

УДК 552.161+536.24(536.42)

ПЕТРОГРАФИЯ

А. С. КАЛИНИН, Э. Н. ВАСИЛЬЕВА

КОНВЕКЦИЯ РАСПЛАВОВ В ВЕРТИКАЛЬНЫХ
МАГМАТИЧЕСКИХ КАМЕРАХ

(Представлено академиком Ю. А. Кузнецовым 17 IV 1972)

Попытки оценки конвекционного движения расплавов в магматических камерах были предприняты в последнее время несколькими исследователями (¹⁻⁴). Анализируя вероятные величины критерия Релея (Ra), они приходят к выводу о большой роли этого движения только в значительных по размерам магматических камерах, хотя конвекция возможна и в сравнительно узких каналах. Общий и весьма неопределенный характер подобных оценок связан, прежде всего, со значительными трудностями прямого расчета скоростей движения расплава даже для упрощенных геологических моделей. Тем не менее, учет конвекции совершенно необходим, ибо помимо непосредственного влияния на теплообмен в системе расплав — боковая порода она может оказывать решающее влияние на такие эндогенные процессы, как дифференциация расплавов, перенос летучих и т. д. Ниже приводятся результаты нашего решения задачи нестационарной свободной конвекции в вертикальных магматических камерах.

В щелевидной, вертикально ориентированной магматической камере конвекционное перемещение расплава будет характеризоваться как осесимметричный противоток с подъемом более нагретых центральных частей расплава и опусканием охлажденного расплава у стенок. При ламинарном течении нисходящий поток ограничен двумя вертикальными плоскостями: стенками камеры и зоной нулевых скоростей на границе с восходящим потоком, причем, как показывают расчеты, падение температуры происходит только в пределах области опускающегося расплава. Следовательно, задача конвекции магматического расплава здесь сводится к расчету движения вязкой силикатной жидкости в щелевом канале в специфических условиях, отличающих зону нисходящего потока нашей модели. Эти специфические условия заключаются в наличии нестационарного поля температур, а отсюда — нестационарного поля вязкости.

Численное решение задачи получено методом конечных разностей с использованием ЭВМ БЭСМ-4. Согласно разработанному нами алгоритму, расчет теплообмена при конвекционном движении расплава заключается в определении для каждого расчетного шага времени (Δt) величины критерия Ra , изменения температуры за счет кондуктивного переноса тепла, нахождении скоростей движения в отдельных струях нисходящего потока и внесении поправок температур за это движение. Наличие конвекции определяется условием $Ra \geq 10^3$ (⁵), при соблюдении которого возможен расчет скоростей движения по преобразованной для нашего случая формуле Пуазейля:

$$V = [\rho \beta g (\Sigma T_b - \Sigma T_n) / 2\mu] (h^2 - x^2),$$

где ρ — плотность жидкости, β — коэффициент температурного расширения, g — ускорение силы тяжести, T_b , T_n — температура единичного объема расплава в некотором горизонтальном сечении восходящего и нисходящего потока, h — половина ширины щели (нисходящего потока), x — рас-

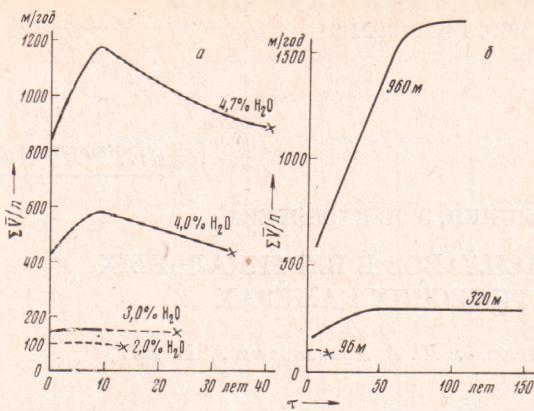


Рис. 1

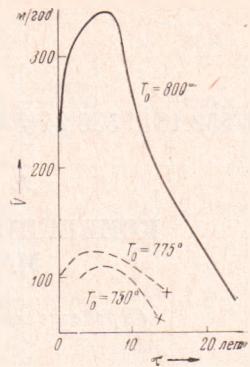


Рис. 2

Рис. 1. Зависимость средних суммарных скоростей конвекции расплава от содержания в нем воды (а, мощность магматической камеры 96 м) и от мощности магматической камеры (б, содержание воды в расплаве равно 2 вес. %). $T_0 = 750^\circ$

Рис. 2. Зависимость средних скоростей конвекции (V) от начальной температуры (T_0) расплава. Мощность магматической камеры 96 м, содержание воды в расплаве 2 вес. %

стояние от центра щели по h , μ — динамическая вязкость. Зависимость μ от T приближенно описывается следующим уравнением:

$$\lg \mu = A + BT.$$

Коэффициенты A и B получены нами путем обработки графических данных К. В. Бэрнема (6) и зависят от содержания H_2O в расплаве. При наличии градиента температур по ходу движения расплава поправки (ΔT_v) из-за перемещения массы на расстояние l равны:

$$\Delta T_v = (T_{n-1} - T_n) / l,$$

где n — номер блока по направлению потока. Наличие движения в расплаве накладывает ограничения на величину Δt :

$$\Delta t < l / V_{\max}, \quad l < x_{\min} \leq y_{\min},$$

где x_{\min} и y_{\min} — минимальные размеры блоков.

