

GEOTHERMOBAROMETRY
AND THE DISPLACEMENT
OF CRYSTALLINE
ROCKS WITHIN
THE CONTINENTAL
EARTH'S CRUST
AND UPPER MANTLE

L. L. PERCHUK

The changes in temperatures and pressures are characterized by the PT-paths reflecting both the thermal history of the crystalline rocks, and their movements in the gravitational field of the Earth. The numerical modeling of this process under PT-conditions of the continental crust and the upper mantle of the Earth show, that the movements are controlled by the hydrodynamic laws.

Изменение температуры и давления в эволюционном преобразовании горных пород характеризуется PT-трендами, отражающими термальную историю кристаллических горных пород и их перемещения в гравитационном поле Земли. Численное моделирование этого процесса при PT-условиях земной коры и верхней мантии Земли показывает, что эти перемещения подчиняются законам гидродинамики.

**ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИЯ
И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД
В КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
ЗЕМЛИ**

Л. Л. ПЕРЧУК

Московский государственный университет
им. М.В. Ломоносова

Можно ли восстановить изменение температуры и давления магматических пород при их подъеме к поверхности Земли?

Каковы причины погружения на большие глубины метаморфических пород?

Почему после разогрева и уплотнения они возвращаются к поверхности Земли?

Есть ли возможность объяснить это явление с точки зрения физической геологии?

ВВЕДЕНИЕ

Распределение элементов между сосуществующими минералами и основанные на них геотермометры и геобарометры позволяют с достаточно высокой точностью определять температуру (T) и давление (P) образования кристаллических горных пород [1]. Они позволяют заглянуть в прошлое на миллионы и миллиарды лет назад и узнать, как возникали и изменялись (эволюционировали) кристаллические породы. Свидетели этой эволюции — сосуществующие (локально равновесные) минералы переменного состава. Обладая диффузионной и ростовой зональностью, они, подобно магнитофонной ленте, сохраняют запись об изменении температуры и давления.

Кристаллические породы сложены преимущественно силикатами [1, 2] и представлены двумя разновидностями: магматическими и метаморфическими. Первые — это продукты кристаллизации магматических расплавов, возникающих на разных глубинах вследствие плавления пород земной коры и верхней мантии [2]. Метаморфические породы образуются в основном при глубокой твердофазовой перекристаллизации первичных пород любого состава под воздействием флюидно-тепловых потоков, восходящих из мантии Земли. Степень перекристаллизации во многом определяется температурой и давлением — нагрузкой вышележащих пород. Чем выше эти параметры, тем более глубокую переработку испытывают первичные породы.

Следовательно, чем глубже погрузилась порода и чем выше температура окружающей среды, тем сильнее степень метаморфизма. Поразительно, но консолидированные массы таких высокометаморфизованных пород вновь появляются на поверхности Земли, обнажаясь на огромных пространствах континентов и даже в морских континентальных окраинах (например, Японское и Южно-Китайское моря). Иногда эти породы испытывают повторный метаморфизм, то есть вновь погружаются и поднимаются к поверхности. Об этом свидетельствуют повторно метаморфизованные породы, содержащие продукты более раннего метаморфизма.

Есть несколько альтернативных моделей погружения огромных масс пород на большие глубины, одной из причин которого может служить сжатие толщ в процессе горообразования (орогенеза). В результате земная кора в зоне орогенеза становится почти вдвое толще и нагрузка в ее основании возрастает вдвое. Под орогенными системами возникают так называемые корни гор – прогибы поверхности Мохоровичича (Мохо) – границы коры с мантией Земли. Другими словами, горные массивы напоминают гигантские корабли, осевшие выше ватерлинии в результате перегрузки. Разгрузка приводит к относительному всплыванию такого судна, так что ватерлиния может оказаться выше уровня воды. Аналогично действует механизм эрозии. Как и в случае разгрузки корабля, эрозия, то есть выветривание и размыв горных систем, приводит к сносу материала во внутриконтинентальные или морские впадины. Земная кора в бывших зонах орогенеза становится тоньше, корни гор исчезают, и поверхность Мохо выравнивается. В результате на поверхности обнажаются все более глубокие горизонты земной коры. Достаточно ясный принцип эрозионного механизма вызывает, однако, вопросы, ответить на которые далеко не просто.

1. Почему количество относительно молодого осадочного материала – продукта эрозии на любом континенте очень редко превышает 1/5 объема пород, который должен быть снесен с более древних гор? Например, в ЮАР широко распространены так называемые зеленокаменные пояса – раннеархейские вулканогенно-осадочные комплексы. Они были метаморфизованы около 3,5 млрд лет тому назад при температуре не более 500°C. На глубинах около 12 км они прорываются более молодыми (~2,6 млрд лет) породами (гранулитами) комплекса Лимпопо, метаморфизованными при 850°C на глубине более 25 км. Своими корнями комплекс Лимпопо уходит до границы Мохо (глубина около 40 км). Площадь этого комплекса более 10 тыс. км². По эрозионной модели размыв 250 тыс. км³ гранулитов Лимпопо должен был привести к накоплению осадочных пород того же объема. Более молодой осадочный комплекс (Трансвааль) действительно известен к югу от гранулитового пояса Лимпопо. Но объем этих осадков не превышает 50 тыс. км³, что составляет около

20% эродированных пород. Причем снесены они в древнюю внутриконтинентальную впадину не только с орогена Лимпопо.

