

## Тепловой поток из недр – индикатор глубинных процессов

Б.Г. Поляк\*, М.Д. Хуторской  
Геологический институт РАН, Москва, Россия

Обсуждаются геоэнергетические аспекты проблемы выноса внутриземного тепла в различных формах. Рассматриваются эндогенные причины дисперсии кондуктивного теплового потока – радиогенная теплогенерация, тектонические движения и магматизм (вулканизм), включая его скрытую и открытую разгрузку в виде вулканической и гидротермальной деятельности. Геологическая упорядоченность теплового потока в континентальной коре связывается с конвективной разгрузкой теплового потока из мантии, маркируемого изотопным составом гелия в свободно циркулирующих подземных флюидах. Совместный транспорт тепла и гелия, как и корреляция изотопных составов He в вулканических и гидротермальных газах и Sr в молодых лавах, свидетельствуют о силикатной природе теплового потока, исходящего из разноглубинных мантийных резервуаров.

**Ключевые слова:** геотермия, тепловой поток, теплоперенос, изотопное отношение гелия, магматизм, вулканизм

**Для цитирования:** Поляк Б.Г., Хуторской М.Д. (2018). Тепловой поток из недр – индикатор глубинных процессов. *Георесурсы*, 20(4), Ч.2, с. 366-376. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2018.4.366-376>

Тепловое поле Земли первым из геофизических полей привлекло внимание человека. Самые бурные проявления геотермальной активности – извержения вулканов – сыграли важную роль в формировании мифологических представлений о строении мира. Другая форма этой активности – горячие источники, которые с незапамятных времен использовались для хозяйственных бытовых нужд. Но и предметом научных исследований тепловое поле тоже стало раньше всех других геофизических полей. Количественные методы анализа в геотермии стали возможны после изобретения термометра Г. Галилеем в начале XVII века. Уже первые измерения температуры в шахтах и рудниках показали, что температура в них весь год неизменна, и что она увеличивается с глубиной. На это своеобразие теплового режима шахт обратил внимание М.В. Ломоносов, который в своем трактате «О вольном движении воздуха, в рудниках примеченном» (1763-1950) писал: «...Воздух в рудниках во всякое время целого года сохраняет равное растворение» (т.е. температуру). Рост температуры с глубиной указал на существование восходящего кондуктивного теплового потока (ТП) – одного из двух механизмов выноса внутриземного тепла.

Величина плотности теплового потока ( $q$ ), согласно фундаментальному закону Ж.-Б. Фурье, рассчитывается как произведение геотермического градиента и теплопроводности ( $k$ ):  $q = -k(i dT/dx + j dT/dy + k dT/dz)$ .

В реальных условиях существования в земной коре структурно-теплофизических неоднородностей, когда горизонтальные составляющие теплового потока не равны нулю, глубинный тепловой поток будет несколько отличаться от измеренного в вертикальных скважинах. Это можно учесть, если известна конфигурация слоев и теплопроводность каждого из них.

Но в подавляющем большинстве случаев аппроксимация геотермического градиента только вертикальной его компонентой практически не вносит заметной погрешности в результаты наблюдений, т.к.  $dT/dz$  много больше  $dT/dx$  и  $dT/dy$ . Поэтому без ущерба для точности измерений плотность ТП определяется формулой:  $q = -k \cdot grad_z T$  [мВт/м<sup>2</sup>], где  $k$  – коэффициент теплопроводности пород, а  $grad_z T = dT/dz$  – вертикальная компонента градиента температуры, измеренная во вскрытом горными выработками интервале глубин. Этот интервал по сравнению с радиусом планеты очень мал, так что измерения ТП характеризуют практически его «поверхностное» значение на границе твердой Земли –  $q_{нов}$  (точнее, на подошве гелиотермозоны, температура которой определяется климатическим фактором). Современное значение этого параметра в том или ином географическом пункте отражает суммарный энергетический эффект всех прошлых и текущих геологических процессов и тем самым количественно ограничивает круг реалистических геотектонических моделей, описывающих эволюцию геосферы.

### Тектоническая упорядоченность теплового потока

Измеренная величина  $q_{нов}$  может отличаться от ее глубинного значения из-за действия приповерхностных факторов, возмущающих геотермическое поле. К этим факторам, как известно, относятся расчлененность рельефа, морфология слагающих геологический разрез тел разной теплопроводности, циркуляция подземных флюидов, нарушающая условия кондуктивной теплопередачи, нестационарные процессы седиментации и эрозии, а также климатогенные вариации температуры, вносящие в геотемпературное поле геологически кратковременные возмущения. Данные, необходимые для количественной оценки влияния всех этих факторов, редко известны во всем объеме и с достаточной точностью. Но при осреднении результатов частных определений  $q_{нов}$  в пределах крупного однородного геоблока (тектонической

\* Ответственный автор: Борис Григорьевич Поляк  
E-mail: [polyak@ginras.ru](mailto:polyak@ginras.ru)

провинции) противоположные по знаку локальные эффекты каждого из факторов, возмущающих распределение кондуктивного теплопотока, в той или иной мере взаимно компенсируются. Поэтому региональные средние (фоновые) оценки  $q_{нов}$  приближаются к неискаженной (глубинной) величине ТП.

Анализ таких средних значений  $q_{нов}$  показал, что в коре материков ТП уменьшается при удревнении возраста ( $t$ ) ее складчатости (консолидации) или последующей тектономагматической активизации (Поляк, Смирнов, 1966, 1968; Hamza, Verma, 1969). Эта зависимость неоднократно проверялась (Sclater, Francheteau, 1970; Čermak, 1976; Kutas et al., 1976; Vitorello, Pollack, 1980; Sclater et al., 1981; и др.), получив в англоязычной литературе название «heat flow – age dependence» (Рис. 1). Время ее проявления в континентальных структурах охватывает рифей-фанерозойский этап их истории, но не менее реальна связь теплового потока и с возрастом океанической коры (Sclater, Francheteau, 1970; Смирнов, 1980).

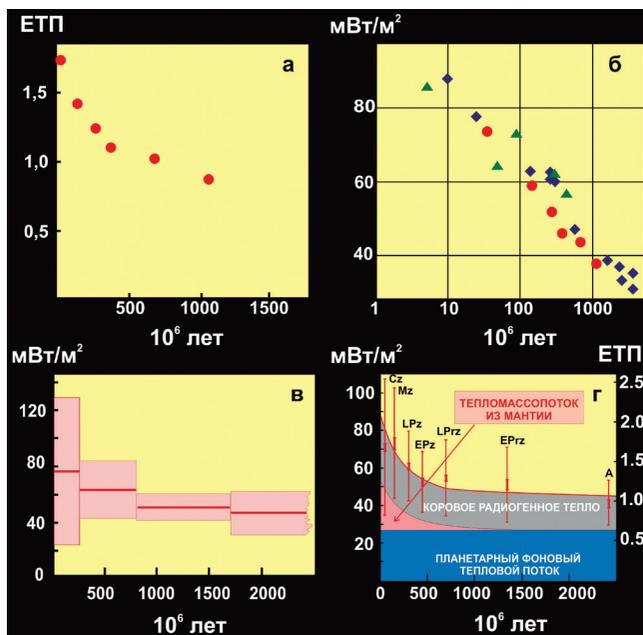


Рис. 1. Связь плотности «поверхностного» теплового потока с возрастом тектоно-магматической активности в континентальной коре. (а) – (Поляк, Смирнов, 1968), (б) – кружки по (а), ромбы по (Kutas et al., 1976), треугольники по (Čermak et al., 1976), (в) – по (Sclater et al., 1981), (г) – по (Vitorello, Pollack, 1980). 1 ЕТП – единица теплового потока,  $1 \cdot 10^6$  кал/см<sup>2</sup>·сек.

