УДК 550.361

© Поляк Б.Г., Хуторской М.Д.

ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ: СУПЕРПОЗИЦИЯ НЕСТАЦИОНАРНЫХ ФАКТОРОВ

Поляк Б.Г., Хуторской М.Д.

Геологический институт РАН, Москва, Россия

e-mail: polyak@ginras.ru

Показано, что распределение кондуктивного теплового потока, наблюдаемого на континентах в разбуренном интервале глубин, создано серией мантийных импульсов, вызывавших в коре тектоно-магматическую активность. Разная величина этих импульсов – как синхронных в разных регионах, так и последовательных в одном и том же геоблоке – главная причина дисперсии значений наблюдаемого теплового потока. Эти значения в пунктах измерений – результат суперпозиции не только всех предыдущих мантийных импульсов, но также и других разнородных нестационарных явлений.

Ключевые слова: тепловой поток (наблюдаемый, коровый, мантийный), радиогенное тепло, изотопия гелия, тектоно-магматическая активность, эрозия континентов.

It is shown that the distribution of conductive heat flow observed in the continent inside drilled depth interval was created by series of mantle impulses causing tectonic and magmatic activity in the crust. Different magnitude of these impulses being synchronous in different regions and successive in the same geoblock, is the main reason for dispersion of the observed values of the heat flow. These values are in points of measurement – the result of a superposition of not only all previous mantle impulses but other heterogeneous transient phenomena as well.

Keywords: heat flow (observed, crustal, mantle), radiogenic heat, helium isotopes, tectono-magmatic activity, continental erosion.

Тепловой поток из недр (ТП) – один из главных геодинамических параметров. Он отражает современный суммарный энергетический эффект всех прошлых и текущих глубинных процессов и тем самым количественно ограничивает круг реалистических геотектонических моделей, описывающих структурно-вещественную эволюцию геосфер и в том числе земной коры. Он происходит из генетически разных источников, абсолютный и относительный эффекты которых неодинаковы на разных глубинных уровнях (на поверхности коры, разделе М, подошве литосферы) и изменяются во времени.

Среди этих источников один из важнейших – радиогенная теплогенерация в недрах, которая непрерывно ослабевала по мере исчерпания радиоактивных элементов. Короткоживущие радиоактивные изотопы ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{60}Fe и т.п. полностью распались уже в течение первых десятков млн. лет жизни Земли. Выделявшееся при этом тепло усиливало энергетический эффект аккреции протопланетного вещества. Энергия, выделившаяся в ходе аккреции, привела к образованию «магматического океана» – почти полностью расплавленной силикатной оболочки, и плотностной дифференциации вещества Земли с формированием Fe-Ni – ядра, которая сопровождалась превращением в тепло еще и потенциальной гравитационной энергии. По современным представлениям [1, рис. 28.3], длительность этих высокоэнергетичных процессов составляла фактически не более 70 млн. лет, после чего в Земле сохранилась только часть их эффектов (остаточное тепло), а радиогенная теплогенерация определялась распадом одних долгоживущих изотопов $^{235, 238}$U, ^{232}Th и ^{40}K.

Еще одной причиной нагрева Земли была трансформация в тепло кинетической энергии ее вращения, которое после образования Луны замедлялось механизмом приливного трения. Но выделение «ротационно-генного» тепла, намного уступавшее другим источникам, снизилось еще на порядок уже в первый млрд. лет жизни Земли. В общем, диссипацией энергии приливного трения в разных геосферах, т.е. «внутренним трением в твердой Земле, несомненно, можно пренебречь» [2, стр. 47], что следует помнить при

попытках связать энергетику Земли с фрикционным разогревом.

Изучение современного ТП опирается на определение плотности кондуктивного теплового потока (q) во вскрытом горными выработками интервале глубин. Этот интервал по сравнению с радиусом планеты очень мал, так что такие данные характеризуют практически «поверхностное» значение кондуктивного ТП на границе твердой Земли – $q_{пов}$.

В каждом пункте измерений значение $q_{пов}$ может более или менее отличаться от величины глубинного кондуктивного ТП ($q_{гл}$) из-за действия искажающих последний приповерхностных факторов. К ним относятся: рассеченность рельефа дневной поверхности, разная теплопроводность и конфигурация геологических тел, слагающих разрез, циркуляция подземных флюидов, нарушающая условия кондуктивной теплопередачи, нестационарные процессы седиментации и эрозии, а также климатогенные вариации температуры на подошве слоя годовых теплооборотов, вносящие в геотемпературное поле геологически кратковременные возмущения.

Общей для всех этих факторов является теоретическая возможность количественной оценки их эффектов. Но данные, необходимые для этого, в пункте наблюдений редко известны в достаточном объеме с приемлемой точностью. Зато при осреднении результатов частных определений $q_{пов}$ в пределах крупного однородного геоблока (тектонической провинции) противоположные по знаку локальные эффекты каждого из факторов, искажающих $q_{гл}$, в той или иной мере взаимно компенсируются. Поэтому региональные средние (фоновые) оценки $q_{пов}$ приближаются к неискаженной глубинной величине ТП.

