

УДК 550.361

СТРУКТУРА ТЕПЛООВОГО ПОТОКА В ПАЛЕОЗОИДАХ  
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

© 2015 г. М. Д. Хуторской, С. М. Ляпунов

Представлено академиком РАН Ю.Г. Леоновым 12.11.2014 г.

Поступило 25.11.2014 г.

DOI: 10.7868/S0869565215340186

Природа теплового потока из недр Земли, который фиксируется в любой точке поверхности планеты, обсуждается уже более двух веков, а с начала XX века, точнее, со времени открытия явления радиоактивности (1896 г.), стали говорить о роли радиогенной теплогенерации в тепловом режиме планеты. Сейчас общепризнано, что радиоактивный распад является мощным источником энергии, обуславливающим значительную долю приходной части энергетического баланса. Однако структура теплового потока, как было выяснено в процессе многочисленных исследований, состоит из нескольких компонентов, происхождение которых связано не только с радиогенным теплом.

По мнению авторов [1] наблюдаемый тепловой поток с поверхности планеты связан, как минимум, с тремя факторами: 1 – с радиоактивным распадом содержащихся в литосфере теплогенерирующих элементов (главным образом  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  и  $^{40}\text{K}$ ); 2 – с поступлением в литосферу тепла из “конвектирующей мантии” за счет трансформации потенциальной энергии плотностной дифференциации в тепловую<sup>1</sup> и 3 – с тепловой энергией, поступающей в литосферу при конвекции магмы и флюидов из нижележащих геосфер во время процесса орогенеза\*\*. Расчет вклада этих компонентов является ценным материалом для понимания строения литосферы и подлитосферной мантии.

Более сорока лет назад была открыта связь между тепловым потоком с поверхности  $q_{sur}$  и величиной радиогенной теплогенерации близповерхностных пород ( $A_{sur}$ ) [2]. Установленная положительная корреляция оказалась значимой для

<sup>1</sup> Этот компонент теплового потока иногда называют “гравитенным теплом” [6].

\*\*Авторы даже применили термин “орогенное тепло” при описании этого компонента теплового потока.

целого ряда регионов, которые были названы “провинциями теплового потока” [3, 4], и описывалась линейной зависимостью

$$q_{sur} = q_r + DA_{sur},$$

где  $q_r$  – редуцированный тепловой поток, который в первом приближении можно ассоциировать с тепловым потоком, поступающим к подошве слоя активной радиотеплогенерации<sup>2</sup>,  $D$  – коэффициент линейной регрессии, численно равный  $\text{tg } \alpha$  ( $\alpha$  – угол наклона линии регрессии)<sup>3</sup>. Сравнение параметра  $D$  (км) для различных провинций теплового потока привело к выводу, что, с одной стороны, он является критерием для выделения этих провинций [4], а с другой, характеризует степень дифференциации вещества земной коры, т.е. чем меньше  $D$ , тем кора больше дифференцирована по содержанию долгоживущих радиоизотопов – их концентрация быстрее убывает с глубиной [5]. В [6] приведены данные о величине  $D$  в ряде провинций теплового потока. Так, для архейских блоков в пределах Супериор и Онтарио Канадского щита и Вредефорт (Ю. Африка)  $D = 4\text{--}7$  км, а в протерозойских блоках Аризоны  $D = 7\text{--}8$  км, столько же в палеозоидах Аппалачей, хотя в каледонидах Англии и Уэльса  $D = 16$  км.

Детальное изучение распределения теплогенерирующих элементов с глубиной, проведенное на образцах из глубоких и сверхглубоких скважин Канадского щита и южной части Африканской платформы, заставили исследователей обратить внимание на особенности переноса U, Th и K в земной коре. Фракционирование этих элементов контролируется разноглубинными процессами, что отражается в различии параметра  $D$  для этих трех элементов [5]. Эти процессы включают первичную дифференциацию коры, глубинную циркуляцию флюидов, сопровождающую магматизм и метаморфизм, и циркуляцию метеорных вод (рис. 1). Если учесть различие параметра  $D$  для

<sup>2</sup> В классификации [1] это компонент 2 плюс компонент 3.

<sup>3</sup>  $\text{tg } \alpha = \frac{\Delta q}{\Delta A} = [(\text{Вт} \cdot 10^{-3} \text{ м}^{-2}) / (\text{Вт} \cdot 10^{-6} \text{ м}^{-3})] = \text{м} \cdot 10^3 = \text{км}$ .