По мере накопления данных, общая тенденция изменения ТП в континентальной коре затушевывалась дисперсией частных значений  $q_{нов}$  и несовершенством (условностью) их геохронологической привязки. Однако существование генерального тренда было поддержано и другой группировкой частных оценок  $q_{нов}$  – по абсолютному возрасту пород в районах наблюдений (Рис. 1в). В таких выборках с уменьшением разброса оценок  $q_{нов}$  уменьшается и среднее их значение, т.е. фоновый ТП. В итоге реальность связи  $q_{нов}$  и  $t$  была подтверждена всеми позднейшими исследованиями, в том числе использовавшими гораздо больше эмпирических величин  $q_{нов}$  – 10337 (Pollack et al., 1993) и 19775 (Vieira, Hamza, 2011).

На континентах связь « $q-t$ » проявляется лишь при анализе фоновых средних оценок  $q_{нов}$  в крупных геоблоках,

указывая на существование в недрах временных и относительно локальных источников тепла. Однако эта связь показывает только, как распределен ТП по поверхности земного шара, но не объясняет, почему он так распределен. Она позволяет идентифицировать глубинные источники тепла только с физической стороны, а именно традиционным для геофизики путем решения обратных задач, т.е. подбором отвечающих темпу изменения  $q_{нов}$  параметров источника – его формы, размеров, глубины залегания, тепловой мощности и времени существования (Кутас, Гордиенко, 1972; Смирнов, 1972). Геологическая же природа источников при этом оставалась неизвестной. Они априорно отождествлялись с астеносферными диапирами, а их энергетический эффект символизировался нестационарным членом (Рис. 1г).

Наблюдаемая в разбуренном интервале глубин плотность фонового кондуктивного теплопотока – результат суперпозиции разных эндогенных факторов, абсолютный и относительный эффекты которых неодинаковы на разных гипсометрических уровнях (на поверхности коры, разделе Мохо, подошве литосферы и т.д.) и изменяются во времени. Они обсуждаются в следующем разделе.

## Эндогенные причины дисперсии теплового потока

**Радиотеплогенерация в литосфере.** Практически одновременно с выявлением зависимости « $q-t$ » была обнаружена и другая связь – между «поверхностными» значениями плотности кондуктивного теплового потока ( $q_{нов}$ ) и радиогенной теплогенерации (РТГ) ( $A_{нов}$ ). Последний параметр отражает суммарный эффект распада долгоживущих радиоактивных изотопов урана, тория и калия в обнажающихся и/или вскрытых бурением породах. В геоэнергетическом балансе РТГ представляет один из источников глубинного тепла, со временем ослабевающий, т.к. период полураспада  $^{235}\text{U}$  –  $0.704 \cdot 10^9$  лет,  $^{238}\text{U}$  –  $4.468 \cdot 10^9$  лет, что немного меньше возраста Земли, а  $^{232}\text{Th}$  –  $14.05 \cdot 10^9$  лет (Tolstikhin, Kramers, 2008).

Экстраполяция значений  $A_{нов}$  вглубь коры привела к оценкам теплопотерь на ее верхней границе, превышающим наблюдаемые. Но накопление фактического материала выявило уменьшение РТГ с глубиной, а также ее региональные различия в форме корреляционных зависимостей вида  $q_{нов} = A_{нов} \cdot D + q_{ред}$  (Roy et al., 1968; Sass et al., 1981; и др.) В этих зависимостях параметр  $D$  характеризует скорость убывания  $A_{нов}$  с глубиной (чем  $D$  меньше, тем эта скорость больше), определяя толщину слоя, в котором выделяется подавляющая часть радиогенного тепла, а величина  $q_{ред}$  – так называемый «редуцированный тепловой поток», кондуктивно поступающий к подошве этого слоя (Хуторской, Поляк, 2016; и др.).

При анализе этих зависимостей была замечена аналогичная связи « $q-t$ » отрицательная корреляция  $A_{нов}$  с геологическим возрастом  $t$  тектоно-магматической активности (ТМА). Связь « $A_{нов}-t$ » стали рассматривать как отражение региональных масштабов эрозии континентальной коры после ее консолидации (стабилизации), которая удаляет из геологического разреза данного геоблока его самую богатую радиоэлементами верхнюю часть. Хотя качественно геотермический эффект этого явления бесспорен, заключааясь в уменьшении  $q_{нов}$ , количественные его оценки

противоречивы. Так, по результатам изучения 28 регионов разных континентов величина  $A_{нов}$  уменьшается с увеличением возраста последнего тектоно-термального события (последней фазы ТМА) так, как это показано на рис. 2.

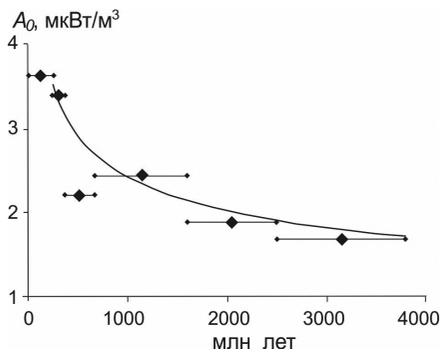


Рис. 2. Выделение радиогенного тепла ( $A_0$ ) на поверхности континентальной коры по (Vitarello, Pollack, 1980)

Это было приписано влиянию эрозии коры, уменьшающей геотермический эффект РТГ за 1600 млн лет в два раза. Но снос материала с дневной поверхности в бассейны осадконакопления происходит гораздо быстрее. При средней скорости эрозии 0.5 мм/год 10-километровый слой земной коры будет эродирован за 20 млн лет, так что влияние эрозии в палеозойских и более древних складчатых поясах при оценке доли радиогенной теплогенерации в структуре ТП можно не учитывать. Кроме того, эрозия континентальной коры может создавать не только отрицательные аномалии фонового ТП, но и положительные, обусловленные сокращением расстояния между предполагаемым источником тепла и поверхностью гелиотермозоны.