Анализ этих оценок показал, что они уменьшаются обратно пропорционально возрасту (t) тектоно-магматической активности в исследуемом геоблоке [3,4]. Это хорошо видно на дне Мирового океана в его участках не старше ~ 80 млн. лет [5], в чем проявляется остывание новообразованной океанической коры (литосферы). В континентальных же структурах характерное время проявления этой связи, получившей имя *heat flow–age dependence* [6], на порядок больше, охватывая рифей-фанерозойский этап их истории (рис. 1).

Последний вывод неоднократно проверялся и уточнялся [5-7 и др.], так как по мере накопления данных дисперсия частных значений $q_{пов}$ затушевывала генеральный тренд, отчего некоторые исследователи даже усомнились в его существовании [8].

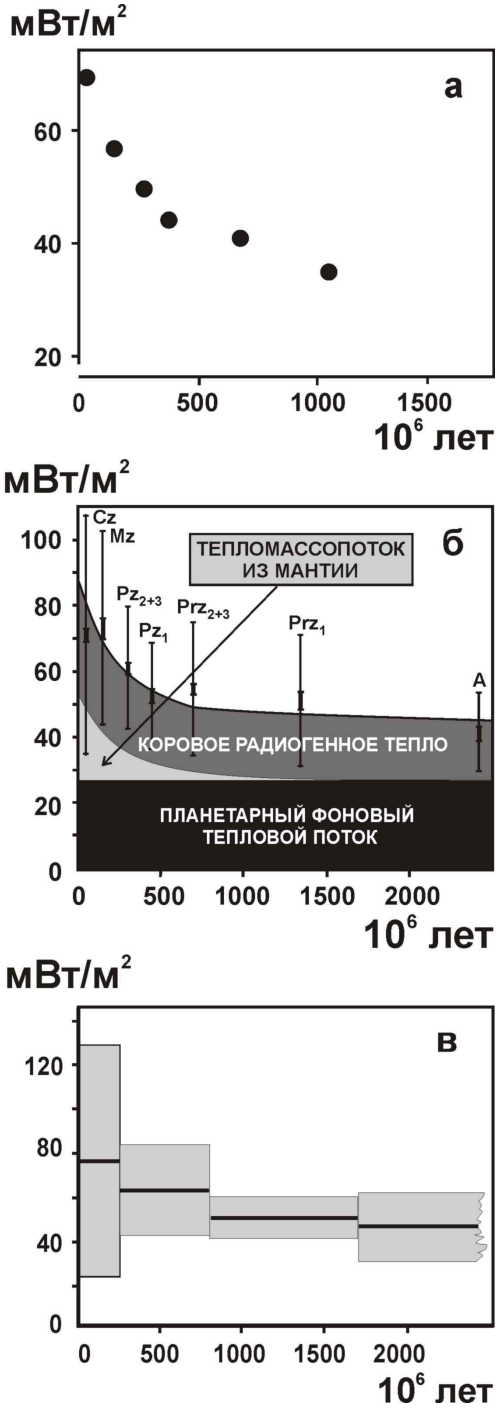

Рис. 1. Связь плотности фонового наблюдаемого теплового потока $q_{пов}$ с возрастом тектоно-магматической активности в континентальной коре по [4] (а), [7] (б), [9] (в)

Такие сомнения, однако, полностью опровергаются, в частности, анализом выборок, сгруппированных по абсолютному возрасту пород в районах наблюдений [9]. В этих выборках с уменьшением фонового ТП уменьшается и разброс частных значений $q_{пов}$. Но в доменах с возрастом пород старше 250 млн. лет этот разброс почти одинаков, а экстремальные значения $q_{пов}$ отличаются от среднего не более, чем на ~ 15-20% (рис. 1б). Сходство размаха вариаций наблюдаемого $q_{пов}$ в домезозойских доменах – следствие одинаковой интенсивности искажений глубинного ТП приповерхностными факторами в стабильных блоках континентальной коры.

Таким образом, связь q–t в континентальной коре проявляется практически лишь при анализе фоновых средних оценок $q_{пов}$ в крупных геоблоках. Она говорит о существовании в недрах временных и относительно локальных источников тепла, но позволяет идентифицировать такие источники только физически – традиционным для геофизики путем решения обратных задач, т.е. созданием расчетных моделей, в которых подбираются отвечающие темпу изменения q глубина источника, его форма, размеры, мощность и время существования [10 и др.]. Геологическая же природа источников при этом оставалась неизвестной, и они априорно отождествлялись с астеносферными диапирами. Доказать справедливость этого естественного предположения могло лишь выявление прямых вещественных признаков вторжения мантийного вещества в зонах повышенного ТП.