каждого элемента, то формула линейной регрессии примет вид

$$q_{sur} = q_r + D_U A_{surU} + D_{Th} A_{surTh} + D_K A_{surK}.$$

Наверное, не случайно, вводя термин “индекс дифференциации”  $D_I = \frac{A_{sur}}{A_{\Sigma}}$ , [7], для его написания авторы выбрали то же обозначение. Физический смысл  $D_I$  понятен, если его рассчитывать по формуле

$$D_I = \frac{A_{sur} H}{q - q_m},$$

где  $H$  – мощность коры,  $q$  и  $q_m$  – соответственно поверхностный и мантийный тепловые потоки.

В понимании природы редуцированного теплового потока также заметна эволюция. Первоначально его понимали как тепловой поток, поступающий снизу к подошве слоя активной теплогенерации на глубине  $D$  [3], т.е. он состоял из теплового потока, генерируемого в мантии и в нижней, обедненной радиоэлементами коре. В дальнейшем редуцированный тепловой поток стали отождествлять с мантийным тепловым потоком на границе  $M$  [6]. Но и это понимание продержалось недолго. Ошибки в интерпретации оценок  $q_r$  связывали, во-первых, с учетом латеральных неоднородностей теплопроводности и теплогенерации в средней и нижней коре [8], во-вторых, с влиянием утолщенных литосферных корней [9, р. 396]) на тепловой поток из конвектирующей мантии [10]. Таким образом, ставить знак равенства между  $q_r$  и мантийным тепловым потоком с границы  $M$  можно лишь при допущении, что вся кора ниже слоя активной теплогенерации  $D$  сложена ультрабазитами с очень низким содержанием теплогенерирующих элементов.

Это небольшое значение показывает, что даже на уровне теоретических рассуждений в вопросах понимания структуры теплового потока не всё ясно. Тем не менее, на региональном уровне самые результативные исследования в данном направлении относятся к районам древних платформ. Наиболее продвинутыми являются результаты, полученные на основе данных глубокого бурения на Канадском щите и в Южной Африке [9, 11, 12], а также в Кольской сверхглубокой скважине СГ-3 [13].

Целью данной работы являлось количественное обоснование компонентов и структуры теплового потока в Центрально-Азиатском складчатом поясе (ЦАСП) на основе детального определения величины радиогенного теплового потока. Нами впервые проведен синтез данных о структуре теплового потока для обширной территории ЦАСП, включающей районы Северного и Центрального Казахстана, Тянь-Шаня и Монголии. Данные о концентрации долгоживущих изотопов получены по образцам керн из скважин рудных

месторождений на этой территории. Анализ порошковых проб был выполнен рентгенофлуоресцентным методом на спектрометре “S4 Pioneer” в аккредитованной лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Из полученных в результате анализа валовых концентраций  $U$ ,  $Th$ ,  $K$  были вычислены концентрации основных теплогенерирующих изотопов  $^{238}U$ ,  $^{232}Th$  и  $^{40}K$ , исходя из предположения, что изотопы распространены в природе следующим образом:  $^{238}U$  – 99.27% от общего  $U$ ,  $^{232}Th$  – 100%,  $^{40}K$  – 0.0117% от общего  $K$ .

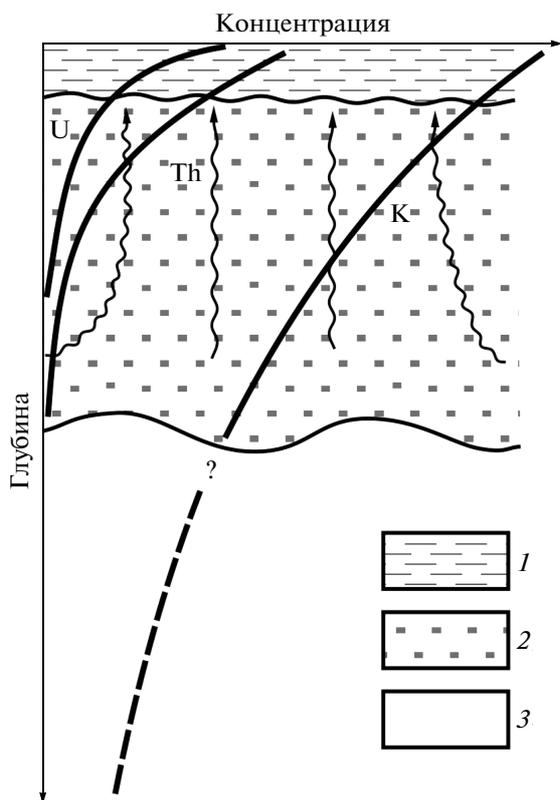
При анализе соотношения корового и мантийного тепловых потоков в ЦАСП мы априорно приняли экспоненциальную модель изменения теплогенерации с глубиной, хотя ранее проведенные нами расчеты  $A_{sur}$  (мкВт/м<sup>3</sup>) были выполнены для отдельных слоев литосферы с учетом среднего содержания в них долгоживущих радиоизотопов [14, 15]:

Гранитно-метаморфический слой – 1.55
верхняя часть – 2.31
нижняя часть – 1.26
Базальтовый слой – 0.46
верхняя часть – 0.67
нижняя часть – 0.25
Верхняя мантия – 0.008

Полученные величины радиогенной теплогенерации для “послойной” модели с высокой степенью достоверности могут быть аппроксимированы экспоненциальным характером убывания теплогенерации. Учитывая, что параметр  $D$  в экспоненциальной модели численно равен глубине, на которой теплогенерация убывает в  $e$  (2.718) раз, ориентировочно можно указать его величину, если принять, что  $A_{sur} = 2.31$  мкВт/м<sup>3</sup> ( $2.31/2.718 = 0.85$  мкВт/м<sup>3</sup>). Интерполируя значения теплогенерации, можно предположить, что подошва слоя  $D$  находится в середине нижней части гранитно-метаморфического слоя земной коры.

Исходя из результатов интерпретации данных ГСЗ для региональных профилей в пределах ЦАСП, например, для профилей Балхаш–Темиртау, Темиртау–Петропавловск и Темиртау–Самара [Щукин Ю.К., личное сообщение, 1992], можно оценить мощность гранитно-метаморфического слоя в 15–16 км, а его нижнюю часть с граничными сейсмическими скоростями 6.0–6.2 км/с – в интервале от 11 до 16 км. Проверим, находится ли глубина слоя активной теплогенерации ( $D$ ) в этом диапазоне глубин при априорном задании экспоненциальной модели убывания теплогенерации.

При построении экспоненциальной модели радиотеплогенерации для каждого геотермического объекта, т.е. скважины, в которой измерял-



**Рис. 1.** Процессы, контролирующие распределение радиоактивных элементов в земной коре. Зоны циркуляции: 1 – метеорных вод; 2 – флюидов, сопровождающих магматические и метаморфические процессы; 3 – зона метаморфизма высоких степеней.

ся тепловой поток, величину  $A_{sur}$  рассчитывали по формуле

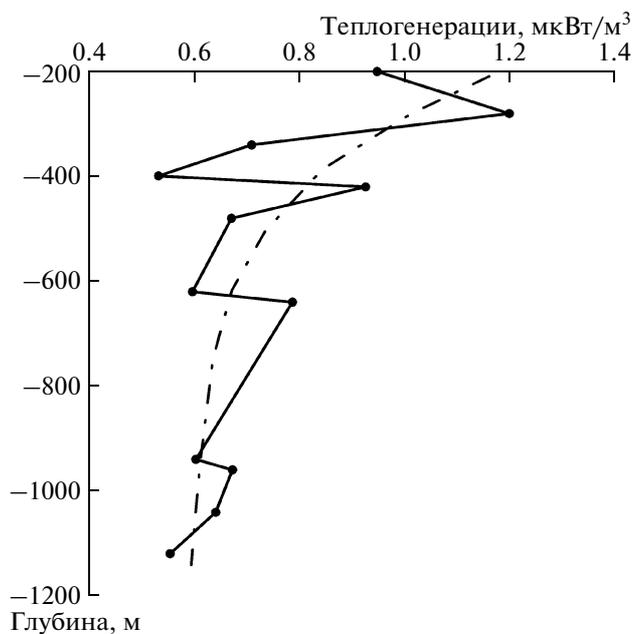
$$A_{sur}(\text{мкВт}/\text{м}^3) = 0.132\rho(0.718[U] + 0.193[\text{Th}] + 0.262[\text{K}]),$$

где  $[U]$ ,  $[\text{Th}]$  – концентрации урана и тория в г/т;  $[\text{K}]$  – в мас. %,  $\rho$  – плотность породы, г/см<sup>3</sup>. Эти данные получены аналитическими методами по отобраным в кернохранилищах образцам керна.