Но РТГ способна обусловить локальные положительные аномалии ТП. Ярким примером являются обогащенные ураном герцинские гранитные плутоны полуострова Корнуолл в юго-западной Англии (Табл. 1). В них плотность восходящего кондуктивного теплового потока составляет 104-128 мВт/м<sup>2</sup> (Gregory, Durrance, 1987), что намного выше средней для Великобритании 55 мВт/м<sup>2</sup> (Wheildon et al., 1980).

В целом, несмотря на длительное изучение и несомненное геотермическое значение РТГ в горных породах, она не может объяснить тренд уменьшения фонового кондуктивного теплового потока, установленный в фанерозойских складчатых областях континентальной коры.

Гранитные батолиты	Количество измерений теплового потока	Среднее значение и стандартное отклонение измеренного теплового потока (мВт/м <sup>2</sup> )	Теплогенерация (мкВт/м <sup>3</sup> )
Карменвеллис	10	115±7	4,0±0,5
Бодмин	5	116±5	4,2±0,9
Ландс-энд	3	125±3	5,1±0,2
Сент-Остелл	2	126±0,5	4,2±0,9
Дартмур	6	113±9	5,3±0,5

Табл. 1. Тепловой поток и теплогенерация в батолитах Корнуолла (Gregory, Durrance, 1987)

**Тектонические движения.** После обнаружения связи  $q$ - $t$  некоторые геологи предполагали, что причиной

повышения теплового потока в тектонически мобильных поясах по сравнению со стабильными участками коры является ее фрикционный разогрев при тектонических подвижках. При этом первопричины самих этих движений и их роль в геознергетическом балансе не обсуждались. Но сами по себе тектонические движения нуждаются во внешнем источнике энергии, представляя собой перемещения горных масс, при которых переносится и аккумулярованное в них тепло.

В молодых подвижных поясах вертикальные движения создают геотермические аномалии разного знака. Положительные аномалии могут возникать, не считая вызываемых трением в узких приконтактных зонах смещающихся блоков, при относительно быстрой эрозии воздымающихся массивов, нагретых сильнее их окружения. Отрицательные же образуются при нисходящих движениях, сопровождающихся накоплением осадков и их нагреванием до температур, соответствующих геотермическому фону на глубине погружения. Субгоризонтальные движения, выражающиеся в образовании надвигов/подвигов в коллизионных обстановках, тоже создают отрицательные термоаномалии – из-за экранирования глубинного теплового потока субдукционными слэбами. Тектогенные геотермические аномалии (кроме локальных фрикционных) гораздо более долгоживущие, чем вызываемые приповерхностными «искажающими» факторами. Согласно работе (Хуторской, 1996), понижение  $q_{нов}$  в плиоцен-четвертичных предгорных и межгорных депрессиях, прогибавшихся со скоростью ~1 мм/год, ощущается в течение первых десятков миллионов лет, тогда как отрицательные термоаномалии, возникающие при шарьировании крупных пластин литосферы в линейных складчатых поясах (Урал, Аппалачи и т.п.), не успевают полностью релаксироваться даже за сотни миллионов лет (Рис. 3).

**Магматизм.** Это явление относится ко второму механизму транспортировки глубинного тепла – теплопереносу, который, в отличие от теплопроводности, заключается в перемещении тепла при перемещении теплоносителя. Он реализуется, главным образом, в конвективных течениях мантии, а в коре сопровождает интрузии глубинных расплавов и восходящие тектонические движения. Как следует из геологических наблюдений, практически в любом блоке континентальной коры тектоно-магматическая активность (ТМА) проявлялась неоднократно. Многофазность магматической деятельности в конкретном геоблоке свидетельствует о последовательном проявлении в нем нескольких глубинных тепловых импульсов, каждый из которых влиял на геотермическое поле. Возраст же той или иной фазы магматизма отражает только время проявления импульса, но никак не характеризует его мощность. Неясно, в какой мере эту мощность отражают обнажения интрузивных тел – проявлений *скрытой разгрузки глубинных расплавов* в ту или иную геологическую эпоху, и тем более объемы разновозрастных вулканитов – следы открытой разгрузки таких расплавов на поверхность коры, стиранившиеся последующей эрозией. Однако разновременные и/или разномасштабные мантийные импульсы, ответственные за отдельные фазы магматической активности в разных районах одной тектонической провинции, создавали в этих районах разную величину ТП в верхних

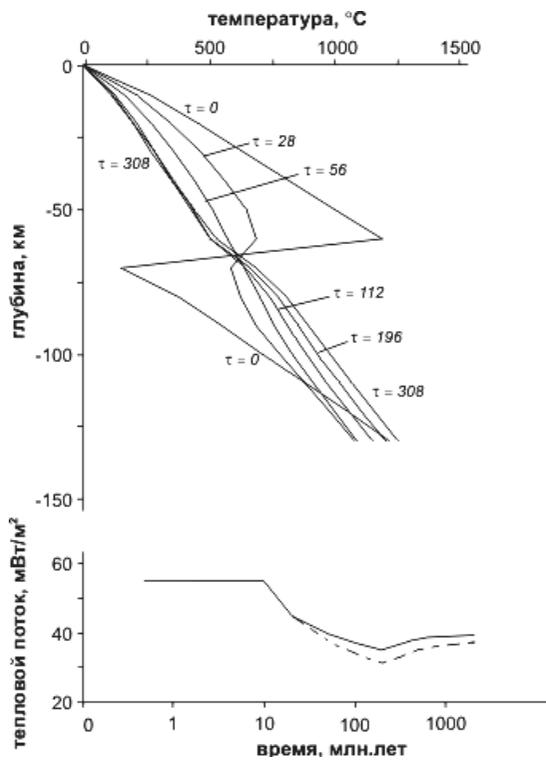


Рис. 3. Изменение геотермического поля в условиях надвига при граничных условиях II рода на нижней границе (Хуторской, 1996). Вверху – изменение температуры после образования надвига во времени  $\tau$ ; внизу – изменение теплового потока во времени с учетом (сплошная линия) и без учета (пунктирная линия) выделения тепла фазовых переходов

горизонтах геологического разреза, т.е. дисперсию частных значений  $q_{нов}$ . Учет этого эффекта мог бы минимизировать дисперсию локальных значений  $q_{нов}$ , приписываемых одним и тем же этапам геологической истории, и объяснить их оценки в геоблоках, подвергшихся воздействию нескольких тепловых импульсов ( $M_1, M_2, \dots$ ) в те или иные геологические эпохи ( $t_1, t_2, \dots$ ). Значения  $q_{нов}$  должны зависеть также от морфологии и глубины залегания каждого plutона и в целом отражать суммарный эффект всех последовательных импульсов в одном районе, так что количественные оценки геотермического эффекта отдельных импульсов маловероятны.