Это было сделано благодаря изучению изотопов гелия в свободно циркулирующих подземных флюидах. Как выяснилось, в водах докембрийских щитов отношение концентраций $^3He/^4He=R\approx(2\pm1)\cdot10^{-8}$ отвечает радиогенному гелию, возникающему в породах благодаря распаду урана и тория при их «кларковых» концентрациях, тогда как в газах вулканов и гидротерм мобильных поясов и других объектов, генетически связанных с дифференциацией и дегазацией мантии, оно на три порядка выше из-за присутствия в них следов первозданного гелия с $R\approx10^{-4}$, захваченного Землей при аккреции [11-13]. В областях фанерозойских складчатостей это отношение имеет промежуточные значения, уменьшающиеся по мере удревнения тектоно-магматической активности, как и плотность «поверхностного» ТП. Последний, таким образом, оказывается связанным с массопотоком, выносящим ^3He из мантии. Этот массопоток имеет силикатную природу, что вытекает из корреляции изотопных составов летучего гелия и литофильного стронция, обнаруженной в продуктах новейшей вулканической и гидротермальной деятельности [13 и др.].

Найденная взаимосвязь q–R доказала, что величина $q_{пов}$ отражает вынос тепла из мантии, вызывающий в коре тектоно-магматическую активность (ТМА). Как показывают геологические наблюдения, в истории практически любого блока континентальной коры эта активность проявлялась неоднократно. Ее многофазность в конкретном геоблоке свидетельствует о последовательном проявлении нескольких мантийных импульсов, каждый из которых влиял на геотермическое поле. Возраст же той или иной фазы ТМА отражает только время проявления импульса, но не его масштаб. Судя по тому, что масштабы этой активности – как синхронной в разных регионах, так и разновременной в одном и том же участке коры – различались, вызывающие ее мантийные импульсы имели разную величину и, соответственно, разное время релаксации.

Это и есть еще одна и, по-видимому, важнейшая общая причина затушевывания связи q и t в фанерозойских складчатых областях. Если в разных районах одного геоблока происходили разновременные и/или разномасштабные мантийные импульсы, ответственные за те или иные фазы магматической активизации, они должны были привести к различию в этих районах плотности глубинного кондуктивного теплопотока и соответствующей дисперсии наблюдаемых частных значений $q_{пов}$, которая, естественно, усугубляется всеми другими факторами, искажающими глубинный теплопоток.

При одноразовой ТМА в истории земной коры изменение $q_{гл}$ должно выражаться зависимостью

$$q_{гл}\rightarrow f(M,t),$$

где M – масса мантийного вещества, внедрившегося в кору в момент t. Величина $q_{гл}$ должна быть одинаковой во всех геоблоках, синхронно подвергшимся равновеликим импульсам (например, M_1 в момент t_1). Но если величина (мощность) таких импульсов в разных блоках была разной, в них будут разными и величины $q_{гл}$.

Если в истории конкретного геоблока мантийные импульсы происходили неоднократно, то при постоянных температуре и теплоемкости вторгающегося в кору вещества величина $q_{гл}$ в каждом пункте должна отвечать суммарному эффекту всех импульсов:

$$q_{гл} \rightarrow f(M_1, t_1; M_2, t_2; M_3, t_3,; \ldots).$$

Если бы M_1, M_2, M_3 … были известны, то можно было бы вычислить «средний возраст» ТМА ($t_{ср}$) в пункте определения q.

Использование таких формальных оценок «среднего возраста», не отвечающих реальной дате любого из серии происходивших термальных событий, ликвидировало бы дисперсию оценок $q_{пов}$, приписываемых одним и тем же этапам геологической истории.

Такой подход может объяснить встречающиеся в геоблоке, подвергшемся воздействию импульса M_1 в эпоху t_1, обратные соотношения $q_{пов}$ в его участках, претерпевших повторную активизацию в моменты t_2 и t_3. Если деформация глубинного теплового потока приповерхностными искажающими факторами всюду незначительна ($q_{гл} \approx q_{пов}$), то в таких районах наблюдаемые величины значения $q_{пов}$ больше, чем в районах, не испытавших повторной активизации. Когда $M_2/M_1 \leq M_3/M_1$, $q_{3пов} > q_{2пов}$. Если же $M_2/M_1 > M_3/M_1$, то $q_{3пов} \leq q_{2пов}$ в зависимости от величины t_3/t_2 (см. рис. 2).

Изложенные представления уточняют структуру «поверхностного» ТП. Но для того, чтобы оценить роль каждого из разновременных мантийных импульсов в формировании наблюдаемого ТП, нужно учесть масштабы скрытой (плутонической) разгрузки мантийного вещества в кору, по-видимому, намного превышающей открытую (вулканическую). Следы последней, к тому же, в той или иной мере уничтожаются последующей эрозией, так что возможность надежной количественной оценки геотермического эффекта каждого импульса сомнительна.