2. Мощность коры современных континентов варьирует в среднем между 35 и 45 км. Между тем на поверхности Земли обнажаются породы, которые 2,5–2 млрд лет тому назад были метаморфизованы на глубине 30–40 км. Если эрозия привела к утонению коры на эти 30–40 км, логично допустить, что мощность коры в докембрии была 65–75 км и в силу существования геотермического градиента в ее основании находились (и сейчас находятся) еще более глубоко метаморфизованные породы. Почему же они никогда не встречаются в виде ксенолитов (захваченных пород), вынесенных базальтами и кимберлитами из глубинных частей континентальной коры?

Как решить эти и подобные геодинамические задачи? И можно ли вообще ответить на эти вопросы? Геотермобарометрия оказалась едва ли не единственным эффективным инструментом для корректного решения задачи. Мы постараемся показать ее геодинамическую эффективность на примерах эволюции магматических пород верхней мантии Земли и коровых метаморфических комплексов.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЗЕМЛИ

Продуктами кристаллизации силикатных расплавов сложена почти вся земная кора под океанами и значительная часть континентальной коры. Широкая распространенность магматических пород на поверхности Земли позволяет собрать практически любое количество образцов горных пород, которое необходимо для достаточно точной диагностики условий их кристаллизации. Мы рассмотрим эволюцию пород, раскристаллизованных в верхней мантии Земли. Этот объект исследования наиболее полно раскрывает возможности минералогической термобарометрии [1] для познания истории формирования глубинных магматических пород. Напомним лишь, что большинство расплавов основного и ультраосновного состава зарождается в верхней мантии Земли.

В отличие от коровых интрузивные породы верхней мантии менее доступны для непосредственного изучения. Они содержат слабозональные минералы, затрудняющие анализ изменения *PT*-параметров в каждом конкретном образце. Однако сами минеральные ассоциации весьма точно отражают термодинамическую обстановку, характерную для того участка верхней мантии, из которого образец породы был “отобран”. Это слово заключено в кавычки, поскольку не существует возможности отбирать образцы непосредственно из верхней мантии, но они попадают на дневную поверхность благодаря излияниям мантийных магм. В таких магмах могут содержаться ксенолиты – твердые мантийные

породы, захваченные и вынесенные на земную поверхность более поздними и более глубинными мантийными расплавами. Кроме того, в самих мантийных магмах кристаллизация минералов могла начаться в условиях верхней мантии, а завершиться уже в земной коре (для таких магм применяется термин “интрателлурическая кристаллизация”) или же на ее поверхности. В обоих случаях эволюция PT -параметров “записывается” равновесиями минералов, слагающих эти горные породы. Остановимся на этом более подробно.

1. Мантийные ксенолиты выносятся на поверхность алмазонасными кимберлитовыми или базальтовыми магмами повышенной щелочности. Скорости их подъема достаточно высоки, поскольку такие магмы обладают относительно низкой плотностью и вязкостью. Действительно, эксперименты показывают, что скорость подъема кимберлитовых магм может достигать 40 км/ч. Это значит, что вынос алмазонасных мантийных ксенолитов с глубин порядка 120–140 км (алмаз стабилен выше 40 тыс. атм) осуществляется всего за 3–4 ч. Этого времени недостаточно, чтобы ксенолиты прореагировали с несущей их магмой или же претерпели изменения фазового состава в результате изменения T и P . Поэтому с помощью минералогических термометров и барометров [1] можно оценить первичные PT -параметры, существующие в верхней мантии.

На рис. 1 приведены PT -тренды остывания магматических пород в верхней мантии Земли. Они основаны на достаточно представительной коллекции свежих крупнокристаллических ксенолитов гранатовых лерцолитов ($Gr + Crx + Opx + Spl \pm Ol$) из алмазонасных кимберлитовых трубок Сибирской платформы (Россия) и Южной Африки [4, с. 207]. На рис. 1 линия, проведенная по точкам 5, достаточно четко определяет изменение температуры с давлением (глубиной). Более того, она почти совпадает с теоретической геотермой под континентами до глубины около 250 км. Иными словами, ксенолиты 5, подобно черному ящику, записали информацию о той физико-химической обстановке, в которой составы слагающих их минералов окончательно достигли равновесных соотношений в мантии. И лишь значительно позже они были вынесены кимберлитовыми магмами почти на дневную поверхность. Весь их путь от места захвата кимберлитовой магмой до поверхности Земли не отмечен изменением составов сосуществующих минералов и, следовательно, снижением PT -параметров их равновесий.

Вместе с тем в некоторых ксенолитах из кимберлитовых трубок Южной Африки наблюдается иная картина. Представленные на рис. 1 тренды 1 и 2 отражают условия кристаллизации гранатовых лерцолитов, которые в отличие от описанных выше (тренд 4 на рис. 1) заметно деформированы и имеют порфириовидную структуру – следы быстрого охлаждения в динамических условиях. Не исключено,

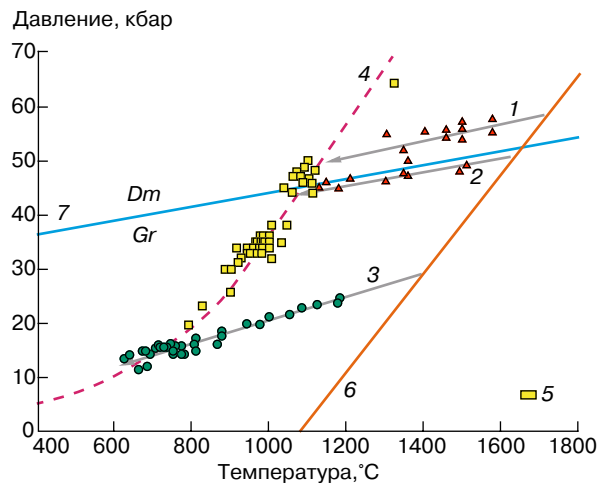


Рис. 1. PT -тренды остывания глубинных магматических расплавов и твердых горных пород в верхней мантии Земли и земной коре. 1 и 2 – катаклазированные (деформированные) гранатовые лерцолиты из ксенолитов в кимберлитовых трубках Южной Африки; 3 – условия метаморфизма магматических пород ультраосновного и основного состава в верхней мантии, на границе с нижней частью земной коры (Северный Казахстан и Восточный Китай). Усредненный геотермический градиент под континентами: 4 – по геофизическим расчетам и 5 – по результатам, полученным с помощью минеральных термометров и барометров; 6 – граница затвердевания (солидус) ультраосновной мантийной магмы по экспериментальным данным; 7 – линия фазового перехода графита в алмаз