Вместе с тем, эффект открытой разгрузки массопотока из мантии в виде выноса внутриземного тепла непосредственно в атмосферу можно более или менее точно оценить картированием продуктов вулканизма. Такие оценки, отличающиеся в разных районах, в известной мере отражают энергетический потенциал недр. Учитывая, что «... системы вулканических областей имеют ясно выраженное линейное строение... протяжением в тысячи километров...» (Лучицкий, 1979, с. 5), для такого сравнительного анализа объективнее всего использовать оценки «линейной» продуктивности вулканизма в  $\text{км}^3/\text{км}\cdot\text{год}$  (или  $\text{т}/\text{км}\cdot\text{год}$ ). Таким способом отчетливо выявляется геоэнергетическая специфика разных тектонических обстановок, показанная на рис. 4.

Этот же подход к анализу истории отдельных районов области современного вулканизма позволяет установить как закономерные вариации интенсивности вулканизма во времени, так и ее колебания вдоль простирания мобильных поясов (Рис. 5, 6).

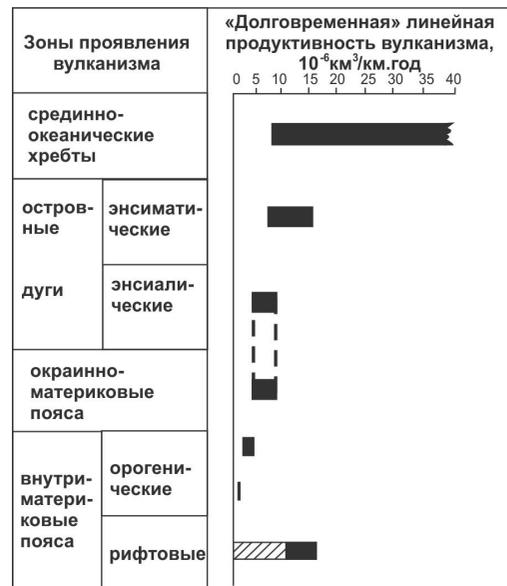


Рис. 4. Линейная продуктивность вулканизма в разной тектонической обстановке по (Поляк, 1988)

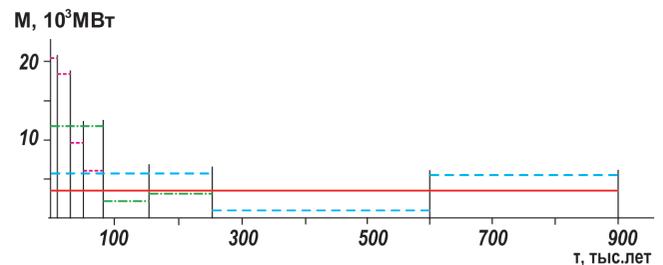


Рис. 5. Тепловая мощность вулканизма Камчатки в разные отрезки  $Q$  периода (Поляк, Мелекесцев, 1979)

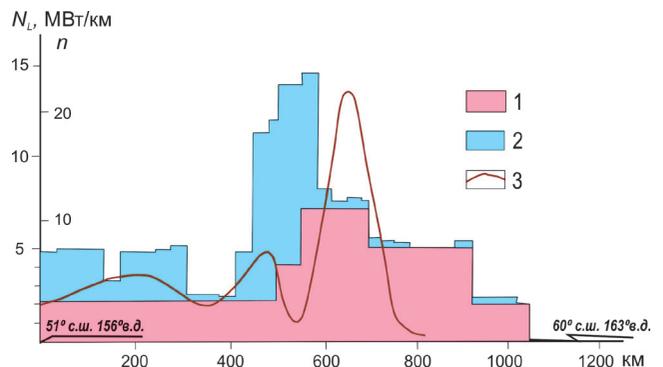


Рис. 6. Распределение конвективного выноса внутриземного тепла (эффекта открытой разгрузки тепло-массопотока из недр) вдоль простирания п-ва Камчатка (Поляк, Мелекесцев, 1979): 1 – эффект вулканизма, 2 – эффект разгрузки гидротерм, 3 – частота землетрясений ( $n$ ) в период 1906-1967 гг. (по (Токарев, 1970))

Так, рис. 5 показывает недопустимость экстраполяции данных о продуктивности вулканизма в геологически краткий период (максимальной на Камчатке в голоцене) на гораздо более продолжительный (например, плейстоценовый на той же Камчатке). Но не менее различна интенсивность вулканизма и вдоль простирания его линейных поясов в одни и те же отрезки их истории. Например, на Камчатке суммарная (с учетом эффекта в каждом из районов вулканической активности) линейная продуктивность, или тепловая мощность четвертичного вулканизма

варьирует вдоль простирания полуострова более чем в три раза. Это хорошо видно на рис. 6. Пик этой мощности приурочен к сегменту полуострова, где находится Ключевская группа – главный на полуострове поставщик продуктов вулканизма, и практически совпадает с пиком выноса тепла гидротермами, в том числе крупнейшей Узон-Гейзерной парогидротермальной системы. Севернее этого «высокоэнергетического» сегмента полуострова отмечена максимальная частота землетрясений в период 1906-1967 гг., что косвенно указывает на неоднородность геотермического поля вдоль простирания Камчатки. Этот сегмент полуострова лежит на простирании Алеутской дуги, и к нему же примыкают древнейшие отрезки Императорского хребта, что в комплексе говорит о его геодинамической специфике.

**«Горячие точки» и сингулярность ТП.** Открытие глобальной системы срединно-океанических хребтов (СОХ) породило концепцию тектоники плит. Их дивергентные границы, представляя большей частью зоны спрединга морского дна, отличаются не только вулканической и гидротермальной активностью, но и максимальными частными значениями плотности кондуктивного ТП. Эти значения в осевых долинах СОХ (Калифорнийский залив, Красное море) намного, на порядок величины и более, выше не только типичных для талассократонов, но и измеренных в островных дугах и окраинно-материковых мобильных поясах. Решение обратной задачи геотермии в таких зонах показывает, что поверхность фракционного плавления мантийного вещества совпадает с дном океанов. Это создает представление о сингулярности ТП в этих зонах (Любимова и др., 1976).

Но почти столь же велики значения  $q_{нов}$  и в других тектонических обстановках, например, в зонах деструкции континентальной коры или в зонах ареального спрединга. Как показывают натурные наблюдения (Рис. 7), на суше такие и еще более высокие значения  $q_{нов}$  характеризуют очаги разгрузки высокотемпературных гидротермальных систем и фумарольные поля действующих вулканов, т.е. участки выклинивания гелиотермозоны (слоя годовых теплооборотов).

Помимо СОХ, в Мировом океане обнаружены вулканические хребты и другого происхождения, которые образуются при движении плит относительно участков мантии, которые принято считать неподвижными, называя «hot spots» (горячими точками (HS)) или «mantle plums» (мантийными плюмами (МП)). Первое название не дает представления о причине данного явления, поскольку так можно назвать любой активный вулканический аппарат, вокруг которого глубинные температуры постепенно снижаются.