Многоактность ТМА на континентах при разномасштабности ее проявлений представляется важнейшей, хотя и не единствен-

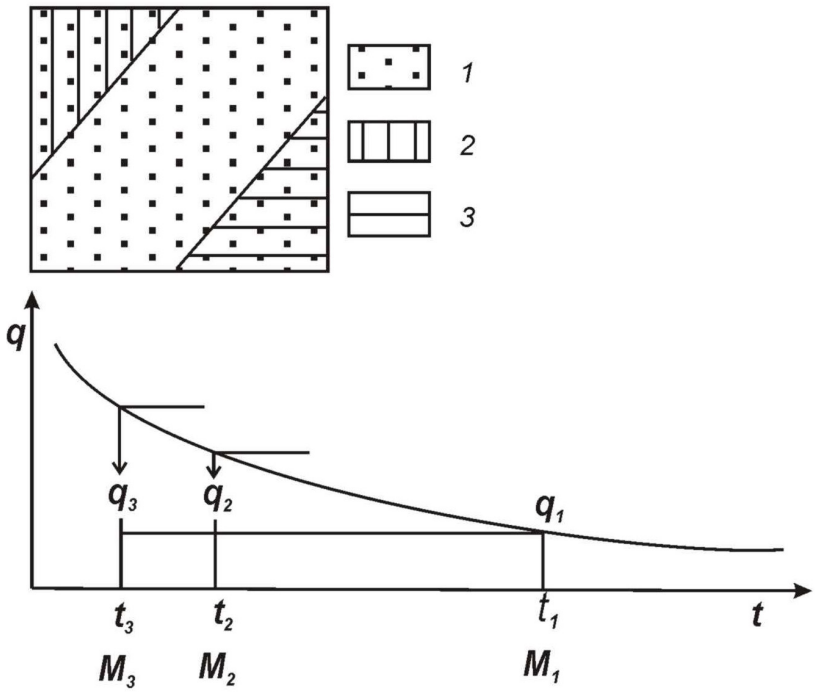

Рис. 2. Соотношение величин плотности наблюдаемого теплового потока на участках разновозрастной тектоно-магматической активизации. 1 – блок, испытавший ТМА в эпоху t_1 импульсом M_1; 2-3 – блоки, испытавшие повторную активизацию в эпохи t_2 и t_3 импульсами M_2 и M_3, соответственно (пояснения в тексте)

ной причиной дисперсии значений наблюдаемого ТП. Его величина в конкретном пункте создается, помимо действий вышеназванных искажающих факторов, суперпозицией не только мантийных импульсов, но и ряда других разнородных явлений, которые роднит их нестационарность.

Это, прежде всего, тектонические перемещения горных масс, которые сопровождаются перемещением тепла, аккумулированного в породах. В молодых подвижных поясах вертикальные движения, сопровождающиеся либо седиментацией погружающихся масс и их соответствующим нагреванием, либо эрозией воздымающихся относительно «горячих» блоков, создают в этих поясах дифференциацию $q_{пов}$, как это уже отмечалось в [4]. Но и субгоризонтальные движения, выражающиеся в образовании надвигов или явлениях субдукции/обдукции, наиболее масштабных в зоне перехода от континента к океану, более или менее сильно деформируют геотермическое поле, вызывая отличия наблюдаемого ТП от глубинного. Такие нестационарные термоаномалии по механизму возникновения относятся к адвективному теплопереносу. Но, в отличие от климатогенных, они гораздо более «долгоживущие». Так, отрицательные аномалии $q_{пов}$ в N_2-Q предгорных прогибах и межгорных депрессиях, прогибавшихся со скоростью >0.1 см/год, релаксируют в течение первых десятков миллионов лет [14]. В случае же шарьирования крупных пластин литосферы в линейных складчатых поясах (Урал, Аппалачи и т.п.) вызванные этим отрицательные аномалии $q_{пов}$ не успевают релаксировать даже за сотни миллионов лет [15].

Еще одним элементом структуры ТП является радиогенная теплогенерация в породах (A). Экстраполяция величин «поверхностного» значения $A_{пов}$ (измеренного в породах, обнажающихся на дневной поверхности или вскрытых скважинами) на всю мощность континентальной коры оказалась ведущей к нереально высоким значениям $q_{пов}$, так что уже давно было ясно, что радиогенная теплогенерация с глубиной в ней уменьшается. Это подтвердили наблюдения в скважинах на древних щитах и особенно наглядно в 14-километровом разрезе структуры Вредефорт в Южной Африке [16] (рис. 3). Региональные особенности этого уменьшения выяснились