что гранатовые лерцолиты представляют собой продукты кристаллизации еще более глубинных и очень высокотемпературных ($T > 1800^\circ\text{C}$) магм, внедрившихся в породы верхней мантии на уровне 150–180 км. Согласно рис. 1 (геотерма 4), на этой глубине температура пород верхней мантии составляет около 1100–1150 $^\circ\text{C}$. Следовательно, градиент температуры в 650–700 $^\circ$, возникший между внедрившейся лерцолитовой магмой и вмещающими породами мантии, обеспечивает быстрое ее охлаждение, почти закалку. Это и проявилось в образовании порфириовидных структур гранатовых лерцолитов. Быстрое их остывание вдоль трендов 1 и 2 при $P \approx \text{const}$ уровня нормального PT -градиента 4 на рис. 1 привело к возникновению химической зональности в минералах переменного состава. Зональность отражает смещение химических равновесий в ходе субизобарического ($P \approx \text{const}$) остывания. Скорость такого охлаждения во многом обусловлена местонахождением образца в глубинном интрузивном теле. Чем ближе образец к контакту, тем выше скорость его охлаждения. Из сопоставления трендов 1 и 2 с трендом 4 на рис. 1 можно заключить, что деформированные гранатовые лерцолиты недолго пребывали в верхней мантии. Едва достигнув

геотермы 4 (рис. 1) на глубине 150–180 км, они были захвачены и вынесены в земную кору относительно низкотемпературными кимберлитовыми магмами.

2. Близкую по смыслу к трендам 1 и 2 информацию несут ультраосновные и основные магматические расплавы 3 (рис. 1), внедрившиеся в континентальную кору и окончательно в ней сформировавшиеся. Кристаллизация минералов (в том числе и алмаза) в них началась в верхней мантии, на глубинах порядка 90–100 км, при температуре около 1600°C (см. пересечение тренда 3 с солидусом [2] – линией затвердевания перидотита б). Затем они достаточно быстро поднимались вверх, внедряясь в породы земной коры и охлаждаясь до температуры ~780°C на глубине около 40 км. Приблизительно 520 млн лет тому назад они были вовлечены в региональный метаморфизм вместе с вмещающими их коровыми породами.

Таким образом, минералогическая термобарометрия в отношении первично магматических пород позволила решить две задачи: восстановить *PT*-режим мантийного минералообразования и вывести древний геотермический градиент в верхней мантии Земли. Этот градиент весьма близок к рассчитанному для континентальной земной коры на основе геофизических данных [8]. Таким образом, полученный результат важен не только для петрологии, но и для физики Земли, поскольку большинство ее задач связано с распределением температуры в недрах нашей планеты.

ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

В работе [1] показано, что на основе принципа фазового соответствия можно решать задачи об эволюции термодинамических параметров кристаллических пород. Здесь мы рассмотрим реализацию этой возможности на примере метаморфических комплексов. Чтобы корректно решить задачу о *PT*-трендах метаморфической эволюции такого комплекса, необходимо произвести его детальную геологическую съемку и отобрать систематическую коллекцию образцов горных пород. Среди них необходимо выбрать наиболее информативные минеральные ассоциации с зональными минералами, то есть образцы, пригодные для определения температуры и давления. Это очень важный момент: нужно быть уверенным в точности отбора необходимого для геотермобарометрии материала. Поэтому обычно рекомендуется изготавливать прозрачные шлифы (их толщина составляет около 20–30 мк) горных пород прямо в поле и внимательно изучать их на предмет равновесности минералов, наличия реакционных кайм и достаточности фаз для протекания барометрических реакций [1, 4]. После обнаружения информативных минеральных ассоциаций эти шлифы можно отполировать в лаборатории для последующего изучения с помощью электронного мик-

роанализатора (микрозонда). Наконец, когда определен *PT*-тренд метаморфической эволюции того или иного комплекса, можно приступить к созданию модели его погружения на установленные термобарометрически глубины и последующего его подъема к поверхности.

В начальный момент времени, то есть в самом начале *PT*-тренда, составы ядер сосуществующих минералов в метаморфической породе находились в равновесии, тогда как их края достигают равновесия на конечной стадии процесса. Как показано в [1], приведя в фазовое соответствие составы контактирующих краев кристаллов и их центров в любом из отобранных образцов, можно с помощью геотермометров определить температуру начального и конечного этапов метаморфизма. Более того, используя зональность сосуществующих минералов и принцип фазового соответствия [1] можно рассчитать промежуточные значения температуры.

Несколько сложнее обстоит дело с оценкой давления. Из предыдущего обзора [1] ясно, что двух контактирующих минералов для его расчета недостаточно. В петрографических шлифах нужно найти следы реакций между минералами – реакционные структуры, возникшие в результате спада или возрастания давления и содержащие зональные минералы – участники этих реакций.