Зато второе адекватно определяет геодинамическую природу таких точек (Morgan, 1971) и поэтому предпочтительнее. По современным представлениям, в таких точках расплавы поднимаются из слоя D'' на границе нижней мантии с внешним ядром (Tolstikhin, Kramers, 2008), образуя на дне океана цепь вулканических построек, как в Гавайско-Императорском хребте – тектонотипе подобных структур (Morgan, 1971).

**Гавайи.** В юго-восточном окончании этого хребта (Рис. 8) вулканы извергались 5.6-3.8 млн лет назад (о. Кауаи), 3.3-2.2 (о. Оаху), 1.8-1.3 (о. Молокаи), <1-ист.

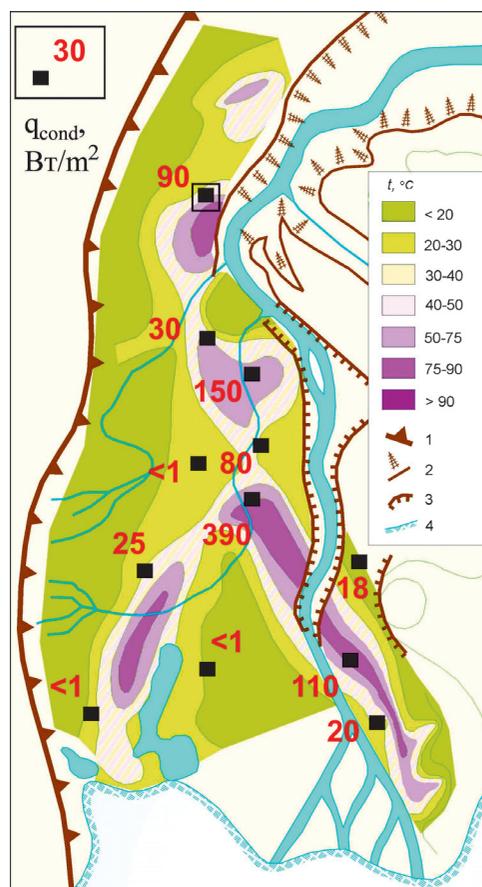


Рис. 7. Вариации температуры на глубине 20 см и плотности кондуктивного теплопотока (Вт/м²) на поверхности донного фумарольного поля в нижнем (северо-восточном) кратере вулкана Мутновского (Камчатка) по (Муравьев и др., 1983). Пункты измерений – черные квадраты, цифра рядом – измеренное значение  $q_{нов}$  (мВт/м²)

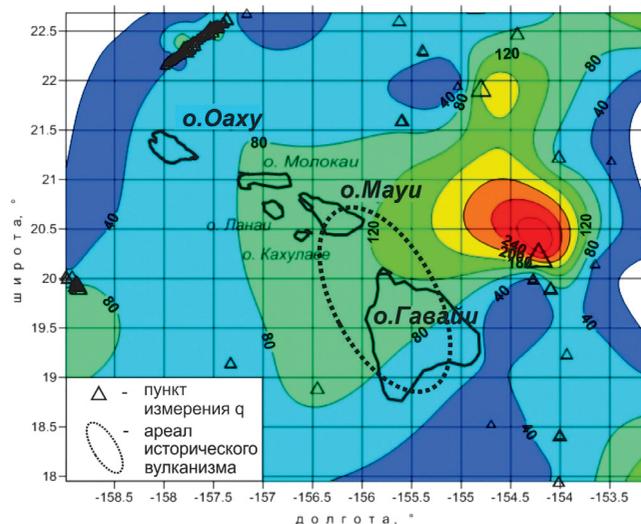


Рис. 8. Плотность кондуктивного теплопотока ТП и ареал вулканизма в историческое время на юго-востоке Гавайского архипелага. Треугольники – пункты измерений теплового потока по (Von Herzen et al, 1989)

время (о. Мауи), 0.7-н/вр. (о. Гавайи). На южном подводном склоне о. Гавайи находится активный в настоящее время вулканический аппарат Лойхи Симаунт.

В целом же ареал современного вулканизма простирается от о. Гавайи далеко на северо-запад. Он включает не только извергавшийся в 1750 г. вулкан Халеакала

(о. Мауи), но и подводные вулканы, извергавшиеся в XX веке: на северном склоне о. Оаху (около 1906 г.) и в пунктах с координатами  $21^{\circ}39' - 158^{\circ}51'$  и (за пределами рис. 8)  $23^{\circ}35' - 163^{\circ}50'$  (Гущенко, 1979).

Связь мантийных плюмов с положительными аномалиями теплового потока неоднозначна. На юго-западе Гавайского хребта эта связь представляется очевидной, хотя в данном случае максимумы значений ТП сдвинуты к северо-востоку относительно положения активных вулканов (Рис. 8). Последнее, однако, кажется следствием не столько реального несовпадения материальных и геотермических следов разгрузки мантийного плюма, сколько условностью картирования ТП при ограниченном числе и неравномерности распределения станций измерения в этой части Тихого океана. Но в других местах (Йеллоустон, Афар) такая связь не выражена (вероятно, из-за большого влияния различных искажающих тепловой поток факторов в континентальной коре).

Образование морского дна в результате разгрузки мантийного вещества проявляется не только в СОХ (осевой спрединг), но и почти во всех задуговых бассейнах, или окраинных морях (рассеянный спрединг). Как правило, эти зоны характеризуются еще и аномально высоким тепловым потоком. Наиболее ярко геотермическая аномалия выражена и хорошо изучена в Тирренском бассейне (Della Vedova et al., 1984). В разных его частях геодинамическая обстановка неодинакова: западная его часть с тортона до настоящего времени характеризуется сжимающими напряжениями, а восточная на протяжении тех же 11 млн лет – растягивающими (Хуторской и др., 1986). Эта восточная часть Тирренского моря – область высокого теплового потока, больших горизонтальных градиентов температур и подводного базальтового вулканизма (Рис. 9). Максимальные величины плотности кондуктивного теплопотока 515 и 490 мВт/м<sup>2</sup> измерены в тыловой части Эоловой (Липарской) островной дуги при среднем его значении в этой части моря 155 мВт/м<sup>2</sup>. Оценки мощности «термической» литосферы показали, что в восточной части Тирренского моря она составляет 17-23 км (Хуторской и др., 1986). Такова же мощность литосферы по геотермическим данным и в зонах СОХ.