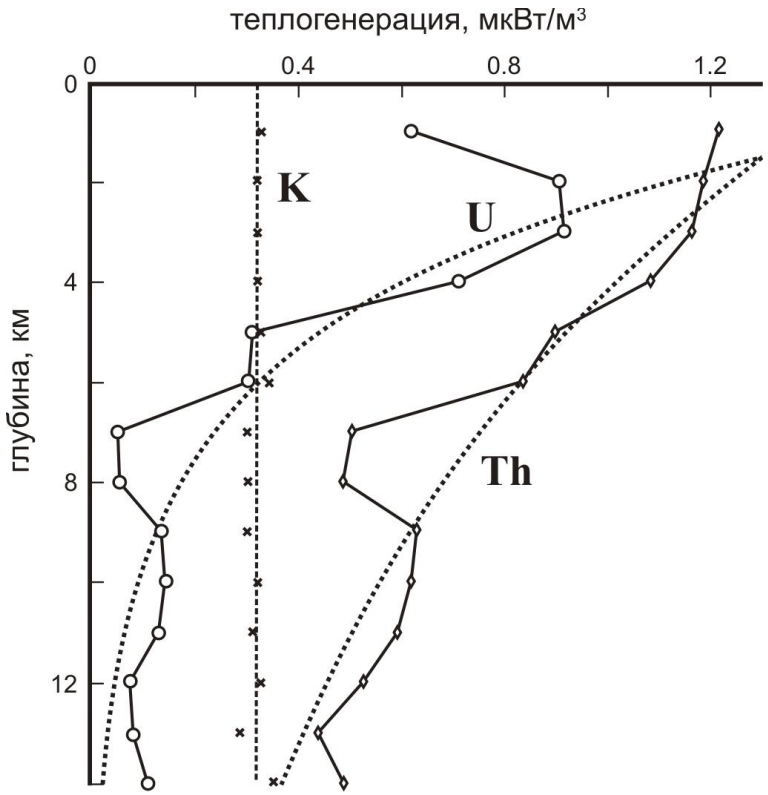

Рис. 3. Убывание радиотеплогенерации с глубиной в структуре Вредефорт, Южная Африка (по данным [16]). Кружки – данные для урана, ромбы – для тория, крестики – для калия. Кривые – экспоненциальная аппроксимация трендов для урана и тория, прямая – средняя оценка для калия

после выявления [7, 15 и др.] корреляционных зависимостей вида $q_{пов}=A_{пов}\cdot D+q_{ред}$. В этих выражениях параметр D характеризует скорость убывания значений $A_{пов}$ с глубиной (чем он меньше, тем она больше), а величина $q_{ред}$ определяет восходящий кондуктивный ТП на подошве этого слоя «активной теплогенерации». При этом была отмечена отрицательная корреляция $A_{пов}$ с возрастом ТМА. Эту корреляцию стали рассматривать как отражение региональных масштабов эрозии континентальной коры, удаляющей из ее разреза самую богатую радиоэлементами верхнюю часть, но количественные оценки этого явления противоречивы.

Так, И.Виторелло и Г.Поллак на основании изучения 28 регионов разных континентов получили оценки, суммированные в таблице 1. Согласно этим оценкам, величина A_0 убывает с ослабевающей скоростью в течение всей истории континентальной коры, что графически выражено на рис. 4. Этот вывод противоречит приведенному в той же работе [7] рисунку 5, на котором тренд убывания A_0 (или $A_{пов}$ в нашей терминологии) по мере удревнения возраста тектоно-магматической активности виден только в блоках не старше 1 млрд. лет, а во всех более древних блоках величины как «поверхностной» теплогенерации A_0, так и суммарного радиогенного теплового потока из коры выглядят одинаковыми. С другой стороны, на том же рис. 5 И.Виторелло и Г.Поллак графически показали темпы эрозии, уменьшающей гео-

Таблица 1

Интенсивность радиогенной теплогенерации (A_0) на поверхности континентальной коры, согласно [7]

Возраст консолидации коры	Число изученных образцов, N	$A_{0\ средн.}$, мкВт/м^3	$\pm\sigma$, мкВт/м^3	Погрешность*) оценки $A_{0,средн.}$ $1.96\cdot\sigma/\sqrt{N}$
Кайнозой+мезозой	376	3.62	2.0	0.20
Поздний палеозой	1857	3.38	1.1	0.05
Ранний палеозой	88	2.21	1.9	0.39
Поздний протерозой	403	2.44	1.2	0.12
Ранний протерозой	68	1.88	0.55	0.13
Архей	426	1.68	1.0	0.09
Всего	3218	2.54-2.59	0.8-1.4	0.03-0.05

