophys. Res. Lett.* 1999. V. 26. P. 1759–1762.
- Gorbach N. V. and Portnyagin M. V.* Geology and Petrology of the Lava Complex of Young Shiveluch Volcano, Kamchatka // *Petrology*. 2011. V. 19. P. 134–166.
- Hall K.* Rapid deglaciation as an initiator of volcanic activity: An hypothesis // *Earth Surf. Processes Landforms*. 1982. V. 7. P. 45–51.
- Jellinek A. M., Manga M., Saar M. O.* Did melting glaciers cause volcanic eruptions in eastern California? Probing the mechanics of dike formation // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B09206. doi:10.1029/2004JB002978.
- Jull M., Mckenzie D.* The effect of deglaciation on mantle melting beneath Iceland // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 21815–21828.
- Ligi M., Cuffaro M., Chierici F., Calafato A.* Three-dimensional passive mantle flow beneath mid-ocean ridges: an analytical approach // *Geophys. J. Int.* 2008. V. 175. P. 783–805.
- MacLennan J., Jull M., Mckenzie D., Slater L., Gronvold K.* The link between volcanism and deglaciation in Iceland // 2002. G3. V. 3. P. 1062. doi: 10.1029/2001GC000282.
- Meriaux C., Lister J. R.* Calculation of dike trajectories from volcanic centers // *J. Geoph. Res.* 2002. V. 107(B4). P. 2077. doi: 10.1029/2001JB000436.
- Milne G. A., Shennan I., Youngs B. A. R. et al.* Modelling the glacial isostatic adjustment of the UK region // *Phil. Trans. R. Soc. A*. 2006. V. 364. P. 931–948.
- Nakada M., Yokose H.* Ice age as a trigger of active Quaternary volcanism and tectonism // *Tectonophysics*. 1992. V. 212. P. 321–329.
- Ng F. S. L., Barr I. D., Clark C. D.* Using the surface profiles of modern ice masses to inform palaeo-glacier reconstructions // *Quaternary Science Reviews*. 2010. V. 29. P. 3240–3255.
- Nikogosian I. K., van Bergen M. J.* Heterogeneous mantle sources of potassium-rich magmas in central-southern Italy: Melt inclusion evidence from Roccamonfina and Ernici (Mid Latina Valley) // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2010. V. 197. P. 279–302.
- Nye J. F.* The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity // *Proc. Roy. Soc. London Ser. A*. 1951. V. 207. P. 554–572.
- Nye J. F.* A method of calculating the thicknesses of the ice sheets // *Nature*. 1952. V. 169. P. 529–530.
- Pagli C., Sigmundsson F.* Will present day glacier retreat increase volcanic activity? Stress induced by recent glacier retreat and its effect on magmatism at the Vatnajökull ice cap Iceland // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. L09304. doi: 10.1029/2008GL033510.
- Pearce J. A., van der Laan S. R., Arculus R. J. et al.* Boninite and harzburgite from leg 125 (Bonin-Mariana forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1992. V. 125. P. 623–659.
- Ponomareva V., Portnyagin M., Derkachev A. et al.* Early Holocene M~6 explosive eruption from Plosky volcanic massif (Kamchatka) and its tephra as a link between terrestrial and marine paleoenvironmental records // *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)* 2013. V. 102. P. 1673–1699.
- Rehbinder G., Yakubenko P. A.* Displacement and flexural stresses of a loaded elastic plate on a viscous liquid // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104(B5). P. 10827–10839.
- Roche O., Druitt T. H.* Onset of caldera collapse during ignimbrite eruptions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 191. P. 191–202.
- Sigvaldson G. E., Annertz K., Nilsson M.* Effect of glacier loading/deloading on volcanism: Postglacial volcanic eruption rate of the Dyngjufjöll area, central Iceland // *Bull. Volcanol.* 1992. V. 54. P. 385–392.
- Simakin A. G., Bindeman I. N.* Remelting in caldera and rift environments and the genesis of hot, “recycled” rhyolites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 337–338. P. 224–235.

- Simakin A. G., Ghassemi A.* The mechanics of a magma chamber-fault system in trans-tension with application to Coso // *J. Struct. Geol.* 2007. V. 29. P. 1971–1983.
- Simakin A. G., Ghassemi A.* The role of magma chamber-fault interaction in caldera forming eruptions // *Bull. Volcanol.* 2010. V. 72. P. 85–101.
- Simakin A. G.* Numerical modelling of the late stage of subduction zone transference after an accretion event // *Terra Nova*. 2014. V. 26. P. 22–28.
- Simakin A., Salova T., Devyatova V., Zelensky M.* Reduced carbonic fluid and possible nature of high K magmas of Tolbachik // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.10.018>
- Turcotte D., Schubert J.* *Geodynamics*. Cambridge: University Press, 2001. 456 p.
- Volynets A. O., Churikova T. G., Worner G. et al.* Mafic Late Miocene–Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific–Aleutian junction // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. P. 659–687.
- Zamoruyev V.* Quaternary glaciation of north-eastern Asia // *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica* / Eds J. Ehlers, P. L. Gibbard. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 321–323.