Зональные минералы распространены во всех метаморфических породах [1, 4]. Более того, каждой зоне крупного минерала в том же прослое породы соответствует несколько очень мелких гомогенных зернышек данного минерала. Это значит, что практически каждый образец несет информацию о закономерном изменении *P* и *T*. Для многих глубоко метаморфизованных комплексов корреляция между *PT*-параметрами оказалась линейной: $P, \text{кбар} = 0,02(\pm 3,7 \cdot 10^{-3})T^{\circ}\text{C} + 6,8(\pm 2,5)$ [3]. Это доказывает сопряженность их изменения за геологически короткий промежуток времени. К этому мы еще вернемся. Заметим лишь, что с помощью геологических термометров и барометров удалось вывести *PT*-тренды для большого числа метаморфических комплексов нашей планеты. По условиям геологического залегания и метаморфической эволюции они четко разделяются на три большие группы.

1. Относительно низкотемпературные комплексы повышенного давления из складчатых зон древних островных дуг. На рис. 2 им соответствуют *PT*-тренды с индексом 1. Восходящая в область высоких значений *P* и *T* ветвь этих трендов соответствует прогрессивному этапу метаморфизма (*PT*-параметры возрастают), а нисходящая – регрессивному (*PT*-параметры снижаются). Обе ветви прекрасно выражены в так называемой инверсионной химической зональности минералов. Например, в одном и том же зерне граната содержание X_{Mg} сначала возрастает, а затем снижается. Эта зональность отражает погружение и последующее всплывание породы в

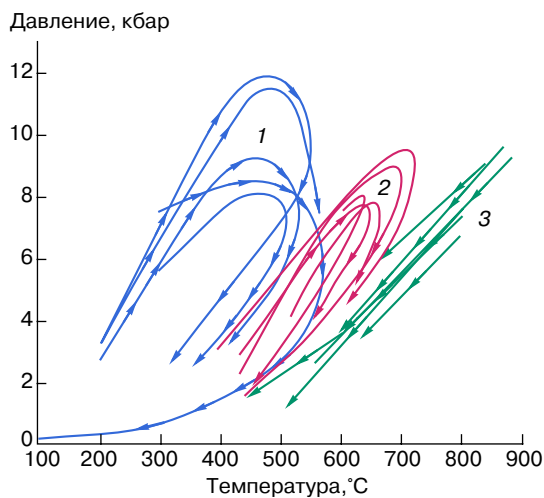


Рис. 2. Изменение температуры и давления при метаморфизме некоторых вулканогенно-осадочных комплексов (*PT*-тренды эволюции метаморфизма), сформированных на континентальных окраинах и островных дугах (1 – синие петли), в складчатых областях (2 – красные петли) и в континентальных плитах (3 – зеленые тренды). Стрелки показывают направление изменения *PT*-параметров. Видно, что в гранулитовых комплексах (3), развитых преимущественно на континентах, отсутствуют прогрессивные ветви, то есть в минеральных ассоциациях не сохранились сведения о возрастании *PT*-параметров метаморфизма [1]. Это значит, что при высокой температуре скорости диффузии компонентов в минералах настолько велики, что следы более ранних процессов бесследно исчезают

пределах земной коры в виде *PT*-петли (группа 1 на рис. 2), вдоль которой максимум давления достигается при 12 кбар, то есть на глубине около 35 км. Сохранность инверсионной зональности обусловлена относительно низкотемпературными условиями метаморфизма, при которых скорости диффузионного выравнивания концентраций в силикатных минералах ничтожны [6].

2. Под номером 2 на диаграмме рис. 2 приведена группа *PT*-трендов для метаморфических комплексов складчатых областей, окаймляющих на континентах древние кристаллические щиты [5]. Как и для пород первой группы, для них характерны обе ветви регионального метаморфизма: прогрессивная и регрессивная. В них также широко распространена инверсионная зональность минералов, сохранение которой обусловлено относительно низкими значениями температуры.

3. Группа трендов 3 на рис. 2 относится к гранулитовой фации [5] – наиболее глубоко метаморфизованным породам. Среди пород этой фации встречаются такие, которые изначально образовались на поверхности Земли в виде известняков, песчаников, глин и вулканических пород. Накопление мощных вулканогенно-осадочных толщ приводило

к постепенному погружению их на глубины около 30 км. Они претерпевали прогрессивный метаморфизм. Однако запись этого этапа метаморфизма в виде зональности минералов в породах не сохраняется из-за высокой температуры, способствующей быстрому диффузионному выравниванию составов минералов [1, 6]. Достигнув пика *PT*-параметров, эти породы вновь поднимались к поверхности Земли.

Итак, *PT*-тренды на рис. 2 отражают особенности термического режима погружения пород на большие глубины и последующий их подъем в разных геологических структурах. Это объективная и достаточно точная запись изменения условий метаморфизма, отражающего крупномасштабную конвекцию в гравитационном поле Земли, определяемая законами гидродинамики [7, 8]. Никакими другими моделями, кроме гравитационных, эту конвекцию объяснить невозможно, особенно если учесть повсеместное развитие таких явлений. Так, по диффузионным Fe–Mg каймам в крупных зернах граната удалось определить, что регрессивный этап метаморфизма пород гранулитовой фации метаморфизма в Ханкайском комплексе длился не более 8 млн лет [6]. Эта оценка близка к результатам изотопно-геохронологических исследований упомянутых выше гранулитов пояса Лимпопо (ЮАР). Здесь длительность метаморфического процесса определена в 8,5 млн лет. Но за 2 млн лет породы поднялись из нижней части земной коры, то есть с глубины 30–40 км, до уровня 12–13 км. Это значит, что скорость перемещения материала в земной коре составляет около 8–5 мм/год, что почти в пять раз превышает скорость эрозии и соответствующего осадконакопления материала в глубоководных бассейнах. При этом следует учесть высокую вязкость метаморфических пород: при относительно низких значениях температуры (400–600°C) она достигает величин порядка 10^{20} пуаз. Это на 16–18 порядков выше вязкости силикатных магматических расплавов, относительно быстро изливающихся на поверхность земной коры.