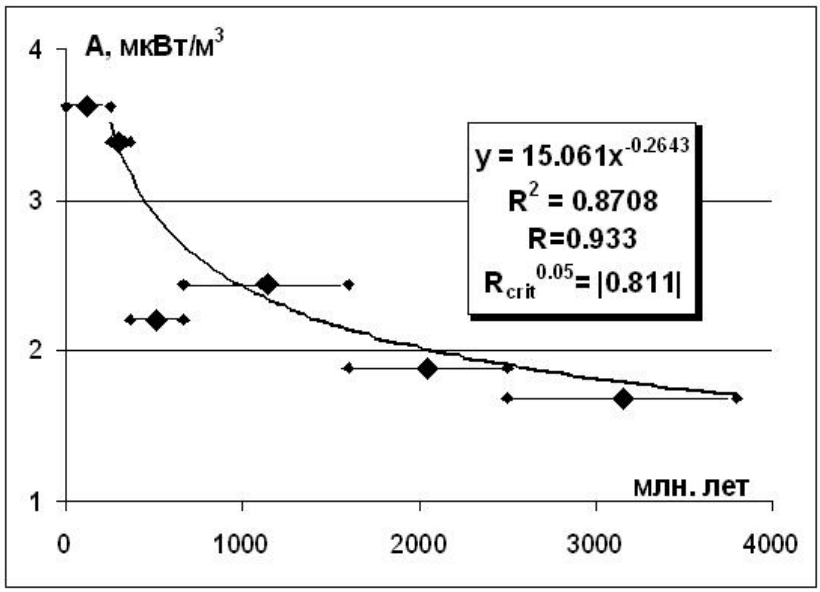

Рис. 4. Убывание поверхностной радиотеплогенерации A_0 по мере удревнения возраста тектоно-магматической активности по [7] (см. таблицу 1)

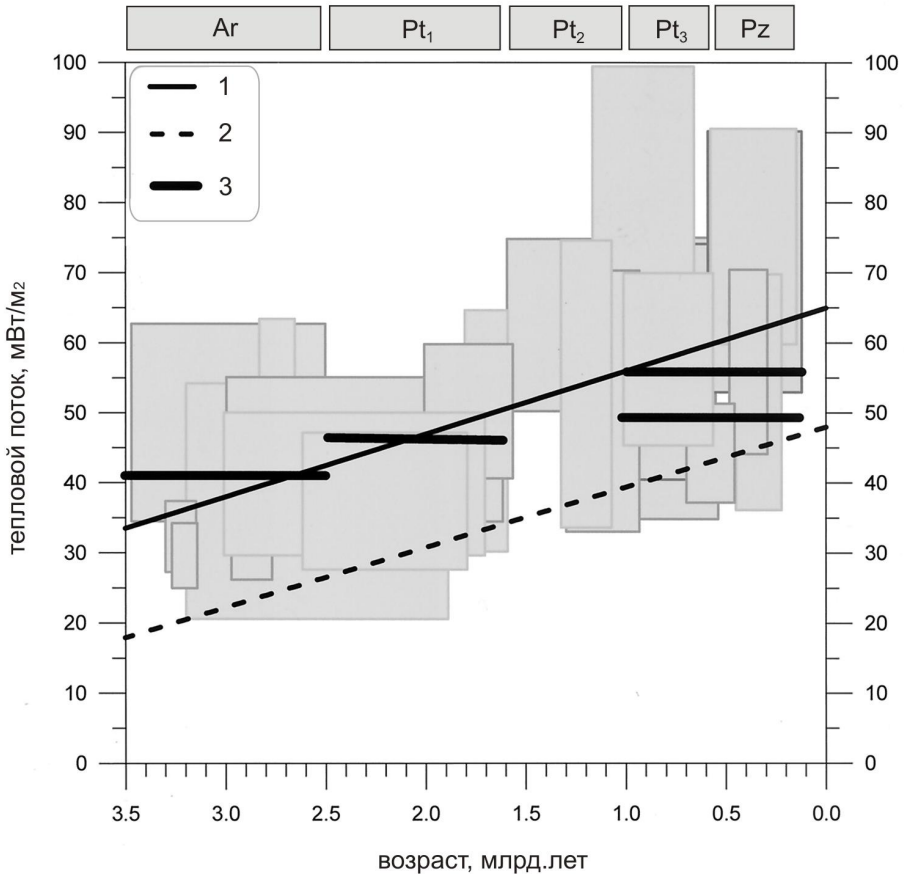

Рис. 5. Зависимость корового и мантийного теплового потока от геологического времени в предположении, что радиогенный тепловой поток инвариантен на протяжении всей геологической истории [24]: 1 – фитинг для зависимости теплового потока с поверхности от времени (τ –млрд. лет), аппроксимируемый как q_{sur} = 65-9·τ; 2 – фитинг для редуцированного теплового потока: q_r = 48-9·τ; 3 – средние значения теплового потока с поверхности для провинций различного возраста (серые прямоугольники)

термический эффект радиогенной теплогенерации в коре: около 1.5 км за первые 100 млн лет, более 2 км за 200, 4 км за 400 и почти 6 км за 1.6 млрд лет.

Основываясь на данных о PT-условиях метаморфизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) и некоторых других фанерозойских складчатых поясах, влияние эрозии на радиогенный тепловой поток из земной коры можно оценить иначе.