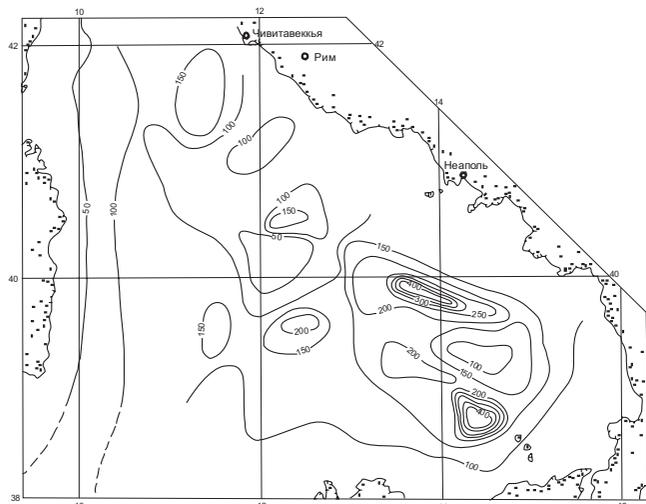


Рис. 9. Карта теплового потока в дне Тирренского моря. Значение изолиний – мВт/м<sup>2</sup> (по данным (Della Vedova et al., 1984) с добавлением авторов)

Высокий тепловой поток, базальтовый вулканизм и малая мощность литосферы Тирренского бассейна свидетельствуют о внедрении в нее мантийного материала, который «расклинивал» ранее существовавшие блоки. Эти блоки обладали, по-видимому, пониженной вязкостью из-за повышения температур на их подошве и вследствие этого не оказывали сопротивления внедрению вещества. Таким образом, высокий тепловой поток маркирует области восходящей адвекции мантийного материала.

Другой яркий пример проникновения мантийного материала в верхние горизонты коры – область деструкции континентальной коры на севере Свальбардской плиты. В этой части Баренцева моря объектом наших исследований был желез Орла (или желез Стурё), простирающийся от архипелага Короля Карла на юге до начала континентального склона котловины Нансена на севере (Рис. 10). Желез представляет собой ложбину меридионального простираения шириной ~50 км и длиной почти 200 км. Высота ее бортов составляет до 400 м, а дно лежит на глубинах 470-520 м и еще глубже на континентальном склоне.

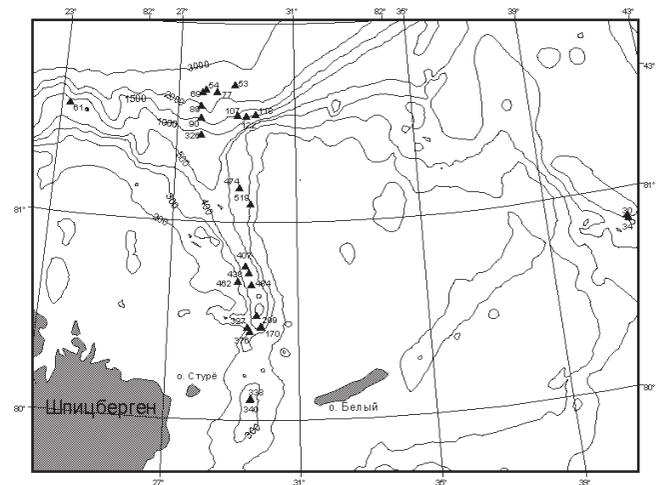


Рис. 10. Тепловой поток в желобе Орла (Стурё). Значения теплового потока – мВт/м<sup>2</sup>. Проведены изобаты 100, 200, 400, 500, 1000, 2000 и 3000 м

В желобе и на его продолжении в пределах континентального склона было выполнено 28 измерений теплового потока с борта НИС «Академик Николай Страхов», принеших неожиданные результаты: его значения составили от 300 до 520 мВт/м<sup>2</sup> (Хуторской и др., 2009). Такие значения почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока через дно Баренцева моря и сходны с наблюдаемыми в осевых зонах СОХ.

Аномально высокий тепловой поток наблюдается во всем желобе Орла и в его продолжении на континентальном склоне вплоть до изобаты 1200 м (Рис. 10). Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине 6.5-7.0 км ниже дна в желобе могут быть встречены субсолидусные температуры (Рис. 11). Это говорит о деструкции континентальной коры на всю ее мощность и внедрении в фундамент и, возможно, в нижние слои осадочного чехла горячего (мантийного?) вещества. При этом признаки разгрузки глубинного теплопотока на дно не проявляются.

Морфология желоба и особенно полученные в нем впервые геотермические данные показывают, что эта структура

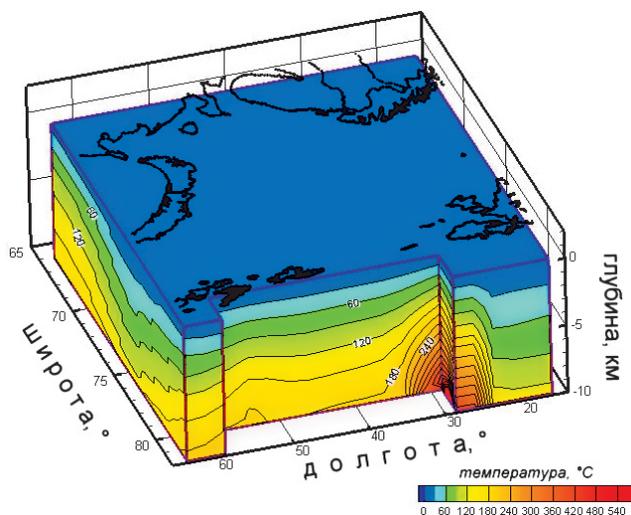


Рис. 11. 3D-геотемпературная модель земной коры Баренцева моря, вид с севера (Хуторской и др., 2009)

имеет тектоническую природу. Скорее всего, это рифт, расщеливающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития.

### Материальная природа тепломассопотока из недр

Итак, наблюдаемый в континентальном блоке кондуктивный тепловой поток образован сложной суперпозицией нестационарных процессов, разных по природе, локализации, масштабам и темпам проявления.

Насколько же реалистично представление, объясняющее зависимость  $q-t$  в континентальной коре, о связи распределения на континентах плотности кондуктивного теплового потока с вторжением в литосферу астеносферных диапиров? Хотя такое представление оправдывалось фактом вулканической (открытой) разгрузки глубинных расплавов в тектонически мобильных поясах с повышенным относительно континентального фона кондуктивным ТП, оно оставалось вполне естественным, но допущением. Доказать эту гипотезу могло только выявление в зонах высокой геотермальной активности прямых материальных (вещественных) признаков присутствия в таких зонах дериватов мантии. Однако попытки обнаружить их следы – ювенильные, по выражению Э. Зюсса (1831-1914), компоненты в элементном составе изверженных пород, вулканических эманаций или подземных вод – были безуспешны, так как весь ассортимент химических элементов присутствует как в мантии, так и в коре. Проблему удалось решить только с помощью изотопных исследований.