Накопления крупных масс осадочных пород в глубоководных бассейнах хорошо известны в областях интенсивного сноса материала с континентальных окраин. Но, как показано в начале статьи, объем накопленного материала несопоставим с теоретически рассчитанным объемом тех осадков, которые могли быть снесены благодаря процессу эрозии. Из этого ясно, что эрозионная модель не может объяснить *PT*-петли на рис. 2.

Известна также модель термальной конвекции, согласно которой породы на глубине кондуктивно разогреваются, частично разуплотняются и как следствие всплывают к поверхности Земли. Теоретическими расчетами и экспериментами доказано, что для пород с низкой температуропроводностью механизм кондуктивного теплопереноса неэффективен. Кроме того, погружение пород на большие глубины

приводит преимущественно к их уплотнению под воздействием высокого давления. И лишь при очень высоких dT/dP градиентах возможно их тепловое разуплотнение. Такие градиенты, однако, в земной коре практически не встречаются. Термальная модель не позволяет численно смоделировать процесс конвекции даже при допущении, что горные породы соответствуют по своим свойствам ньютоновской жидкости: при вязкости 10^{20-19} пуаз температура его инициирует, но не поддерживает в стационарном режиме.

Более эффективной оказалась иная термоконвективная модель, обусловленная гравитационным перераспределением пород в земной коре под воздействием флюидно-теплого потока [3]. Количество материала, снесенного с континентальной коры в бассейне осадконакопления в процессе эрозии, несопоставимо с объемом вулканогенных пород. Даже ложе окраинных морей, наиболее крупных бассейнов аккумуляции снесенного с континентов материала, на 80–90% состоит из вулканических пород, возникших в процессе активной деятельности подводных вулканов. Состав и плотность этих пород закономерно изменяются в сторону верхних частей вулканогенных толщ: низы разрезов сложены кислыми вулканитами, затем следуют андезиты, а верхи представлены базальтами [9]. Плотность кислых пород примерно на 20% ниже плотности базальтов. Ясно, что разрезы таких толщ потенциально неустойчивы в гравитационном поле Земли: любое термальное возмущение приведет к снижению вязкости и плотности пород и в пределах каждой такой толщи произойдет гравитационное перераспределение материала. Если геологический разрез двухслойный, то возникнут простые диапиры — прямые аналоги соляных диапиров, которые возникают из пластов каменной соли (NaCl) и благодаря более низкой плотности и вязкости всплывают в верхние части разрезов силикатных и карбонатных осадочных толщ [8].

С появлением мощных компьютеров появилась возможность численного моделирования геодинамических процессов в рамках классической гидродинамики. Как и в случае термальной модели, в первом приближении можно использовать однородную ньютоновскую жидкость для PT -условий подъема и остывания пород группы 3 на рис. 2. Анализ такого моделирования дан в специальной работе [3]. Здесь же заметим, что заданная вязкость пород варьировала в пределах 10^{19} – 10^{20} пуаз, а градиент плотности не превышал $0,7 \text{ г/см}^3$. Моделирование проводилось по специально разработанной на основе метода конечных разностей программе DIAPIR с помощью рабочей станции SUN для бесконечного по простиранию разреза. Химическое взаимодействие между слоями при этом не рассматривалось.

Скорость гравитационного перераспределения пород в земной коре определяется многими парамет-

рами. И не только абсолютными их значениями, но их послышным различием. Как отмечено выше, развитие простейшего двухслойного гравитационно неустойчивого разреза в любом случае приведет к формированию диапира менее вязкого и менее плотного вещества в вышележащем более плотном и более вязком веществе. Таковы, например, интрузии гранитных магм в относительно однородные толщи вулканогенных или осадочных пород [2]. В случае многослойных разрезов с дискретным распределением вязкости и плотности снизу вверх по разрезу градиент температуры типа 3 на рис. 2 может привести к образованию гранитогнейсовых куполов в так называемых гранит-зеленокаменные поясах (ГЗП). Они распространены в выступах наиболее древней коры континентов, сформировавшейся более 3 млрд лет тому назад. С их эволюцией, как правило, связаны месторождения высококачественных железных руд, золота и других полезных ископаемых. Обычно зеленокаменные пояса сложены слабометаморфизованными породами (метабазальтами, метакватцитами, полосчатыми железокремнистыми формациями типа КМА), и они прорываются гранитными диапирами. Диапиры имеют купольное строение и оконтурены зонами гнейсов. Их формирование неплохо моделируется пятислойной моделью, согласно которой достаточно мощные грибовидные диапиры медленно формируются в средней части разреза (рис. 3). Скорость их дальнейшего подъема к поверхности становится бесконечно малой. Вместе с тем сравнительно недавно стало известно о прорывании ГЗП огромными, объемом в несколько тысяч кубических километров, гранулитовыми комплексами, для которых характерны лишь прогрессивные PT -тренды (рис. 2, группа трендов 3). Эти гранулитовые комплексы всегда не только моложе вмещающих их пород ГЗП, но они менее плотные и более горячие. В силу этого вокруг них в породах ГЗП возникает метаморфическая зональность. Более того, из геохимических и петрологических данных все более становится очевидным, что гранулитовые комплексы — это нижние, богатые SiO_2 и Al_2O_3 части разрезов ГЗП. Приток горячих флюидов из мантии много десятков и даже сотен миллионов лет спустя инициирует гравитационное перераспределение пород в пределах ГЗП. В результате к поверхности Земли достаточно быстро, за 8–9 млн лет, всплывают гигантские массы гранулитового вещества, образуя своеобразные тела гарполигов (гарп — серп в переводе с греческого). Таковы гранулитовые пояса Лимпопо (ЮАР, Зимбабве, Намибия), Лапландский гранулитовый пояс (Кольский полуостров, Финляндия, Норвегия) и ряд других, для которых на сегодняшний день имеются достаточно веские доказательства их происхождения. На рис. 4 представлена двумерная модель для сценария возникновения и развития гранулитового пояса Лимпопо (ГПЛ) с использованием базы данных по свойствам горных пород. Связь температуры с