Как считает Н.Л. Добрецов [17], в ЦАСП могут быть выделены две параллельные зоны метаморфических пород, имеющие субширотное простирание, совпадающее с простиранием тектонических структур. Северная зона состоит, в основном, из среднетемпературных ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации, а южная представлена низкотемпературными зеленосланцевой и глаукофан-сланцевой фациями. Последняя, как известно, формируется в условиях низких температур (100-250°C) и относительно высоких давлений (6-12 кбар) [18]. Такие условия характерны для зон субдукции океанических плит [17], включая как современные (Япония, Сахалин, Камчатка), так и древние (Пенинские Альпы, пояс Сумбагава в Японии, Тянь-Шань, Урал, Восточный Казахстан и др.), т.е. области, в которых из-за погружения относительно холодных блоков в литосфере возникал сравнительно низкотемпературный режим. В то же время, этот процесс сопровождался огромными стрессовыми напряжениями, соответствующими литостатической нагрузке 40-45-километрового слоя литосферы.

Таким образом, зоны субдукции (обдукции) по своим термодинамическим условиям являются концентраторами проявлений метаморфизма глаукофан-сланцевой и зеленосланцевой фаций. Как убедительно показано в работе [19], Южно-Монгольский пояс герцинид, в котором развиты данные фации, сформирован в результате субдукции океанической плиты Палеотетиса.

Во время закрытия Палеотетиса в Южной Монголии (320-270 Ма) температура образования глаукофановых сланцев достигалась на глубинах 6.5-8 км [14], тогда как сегодня эти породы обнажаются на поверхности [17]. Следовательно, в ходе геологической истории верхние 8 км коры были здесь эродированы. Если эрозия происходила с постоянной скоростью на протяжении всей послепермской истории, то эта скорость должна была составлять 0.03 мм/год.

Северная метаморфическая зона ЦАСП в позднем палеозое характеризовалась термодинамическим режимом эпидот-амфиболитовой фации. По нашим модельным расчетам, в это время температура на глубине 25-30 км составляла 450-500°С [20]. В этом случае аналогичные рассуждения приводят к выводу, что за 200 млн лет после образования сводового поднятия в северном Монгольском мегаблоке было эродировано 25 км коры, т.е. скорость эрозии составляла 0.12 мм/год.

Полученные расчетные значения скоростей эрозии в обоих случаях сравнительно низки. Немногим выше они и в других складчатых поясах. Так, в Альпах [21] она составляет 0.8 мм/год, в Скандинавии [22] и в Шотландии [23] – 0.6 мм/год. При таких скоростях эрозии 10-километровый «слой активной теплогенерации», существовавший в геологическом прошлом, мог быть эродирован за ~20 млн лет.

Таким образом, во всех палеозойских и тем более докембрийских складчатых поясах во время их формирования поверхностная радиогенная теплогенерация (РТГ) и, соответственно, радиогенный коровый ТП были существенно выше современных. Пенепленизация складчатых поясов по сравнению с их возрастом происходила относительно быстро. Если так, то можно считать, что в течение архея, протерозоя и большей части фанерозоя РТГ не менялась, что и показано на рис. 5. Но в мезозое и, особенно, в кайнозое, значение эрозии при формировании РТГ играло большую роль и уменьшало значение радиогенного ТП, что схематически показано на рис. 6. Как видно из этого рисунка, временной тренд компонентов теплового потока принципиально схож с моделью «*heat flow–age dependence*», которая предлагалась в работе [7], но отличается масштабом времени эрозии.

Подводя итоги, можно констатировать, что в тепловом режиме литосферы выделяются две компоненты ТП: тепловой поток, образующийся из-за распада радиоактивных элементов в земной коре, и тепловой поток, поступающий к ее подошве (его принято называть мантийным). Его природа более сложная. Он формируется за счет многих стационарных и нестационарных факторов, к которым, кроме радиогенной теплогенерации в подкоровых глубинах, относятся переход

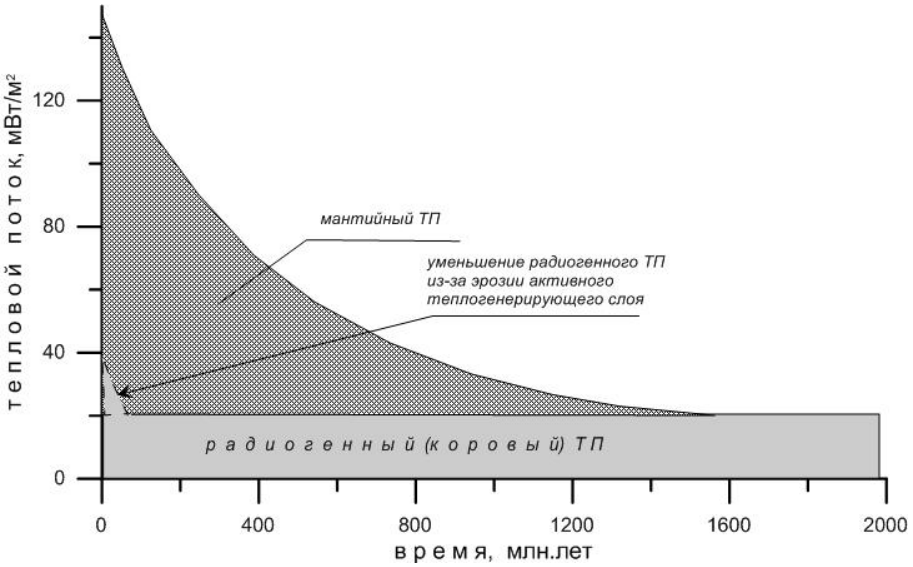

Рис. 6. Зависимость корового и мантийного теплового потока от геологического времени с учетом влияния эрозии верхнего слоя РТГ