Однозначным геохимическим признаком присутствия ювенильного вещества в коровых объектах оказался изотопный состав гелия в свободно циркулирующих подземных флюидах, поскольку этот состав в разных геосферах различен из-за присутствия в земном гелии генетически разных компонентов. Один из них – радиогенный, образующийся в Земле из-за распада U и Th; в нем отношение концентраций легкого и тяжелого изотопов,  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R_{\text{рад}} \sim (2 \pm 1) \times 10^{-8}$ . Другой же компонент возник при образовании Вселенной, генерируется термоядерными реакциями в недрах звезд и потому присутствует в «солнечном ветре», которым облучалось протопланетное вещество при формировании Солнечной системы. Именно

такой гелий, в котором отношение  $R_{\text{SOLAR}} = \sim 1 \times 10^{-4}$ , в 10 тысяч раз больше радиогенного, был захвачен Землей при ее аккреции (Tolstikhin, Kramers, 2008).

Как оказалось, следы солнечного гелия (около 10% его первоначального количества из-за постоянной диссипации в околоземное космическое пространство) до сих пор сохранились в мантии Земли и присутствуют даже в сегодняшней атмосфере, где  $R_{\text{АТМ}} \approx 1.4 \times 10^{-6}$  (Мамырин, Толстихин, 1981) при очень низкой концентрации He ( $5.24 \times 10^{-4} \%$  об.). Но так как  $R_{\text{АТМ}} \approx 100 R_{\text{РАД}}$  ( $R_{\text{РАД}}$  часто обозначают и как  $R_{\text{КОР}}$ ), контаминация коровых газов воздушным гелием преувеличивает оценку R. Но «сверхатмосферные» значения R в земных газах (и породах) однозначно указывают на присутствие в таких объектах примеси солнечного гелия, который сегодня на Земле мог сохраниться только в мантии.

На нынешней стадии эволюции Земли максимальные значения R в свободных подземных флюидах наблюдаются в продуктах вулканизма как на суше, так и в Мировом океане. При этом в системе СОХ эти отношения практически одинаковы в донных базальтах и подводных гидротермах, составляя в среднем  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = (1.15 \pm 0.1) \times 10^{-5}$  (Marty, Tolstikhin, 1998). Это значение было принято в качестве глобальной характеристики резервуара MORB (mid oceanic ridge basalts). Но в ареалах мантийных плюмов (Афар, Йеллоустон и т.п.) величина этого отношения еще больше, так что  $R_{\text{МП=HS}} > R_{\text{MORB}}$ . Максимум оно достигает в Исландии. На ее северо-западном полуострове в газах одного из термальных источников в 1973 г. была измерена величина  $R_{\text{MP}} = 3.45 \times 10^{-5}$  (Кононов, Поляк, 1977). Позже в газах соседнего источника было измерено еще более высокое значение  $R_{\text{MP}} > 4.2 \times 10^{-5}$  (Hilton et al., 1998), а также похожее –  $3.36 \times 10^{-5}$  – в исландских базальтах (Condomines et al., 1983).

Открытие на Земле следов солнечного гелия (Мамырин и др., 1969; Clarke et al., 1969) произошло практически синхронно с выявлением закономерности распределения кондуктивного теплового потока в континентальной коре. Очевидная важность этого открытия стимулировала бурное развитие региональных изотопно-гелиевых исследований. В результате них выяснилось, что в распределении величин отношения  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  в свободных подземных флюидах континентов наблюдается такая же тектоническая упорядоченность, что и в распределении фонового кондуктивного теплового потока (Поляк и др., 1979а). Эта аналогия наблюдается как в региональных, так и в панрегиональных масштабах. Одно из крупнейших площадных проявлений сопряженной изменчивости обоих параметров представляет Европа (Рис. 12).

Столь же наглядно линейное проявление связи  ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$  и  $q$  в горной цепи Анд (Рис. 13).

Взаимосвязь изотопного состава гелия в подземных флюидах и фонового кондуктивного теплового потока в континентальной коре указывает на общую причину их вариаций, т.е. поступление в нее глубинного тепла и ювенильного вещества, маркированного мантийным гелием. Некоторые исследователи постулируют возможность автономного потока летучих из недр, не поддерживаемого магматизмом. Однако носитель мантийного гелия имеет другую природу, которую выявили сопряженные исследования в продуктах вулканической и гидротермальной

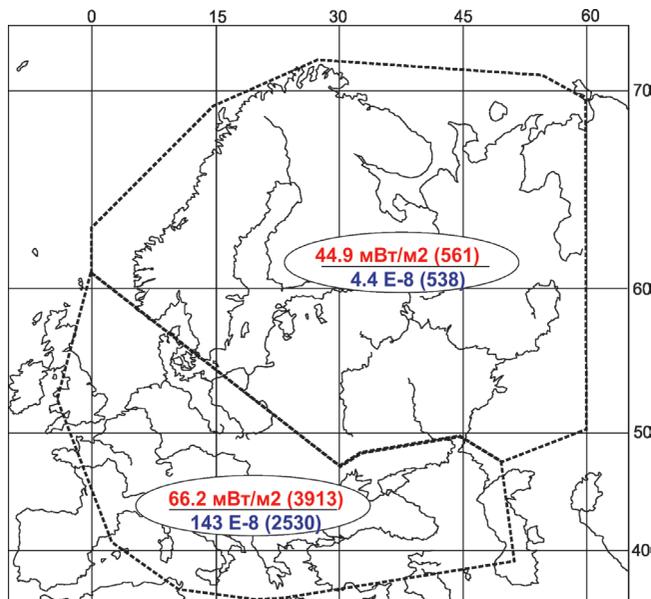


Рис. 12. Средние значения плотности кондуктивного теплового потока ( $q$ , мВт/м<sup>2</sup>, числитель) и изотопного состава гелия в подземных флюидах ( $^3\text{He}/^4\text{He}$ , E-8, знаменатель) в «дорифейской» и «фанерозойской» частях Европы. В скобках – число измерений в полигонах, ограниченных пунктиром. Величины  $R_{cp}$  в этих выборках отличаются в 30 раз, тогда как средние значения  $q$  всего в полтора раза

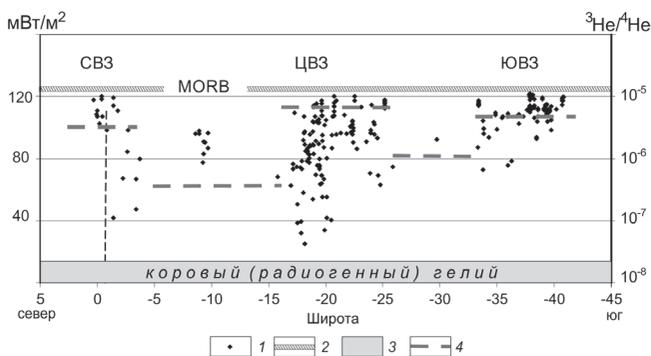


Рис. 13. Связь в Андийском поясе регионального кондуктивного теплового потока ( $q$ ) и состава гелия в газах вулканов и гидротерм по (Newell et al., 2005; Hamza, Miños, 1996). СВЗ, ЦВЗ и ЮВЗ – Северная, Центральная и Южная вулканические зоны. 1 – точки  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в газах вулканов и гидротерм, 2 – изотопный состав He в резервуаре MORB, 3 – то же, в древней континентальной коре, 4 –  $q$  (мВт/м<sup>2</sup>)

активности изотопных составов He и Sr. Они показали, что между величинами отношений  $^3\text{He}/^4\text{He}$  в газах районов активного вулканизма и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в его твердых продуктах существует тесная корреляция. Она была обнаружена после определения изотопного состава гелия в газах вулканов и гидротерм на Апеннинском полуострове и Сицилии и сравнения его с составом стронция в  $\text{N}_2\text{-Q}$  вулканитах, распространенных в тех же районах. В составах обоих элементов очевидно участие мантийного и корового компонентов (Рис. 14). Доля мантийного стронция убывает к северу вдоль Апеннинского полуострова и при этом согласуется с увеличением содержания  $\text{K}_2\text{O}$  в вулканитах, характеризуя таким образом специфику плиоцен-четвертичных магматических резервуаров на территории Италии (Поляк и др., 1979б).