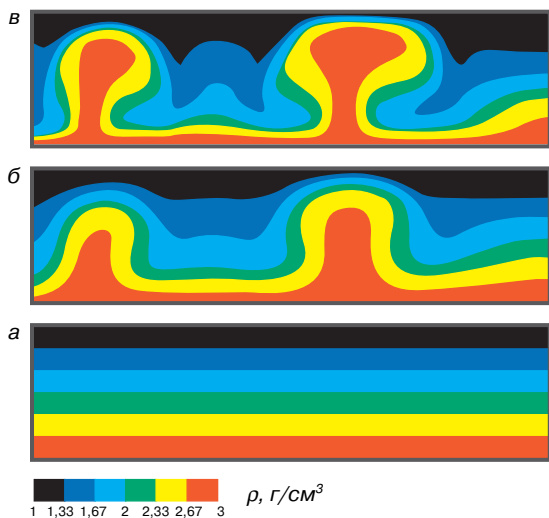


Рис. 3. Результат численного моделирования сценария гравитационного упорядочения по пятислойной модели [3]. Плотность и вязкость каждого слоя указаны на рисунках. Температура постоянная, а давление пропорционально нагрузке пород в разрезе. Выбранная мощность разреза 12 км, максимальная вязкость $10^{19.5}$ пуаз (верхний слой), минимальная 10^{17} пуаз (нижний слой). Химическое взаимодействие отсутствует: а – исходное состояние в нулевой момент времени; б и в – процесс гравитационного упорядочения модели с образованием промежуточных относительно устойчивых форм (диапиров) в последующие моменты времени

глубиной определяется *PT*-трендами, выведенными для гранулитов пояса Лимпопо на основе детальной минеральной геотермобарометрии, основанной на исследовании реакционных структур [1]. Помимо автора этих строк все эти данные были собраны и обработаны Т.В. Герей, О.Г. Сафоновым, профессорами Д.Д. ван Реененом и С.А. Смитом (Ранд Африкан университет, Йоханнесбург, ЮАР) в рамках инициативного МНФ проекта MJ2000. Сценарий во всех деталях воспроизводит эволюцию ГПЛ, которую за последние 25 лет удалось воссоздать некоторым участникам недавнего проекта на основе лишь геологических методов. А на рис. 5 приведена численная трехмерная модель развития поверхности Лапландского гранулитового пояса, рассчитанная на основе имеющихся в нашем распоряжении геологических и петрологических данных. Завершающий этап формирования этого пояса относится к периоду 1,9–1,85 млрд лет тому назад.

Как известно, кора континентов в первом приближении состоит из двух оболочек: нижней – базальтовой и верхней – гранитной. Нижняя более плотная и вязкая. Это значит, что процесс гравитационного перераспределения пород в первичных вулканогенно-осадочных разрезах не остановился на уровне образования гранит-зеленокаменных поясов,

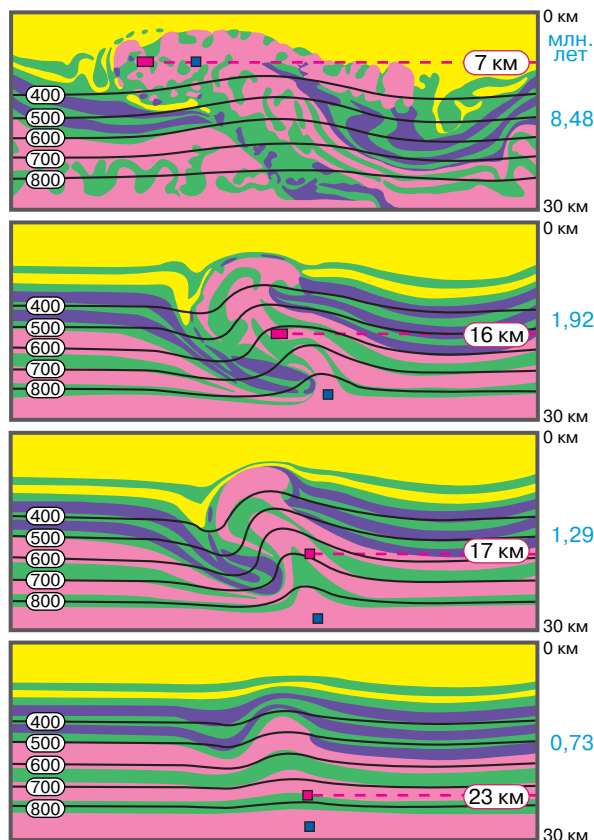


Рис. 4. Результат численного моделирования сценария образования гранулитового пояса Лимпопо в пределах гранит-зеленокаменных поясов Каапвааль (ЮАР) и Зимбабве на примере гравитационного упорядочения 12-слойной ритмичной модели с дискретным изменением плотности и вязкости кверху разреза. Мощность разреза $h = 30$ км (по вертикальной оси она нормирована к единице), максимальная вязкость $10^{19.5}$ пуаз (верхний слой разреза), минимальная 10^{17} пуаз [2]. Время каждого случайно выбранного момента формирования комплекса указано справа от каждого фрагмента. Значками обозначены два условных образца пород, по которым есть возможность отслеживать перемещение гранулитов к поверхности Земли. Цвета соответствуют составам и свойствам пород, участвующим в гравитационном перераспределении: красный – гранулиты (плотность $2,6 \text{ г/см}^3$), зеленый – metabазальты (3 г/см^3), синий – коматииты ($3,3 \text{ г/см}^3$), желтый – осадочные породы ($2,3 \text{ г/см}^3$) докембрия, слой которых возник перед внедрением диапира гранулитов. Изотермы – в $^{\circ}\text{C}$

а дошел до конца. Каков же должен быть механизм такого перераспределения?