потенциальной энергии в процессе гравитационной дифференциации вещества Земли в тепловую, остаточное тепло аккреции планеты, ротационногенное тепло, а также тепломассоперенос при движениях подкоровых масс. Именно многофакторность мантийного теплового потока обусловливает его эволюцию в геологическом времени. Постепенное затухание интенсивности геодинамических проявлений является причиной наблюдаемого тренда теплового потока, который принято называть «*heat flow-age dependence*».

Гетерогенные геотермические эффекты эволюции планеты разновелики и реализуются в разных масштабах времени – измеряемых миллиардами лет распада долгоживущих радиоизотопов в случае планетарного геоэнергетического баланса и сотнями миллионов в термической истории континентального блока, когда им сопутствуют мантийные импульсы, ответственные за «*heat flow – age dependence*», а также обусловленные напряженным состоянием коры разнонаправленные тектонические движения. Последние совершаются и быстрее, за миллионы или первые десятки миллионов лет, но релаксация вызываемых ими возмущений геотермического поля может длиться много дольше, в зависимости от размеров перемещаемых блоков.

Таким образом, наблюдаемый в континентальном блоке кондуктивный тепловой поток образован сложной суперпозицией нестационарных процессов, разных по природе, локализации, масштабам и темпам проявления. Это сильно затрудняет точное определение плотности глубинного теплового потока и детализацию ее вариаций в конкретных тектонических структурах, хотя общее уменьшение ТП с течением геологического времени несомненно.

Эти исследования велись при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты 14-05-00082 и 14-05-00012).

Список литературы

1. Tolstikhin I.N., Kramers J.D. The Evolution of Matter from the Big Bang to Present Day. Cambridge University Press, 2009. 521 pp.
2. Стейси Ф. Физика Земли, М.: Мир, 1972. 342 с.
3. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Тепловой поток на континентах // Доклады АН СССР, 1966, т. 168 (1), 170-172.
4. Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника, 1968, № 4, 3-19.
5. Sclater J., Francheteau J. The implication of terrestrial heat flow observations on current tectonics and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth // Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1970, 20, no. 5, 509-542.
6. Chapman D., Pollack H. Global heat flow: a new look // Earth. Planet. Sci. Lett., 1976, 28, no. 1, 23-32.
7. Vitorello I., Pollack H. On the variation of continental heat flow with age and thermal evolution of continents // J. Geophys. Res., 1980, 85, no. B2, 983-995.
8. Rao R.U.M., Rao G.V., Reddy G.K. A dependence of continental heat flow – fantasy and facts // Earth. Planet. Sci. Lett., 1982, 59, no. 2, 288-302.
9. Sclater J., Parsons B., Jaupart P. The heat flow through oceanic and continental crust and heat losses from the Earth // J. Geophys. Res., 1981, 86, 11535-11552.
10. Смирнов Я.Б. Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали // Труды МОИП, 46, отд. геол., М.: Наука, 1972. 52-74.
11. Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 222 с.
12. Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.:Наука, 1988. 192 с.
13. Галушкин Ю.А. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносностию М.: Научный мир, 2007. 456 с.
14. Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: РУДН, 1996. 289 с.
15. Morgan P., Sass J.H. Review: Thermal regime of the continental lithosphere // J. geodynamics, 1984, v.1, 143-166.
16. Nicolayson L.O., Hart R.J., Gale N.H. The Vredefort radioelement profile extended to supracrustal strata at Carletonville, with implications for continental heat flow // J. Geophys. Res. v.86. 1981. P. 10653-10661.
17. Метаморфические комплексы Азии. Новосибирск.: Наука. 1977. 350 с.
18. Turner F.J. Metamorphic petrology: mineralogical and field aspects. N.Y.: McGraw-Hill. 1968. 403 p.

19. Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолюк В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) //Геотектоника. №6. 1983. С.13-29.
20. Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В., и др. Тепловой режим недр МНР. М.: Наука. 1991. 126 с.
21. Clark S.P., Jaeger E. Denudation rate in the Alps from geochronology date and heat flow date //Amer. J. Sci. V.267. 1969. P. 1143-1160.
22. Royden L., Hodges K.V. A technique for analyzing the thermal and uplift histories of eroding orogenic belts: a Scandinavian example // J. Geophys. Res. V.89. 1984. P.7091-7106.
23. England P.C., Richardson S.W. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments // J. Geol. Soc. London. V.134. 1977. P.201-213.
24. Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res. V. 106, N b8. 2001. P.16387–16414.