Кондуктивный теплообмен рассчитывался по двумерному варианту алгоритма решения задачи Стефана, описанному нами ранее (7), и с теми же значениями теплофизических свойств пород и расплава. При учете резкого увеличения вязкости вблизи условной точки кристаллизации (T_{kp}) была принята критическая температура, равная $T_{kp} + 20^\circ$, при которой движение расплава прекращается. При достижении этой температуры в любом месте внешней струи нисходящего потока последняя исключалась из движения, и далее расчет производился по перестроенной расчетной схеме уже в более узком канале. Просчитывался вариант с 8 нисходящими струями (рядами блоков) и таким же числом восходящих струй. В верхней части магматической камеры движение осуществлялось по диагонали, что весьма близко к действительному направлению отдельных струй. $T_{kp} = 700^\circ$. Верхняя кромка камеры располагалась на глубине 2000 м; геотермический градиент равен 50 град/км. В качестве окончательного результата рассматривались средние скорости, полученные из 8 определений в нисходящем потоке: средние скорости (V) за определенный промежуток времени (Δt_n) и суммарные средние скорости ($\Sigma V / n$) за весь истекший период конвекции (n — число расчетных шагов времени).

Таблица 1

| Расстояние от контакта, м | T_0 , °C | $\Sigma\Delta t$ | T_I , °C | T_I без конвекции | | T_{II} , °C | T_{II} без конвекции | |
|---------------------------|------------|------------------|------------|---------------------|-----|---------------|------------------------|-----|
| | | | | °C | % | | °C | % |
| 1,5 | 750 | 13,0 | 529,2 | 422,1 | 125 | 561,1 | 461,3 | 122 |
| | 775 | 14,0 | 552,1 | 437,7 | 126 | 585,5 | 474,9 | 123 |
| | 800 | 23,6 | 595,2 | 499,1 | 119 | 615,1 | 532,8 | 116 |
| | 800 | 16,1 | 566,8 | 451,3 | 125 | 599,2 | 486,8 | 123 |
| 11,5 | 800 | 16,1 | 106,8 | 102,6 | 104 | 180,2 | 176,1 | 102 |

Примечание. Расчет сделан для расплава с 2 вес. % H_2O . T_I — температура на уровне 2043,5 м от поверхности; T_{II} — то же, 3750 м. $\Sigma\Delta t$ первых трех строк соответствует времени окончания конвекции.

Таблица 2

| Расстояние от контакта, м | Содерж. воды, вес. % | $\Sigma\Delta t$, лет | T_I | T_I без конвекции | | T_{II} | T_{II} без конвекции | |
|---------------------------|----------------------|------------------------|-------|---------------------|-----|----------|------------------------|-----|
| | | | | °C | % | | °C | % |
| 1,5 | 2 | 13,0 | 529,2 | 422,1 | 125 | 561,1 | 461,3 | 122 |
| | 3 | 23,1 | 555,5 | 493,6 | 113 | 625,0 | 528,4 | 118 |
| | 4 | 33,4 | 552,1 | 526,8 | 105 | 604,0 | 560,4 | 108 |
| | 4,7 | 39,6 | 549,8 | 540,4 | 102 | 605,5 | 575,7 | 105 |
| | 4,7 | 12,9 | 527,3 | 422,1 | 126 | 573,4 | 461,3 | 125 |
| 11,5 | 4,7 | 39,6 | 114,0 | 105,5 | 109 | 189,6 | 178,9 | 106 |

Примечание. Расчет сделан для щелевидной магматической камеры с перечником 96 м. T_I и T_{II} определялись на тех же уровнях, что и в табл. 1. $\Sigma\Delta t$ первых четырех строк соответствует времени окончания конвекции.

Полученные зависимости скоростей конвекции кислой магмы в щелевидных магматических камерах от содержания H_2O в расплаве, мощности магматической камеры, а также начальной температуры (T_0) расплава приведены на рис. 1 и 2 и особых комментариев не требуют. Крестиком на кривых показано окончание конвекции.