Опыт изучения вулканогенно-осадочных разрезов показывает, что их слоистость далеко не всегда изменяется по разрезу однородно, как это продемонстрировано на примере разреза вулканогенной толщи, слагающей ложе окраинного моря (см. рис. 3). Чаше это ритмически-неоднородные толщи [3, 8]. Каждый ритм в них состоит из последовательности

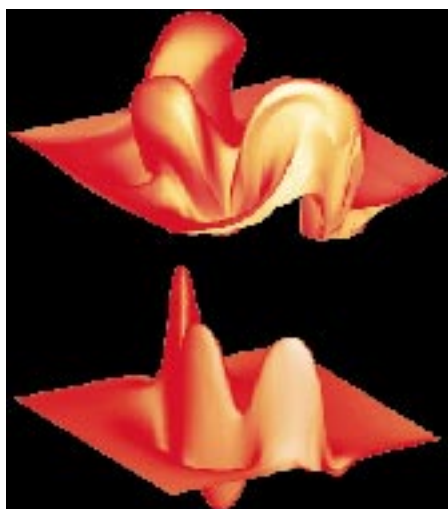


Рис. 5. Трехмерная модель поверхности Лапландского гранулитового пояса, залегающего в виде диапира среди пород Беломорского кратона и зеленокаменного пояса Иннари (Финляндия)

пород с разными физическими свойствами. При такой структуре можно говорить о гравитационной неустойчивости не всего первичного разреза, а о локальной потенциальной неустойчивости слоев в отдельных его ритмах. При нагревании таких ритмически-слоистых толщ, сложенных породами разной плотности и вязкости, гравитационная неустойчивость в каждом данном ритме реализуется в виде перераспределения отдельных слоев в зависимости от их вязкости и плотности. Нагрев пород снижает их вязкость и обуславливает гравитационное перераспределение материала в каждом данном ритме. Взаимодействие ритмов в конечном итоге приводит к лавинообразному гравитационному перераспределению вещества во всей толще. Оказалось, что этот механизм описывается уравнениями цепной реакции. Как и в случае взрыва и горения, этот механизм обеспечивает катастрофически быстрые процессы: в случае ритмически-слоистых толщ скорости гравитационного перераспределения возрастают на несколько порядков. В геологически значимых скоростях относительно низкоплотные породы могут достаточно быстро подняться к поверхности Земли с глубин порядка 25–30 км.

Предварительные оценки показывают, что скорости полного гравитационного упорядочения первичных слоисто-ритмических разрезов в первом приближении сопоставимы с приведенными выше скоростями всплывания гранулитовых комплексов в верхние части земной коры даже при кондуктивном подводе тепла. Но флюидные потоки катализируют процесс, и скорость тепломассопереноса резко возрастает. Численное моделирование показало, что такой механизм весьма эффективен в приложении к породам земной коры. Им легко объясняются