Возможность аппроксимации распределения теплогенерации по глубине экспоненциальной моделью доказывается эмпирическими данными, полученными нами на месторождении Бестюбе, скв. № 503 (рис. 2). Мы построили с помощью программы STATISTICA фитинговую кривую, априорно задав ее как экспоненту. Полученное экспоненциальное представление эмпирического распределения теплогенерации может быть описано уравнением

$$A_z = 1.2 \exp\left(-\frac{z}{12}\right)$$

при  $r^2 = 0.591$  ( $r_{0.05} = 0.576$  для одностороннего критерия Пирсона). В приведенной формуле значение 1.2 мкВт/м<sup>3</sup> – это поверхностная теплоге-



**Рис. 2.** Зависимость теплогенерации от глубины для скв. № 503 (Бестюбе).

нерация для Бестюбе, а значение 12 км в знаменателе экспоненты – параметр  $D$  для той же структуры.

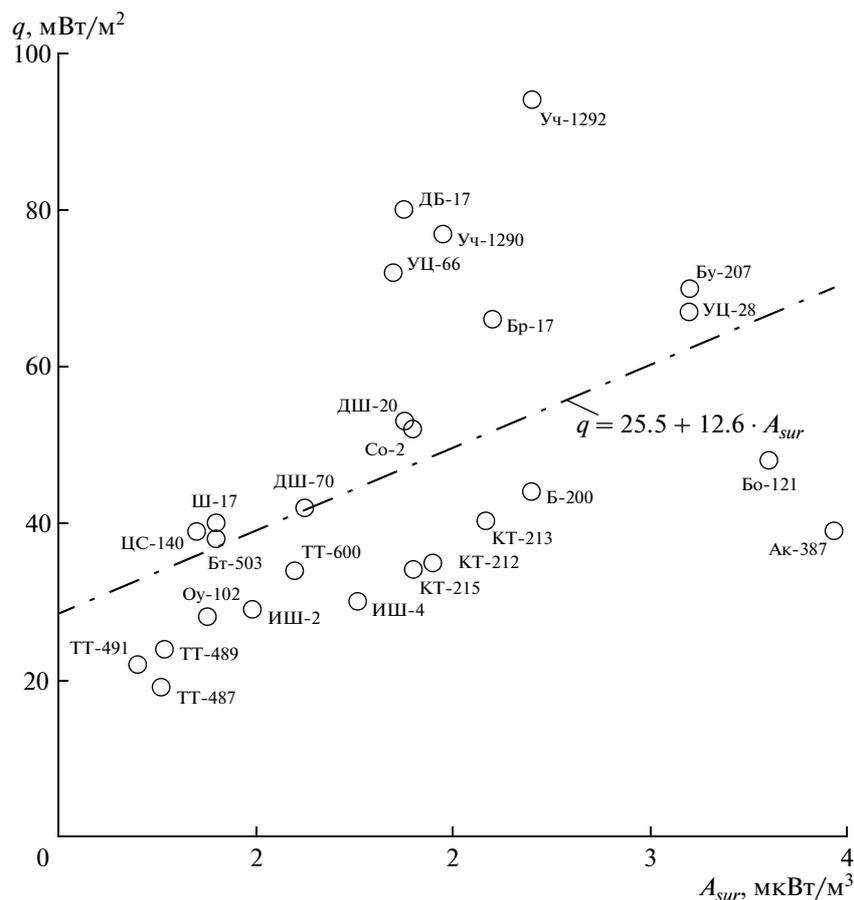
На рис. 3 представлена зависимость измеренного теплового потока на рудных месторождениях Центрального и Южного Казахстана, Тянь-Шаня и Монголии от величины поверхностной теплогенерации.

Тепловой поток, как видно из рис. 3, меняется от 20 мВт/м<sup>2</sup> на угольном месторождении Таван-Толгойт в Южно-Монгольском герцинском складчатом поясе до 94 мВт/м<sup>2</sup> на оловорудном месторождении Учкошкон в Кокшаальской зоне Южного Тянь-Шаня. Не менее значителен диапазон разброса значений поверхностной теплогенерации – от 0.44 мкВт/м<sup>3</sup> на том же Таван-Толгойте до 3.9 мкВт/м<sup>3</sup> на медно-порфировом месторождении Актогай в Прибалхашской впадине. Эти две выборки данных показали значимую парную корреляцию. Коэффициент корреляции  $r = 0.555$  ( $r_{0.05} = 0.344$  для  $n - 2 = 22^4$ ). Линейный характер зависимости теплового потока от поверхностной теплогенерации можно аппроксимировать уравнением

$$q = 25.5 + 12.6A_{sur},$$

из которого ясно, что  $q_r$  составляет 25.5 мВт/м<sup>2</sup>, а параметр  $D = 12.6$  км, т.е. лежит внутри интервала нашей оценки глубины нижней части гранитно-

<sup>4</sup>  $n$  – количество элементов в выборках;  $n - 2$  – число степеней свободы.