Оценить общее влияние конвекции на теплообмен расплава с боковыми породами можно, например, путем сравнения температур в боковых породах при наличии конвекции и без нее (расчет с выключенной конвекцией). Влияние T_0 на температуру боковых пород видно из табл. 1. Мы видим, что при наличии движения в расплаве температура контакта поднимается на $\sim 100^\circ$. Однако это касается только небольшого слоя пород, и уже на расстоянии нескольких десятков метров разница практически равна 0 (данные, касающиеся больших расстояний от контакта, не приведены). В табл. 2 помещены данные о влиянии содержания H_2O в расплаве, т. е. его вязкости, на температуры в боковых породах при конвекции. Здесь также наблюдается увеличение температуры при контактового слоя пород, но оно значительно только в начальный период охлаждения магматического тела. Как видно на примере расплава с 4,7 вес. % H_2O , через 12,9 лет разница составляет 26% (для T_I), но к времени окончания конвекции, через 39,6 лет, она сокращается до 2%.

Подобная закономерность объясняется легко. Выше мы видели, что средние скорости конвекции довольно высоки, однако подавляющая часть перемещенного магматического материала приходится на внутренние зоны потока, где температура практически равна исходной. Следовательно, в этих зонах в магматическую камеру входит и выходит из нее расплав с одинаковой температурой, не успевая отдать тепло внешним слоям потока. В последних же скорость конвекции очень мала из-за отдачи тепла бо-

ковым породам, и они быстро охлаждаются и выключаются из движения. Поэтому уже через небольшой промежуток времени после начала конвекции вмещающие породы оказываются отделенными от расплава слоем новообразованных пород. В самом расплаве температура резко понижается только на границе с этим слоем, а в остальной части близка к исходной, и конвекция здесь почти не влияет на количество теплоты, поступающей от расплава в боковые породы.

Общее количество тепла, принесенного в систему расплав (в магматической камере) — боковые породы, можно оценить на примере гранитной магмы с $T_0 = 750^\circ$, содержанием воды 4,7 вес. %, внедрившейся в трещинный канал с поперечником 96 м. В этом случае за период 39,6 лет, т. е. до окончания конвекции, мощность движущегося слоя расплава сократится с 96 до 24 м и в среднем составит 60 м. Начальное $\Delta T'$ равно $3,1^\circ$, конечное $18,0^\circ$, а среднее составит $10,55^\circ$; $\Sigma V/n$ за весь период конвекции равна 900 м/год. Полагая, для упрощения расчетов, что теплоемкость гранитного расплава постоянна, разницу теплосодержания расплава в объеме данной магматической камеры в интервале температур $750—150^\circ$ можно принять равной всего 7,2%, что близко к точности метода. При содержании воды 4 вес. % аналогичный расчет дает около 5% разницы, а в более вязких магмах она совсем мала.

При увеличении мощности магматического тела до 960 м данная разница на максимальное рассчитанное нами время конвекции, 111 лет, уже равна $\sim 12\%$; следовательно, общее количество переданного через зону контакта тепла значительно увеличивается, но поскольку процесс здесь более длительный, температура боковых пород у контакта за счет конвекции увеличивается также только на 10—15%.

Таким образом, рассмотрение конвективного переноса расплава в вертикальной магматической камере дает нам основание утверждать, что несмотря на весьма значительные скорости перемещения расплава, влияние конвекции оказывается только в приконтактовом слое пород, где температура повышается на 100° и более по сравнению со случаем неподвижного расплава. Общее же повышение количества тепловой энергии магмы за счет внесения в систему нагретых масс относительно невелико и не превышает 5—8% для некрупных магматических тел.

Влияние конвекции следует, одпако, рассматривать и в другом плане. Наличие эпачительных скоростей конвекции в благоприятной обстановке будет способствовать обогащению водой верхней части магматической камеры и развитию здесь питающей области магматогенных гидротермальных систем. Следовательно, конвекцию можно рассматривать как один из факторов, определяющих длительное и интенсивное развитие гидротермальных процессов в верхних частях гранитных тел и связанного с ними оруденения. Кроме того, конвекция препятствует различного рода дифференциации расплава и способствует образованию однородных по составу магматических тел. Правда, эта однородность может нарушаться последующими процессами изменения.

Институт земной коры
Сибирского отделения Академии наук СССР
Иркутск

Поступило
10 IV 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ И. Д. Лейси, Международн. геол. конгр., XXI сессия, в. II, Тектоника и петрофикация, М., 1963. ² Н. Р. Шлав. Am. J. Sci., 263, № 2 (1965). ³ R. W. Bartlett, Am. J. Sci., 267, № 9 (1969). ⁴ А. А. Кадик, Е. Н. Ступак, Геохимия, № 1 (1970). ⁵ В. П. Исаченко и др., Теплопередача, М.—Л., 1965. ⁶ К. В. Бэрнем, В кн. Геохимия гидротермальных рудных месторождений, М., 1970. ⁷ А. С. Калинин и др., ДАН, 201, № 4 (1971).