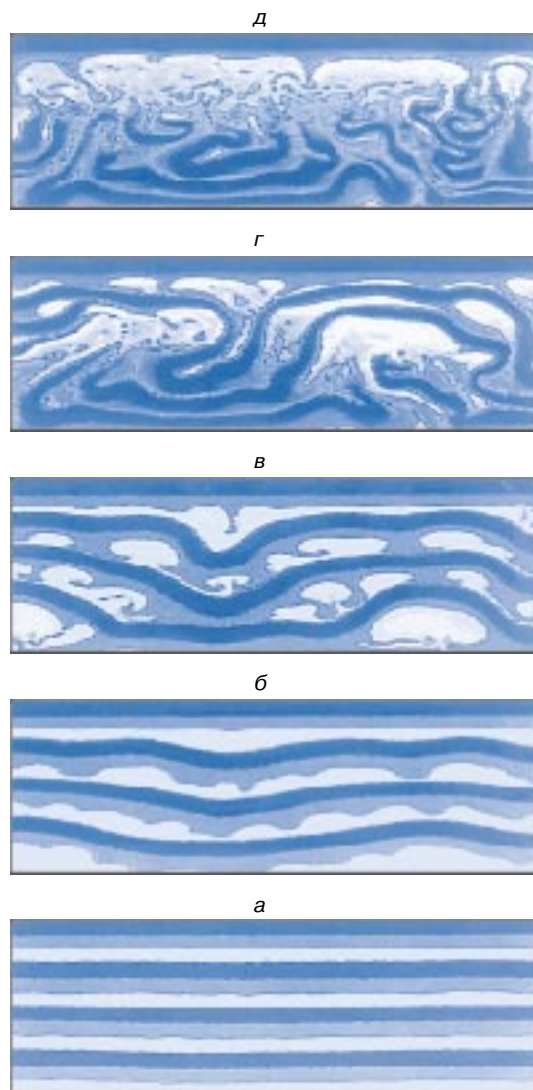


Рис. 6. Модель образования развитой континентальной коры по механизму цепной реакции. Конечная структура модели – полное разделение земной коры на два слоя: базальтовый (нижний) и гранитный (верхний) – за геологически реальное время – не достигнута. Однако полученная структура достаточно точно соответствует петрологическим и сейсмическим данным о глубинном строении континентальной земной коры. Модель получена в результате численного моделирования сценария гравитационного упорядочения 12-слойного четырехритмового разреза с дискретным изменением плотности и вязкости сверху каждого ритма [2]. Граничные условия и параметры такие же, как на рис. 4: а – исходное состояние гравитационной неустойчивости в нулевой момент времени; б, в и г – процесс гравитационного упорядочения модели с образованием промежуточных неустойчивых форм в последующие моменты времени; д – окончательная морфология разреза. Время в условных единицах: а = 0; б – 0,278; в – 0,408; г – 0,601; д – 0,701 (первые миллионы лет)

PT-тренды метаморфизма (рис. 2), отражающие широкомасштабную циркуляцию в ней метаморфических комплексов.

В качестве примера рассмотрим четырехритмовый разрез с трехслойным строением каждого ритма (рис. 6). Первичный разрез в целом гравитационно устойчив. Но отдельные ритмы в нем потенциально неустойчивы, так как плотность слоев возрастает вверх по разрезу. Термальное возмущение пород вдоль *PT*-тренда группы 3 на рис. 2 приводит к гравитационному перераспределению слоев в каждом ритме. В результате лавинообразного процесса значительная часть менее плотных и менее вязких пород всплывает к поверхности, а более плотный материал опускается в нижнюю часть коры. Подробное описание механизма процесса гравитационного перераспределения подробно рассмотрено в работе [3]. Там приведен не только математический аппарат описания процесса гравитационного перераспределения пород, но и его приложение к конкретным геологическим объектам. Все они представлены гигантскими телами, форма которых в разрезе очень напоминает рис. 4 и 5.

Кроме рассмотренных выше метаморфических пород, образованных в условиях нормального *PT*-градиента, существуют комплексы, сформированные при аномально высоких значениях давления. Например, в последние годы открыты алмазные метаморфические комплексы. Причем сложены они обычными регионально метаморфизованными породами с реликтовыми минералами, которые могли возникнуть лишь при очень высоких значениях давления, соответствующих глубинам более 120 км. Среди таких минералов — мелкий алмаз, часто встречающийся в сростках с цирконом (Zr_2SiO_4) и Са–Mg карбонатами, коэсит (высокобарная форма кремнезема), глиноземистые сфен (твердый раствор систем Al_2O_3 – $CaTiO_3$) и рутил (TiO_2 – Al_2O_3), а также калийсодержащий клинопироксен (твердый раствор $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ – $KAlSi_2O_6$). Такие аномальные явления пока не нашли физического объяснения: нам неизвестен механизм, который позволил бы погрузить крупные массы континентальной коры в верхнюю мантию на глубину более 120 км и вернуть их на дневную поверхность. Петрологи настойчиво работают сейчас над этой и подобными проблемами, стараясь разгадать загадки, задаваемые природой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы рассмотрели примеры применения минеральной термобарометрии для двух реологически различных типов горных пород: магматических и метаморфических. Из этого обзора очевидно, сколь широк спектр приложения теории фазового соответствия [1]. На первый взгляд локальное химическое равновесие минералов в объемах микронного масштаба, с одной стороны, и перемещение в про-

странстве десятков, а порой и сотен тысяч кубических километров горных пород — с другой, являются несовместимыми проблемами. Однако тщательный анализ минеральных равновесий позволяет совместить эти объекты и достаточно корректно решить сложную геологическую задачу. И чем она сложнее, тем интереснее путь к ее решению. Он неизменно приводит к новым открытиям.

Конструктивный отзыв Соросовского профессора В.С. Попова на рукопись этой статьи способствовал ее доступности широкой аудитории.

Индексы некоторых минералов и некоторые величины

Dm — алмаз (diamond); *Gr* — графит; *Grt* — твердый раствор граната $(Fe, Mg, Ca)_3Al_2Si_3O_{12}$; *Cpx* — клинопироксен $= Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$; $[KAl]Si_2O_6$ = жадеит; *Ol* — оливин $= (Fe, Mg)_2SiO_4$; *Spl* — шпинель, $(Fe, Mg)(Cr, Al)_2O_4$; $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$; *T* — температура, °C; *P* — давление, кбар; $h = 3 * P$ (кбар) — глубина протекания процесса в земной коре, км.

ЛИТЕРАТУРА

1. Перчук Л.Л. Фазовое соответствие и геологическая термобарометрия // Соросовский Образовательный Журнал. 1996. № 6. С. 74–82.
2. Попов В.С. Магматизм Земли // Там же. № 1. С. 74–81.
3. Perchuk L.L., Podladchikov Yu.Yu., Polyakov A.N. Geodynamic Modeling of Some Metamorphic Processes // J. Metamorph. Geol. 1992. Vol. 10. P. 311–318.
4. Аранович Л.Я. Минеральные равновесия многокомпонентных твердых растворов. М.: Наука, 1991.
5. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973.
6. Герасимов В.Ю. Температурная эволюция метаморфизма и обратимость минеральных равновесий. М.: Наука, 1992.
7. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993.
8. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1983.
9. Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А. Магматизм и происхождение земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989.

* * *

Леонид Львович Перчук, доктор геолого-минералогических наук, профессор, академик Российской академии естественных наук и Международной Академии наук высшей школы, зав. кафедрой петрологии МГУ, главный научный сотрудник Института экспериментальной минералогии Российской Академии наук. Автор более 300 статей и 15 монографий.