**Рис. 3.** Связь теплового потока  $q$  с поверхностной теплогенерацией  $A_{sur}$  для рудных месторождений ЦАСП;  $r = 0.555$ ,  $r_{0.05} = 0.323$  ( $f = n - 2 = 25$ ). У точек – месторождение и номер скважины: Уч – Учкошкон (Южн. Тянь-Шань); ДБ – Дунд-булаг; Уч – Ундур-Цаган; Бр – Бэрх; Бу – Буринхан; ДШ – Дзан-Ширэ; Ш – Шанд; ЦС – Цаган-Субурга; ТТ – Таван-Толгойт; Оу – Оуют; ИШ – Их-Шанхай (Монголия); Бт – Бестюбе; Со – Сарьой; Бо – Борлы; КТ – Сев. Катар; Ак – Акбокай (Центр. Казахстан)

метаморфического слоя и почти совпадает с расчетом  $D$  для месторождения Бестюбе.

Коровый радиогенный тепловой поток  $q_{кор}$  определяется интегралом

$$q_{кор} = \int_0^M A_{sur} \exp\left(-\frac{z}{D}\right) dz,$$

где  $M$  – мощность земной коры; ось  $z$  направлена вниз. Интеграл легко вычисляется, в результате чего получается формула

$$q_{кор} = DA_{sur} \left[ 1 - \exp\left(-\frac{M}{D}\right) \right].$$

После подстановки в эту формулу соответствующих значений параметров для районов ЦАСП, получаем расчетную величину корового (радиогенного) теплового потока  $26/2$  мВт/м<sup>2</sup>. Практически с учетом погрешности наших оценок соотношение корового (радиогенного) и редуцированного (мантийного) теплового потока составляет 50 : 50%.

Приведенные данные и расчеты показывают, что в палеозойских провинциях доли корового (радиогенного) и мантийного (гравигенного) тепловых потоков совпадают и определяют главные источники расходной части баланса внутриземной энергии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 14–05–00012).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Vitorello I., Pollack H.N. // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 983–995.
2. Birch F., Roy R.F., Decker E.R. // Heat Flow and Thermal History in New England and New York. Ch. 33. Studies in Appalachian Geology. N.Y., 1968. P. 437–451.
3. Roy R.F., Decker E.R., Blackwell D.D., Birch F. // J. Geophys. Res. 1968. V. 73. № 16. P. 5202–5221.
4. Roy R.F., Blackwell D.D., Decker E.R. // The nature of the solid Earth. N.Y.: McGraw-Hill, 1972. P. 506–543.

5. *Jaupart C., Sclater J.G., Simmons G.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1981. V. 52. P. 328–344.
6. *Morgan P., Sass J.H.* // J. Geodyn. 1984. V. 1. P. 143–166.
7. *Perry H., Jaupart C., Mareshal J.C., Bienfait G.* // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. P. 893–903.
8. *Furlong K.P., Chapman D.S.* // Geophys. Res. Lett. 1987. V. 14. P. 314–317.
9. *Rudnick R.L., McDonough W.F., O'Connell R.J.* // Chem. Geol. 1998. V. 145. P. 395–411.
10. *Nyblade A.A., Pollack H.N.* // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 12207–12218.
11. *Pinet C., Jaupart C., Mareshal J.C. et al.* // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 19941–19963.
12. *Rudnick R.L., Fountain D.M.* // Rev. Geophys. V. 33. 1995. P. 267–309
13. *Popov Y., Pevzner S., Pimenov V., Romushkevich R.* // Tectonophysics. 1999. V. 306. P. 345–366
14. *Баранов Г.М., Смыслов А.А., Харламов М.Г.* // Тр. ВСЕГЕИ. 1963. Т. 95. С. 61–69.
15. *Хуторской М.Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 289 с.