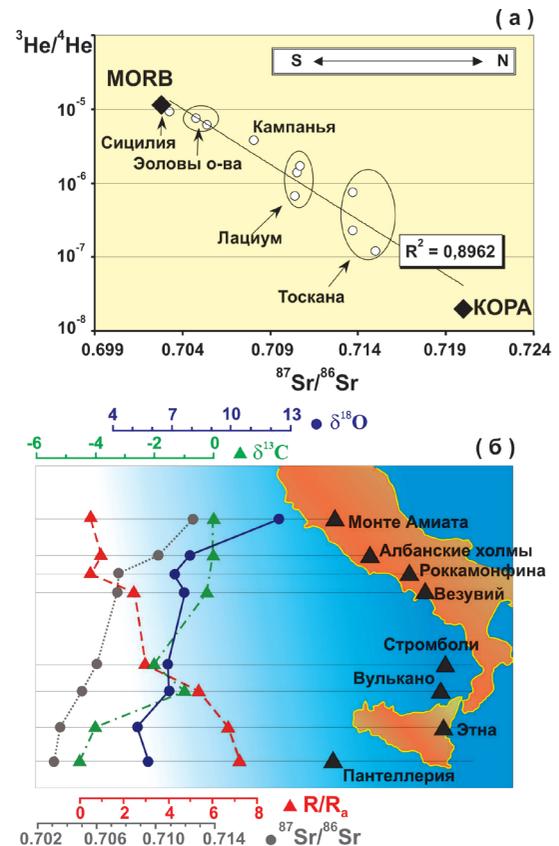


Рис. 14. Связь изотопных составов He и Sr в продуктах геотермальной активности в Италии: а) по (Поляк и др., 1979б), б) по (Parello et al., 2000)

Эта связь изотопных составов He и Sr в продуктах геотермальной активности была подтверждена в той же Италии (Parello et al., 2000), обнаружена в островных дугах Индонезии (Hilton, Craig, 1989) и других районах мира. Она ясно указывает на перенос в кору из мантии летучего He и Sr общим агентом-носителем – силикатным веществом.

Таким образом, «поверхностная» плотность кондуктивного теплового потока  $q_{пов}$  и изотопный состав гелия в геологических объектах характеризуют соответственно обе стороны процесса тепломассопереноса в геологической среде – его энергетический (геотермический) и материальный (геохимический) аспекты. Эти параметры, как две стороны одной медали, роднит важнейшая общая черта: внутренне обусловленная изменчивость во времени. Поэтому совместный анализ  $q$  и  $^3\text{He}/^4\text{He}$  играет ключевую роль в решении проблем эволюции Земли.

## Благодарности

Работа выполнена в рамках Государственной бюджетной темы № 0135-2015-0021 при финансовой поддержке Программ Президиума РАН №№ 47 и 49.

## Литература

- Гущенко И.И. (1979). Извержения вулканов мира (каталог). Москва: Наука, 475 с.
- Кононов В.И., Поляк Б.Г. (1977). Геотермальная активность. «Исландия и срединно-океанический хребет (глубинное строение, сейсмичность, геотермия)». Москва: Наука, с. 7-82.
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В. (1972). Тепловое поле Карпат и некоторые вопросы геотермии. *Тр. МОИП. Отд. геол.*, 46, с. 75-80.

- Ломоносов М.В. (1950). О вольном движении воздуха, в рудниках примеченном (Первые основания металлургии или рудных дел). Санкт-Петербург: Императорская Академия Наук, 1763. Труды по физике и химии, 1738-1746 гг. Москва-Ленинград: Изд. АН СССР, с. 318-319.
- Лучицкий И.В. (1979). Некоторые общие вопросы глобальных палеовулканологических реконструкций. В кн. «Глобальные палеовулканологические реконструкции». Новосибирск: Наука, с. 4-14.
- Любимова Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А. (1976). Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР (наблюдения и теория интерпретации). Москва: Наука, 224 с.
- Мамырин Б.А., Толстухин И.Н. (1981). Изотопы гелия в природе. Москва: Энергоиздат, 222 с.
- Мамырин Б.А., Толстухин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л. (1969). Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах. Докл. АН СССР, 184(5), с. 1197-1199.
- Муравьев А.В., Поляк Б.Г., Турков В.П., Козловцева С.В. (1983). Повторная оценка тепловой мощности фумарольной деятельности вулкана Мутновского (Камчатка). *Вулканология и сейсмология*, 5, с. 51-63.
- Поляк Б.Г. (1988). Тепломагнетизм из мантии в главных структурах земной коры. Москва: Наука, 192 с.
- Поляк Б.Г., Мелескеев И.В. (1979). К оценке геоэнергетического эффекта новейшего вулканизма островных дуг. *Геотектоника*, 1, с. 36-47.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. (1966). Тепловой поток на континентах. Докл. АН СССР, 168(1), с. 170-172.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. (1968). Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. *Геотектоника*, 4, с. 3-19.
- Поляк Б.Г., Толстухин И.Н., Якуцени В.П. (1979а). Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза. *Геотектоника*, 5, с. 3-23.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И. и др. (1979б). Изотопный состав He и Ar в термальных флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом. Доклады АН СССР, 247, с. 1220-1225.
- Смирнов Я.Б. (1972). Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали. *Тр. МОИП. Отд. геол.*, 46, с. 52-74.
- Смирнов Я.Б. (1980). Тепловое поле на территории СССР (поясн. зап. к картам теплового потока и глубинных температур в м-бе 1: 10 000 000). Москва: ГИН АН СССР – ГУГК СМ СССР, 150 с.
- Токарев П.И. (1970). О фокальном слое, сейсмичности и вулканизме Курило-Камчатской зоны. *Изв. АН СССР. Физика Земли*, 3, с. 15-30.
- Хуторской М.Д. (1996). Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. Москва: Изд-во РУДН, 289 с.
- Хуторской М.Д., Городницкий А.М., Гольмшток А.Я. и др. (1986). Тепловой поток, базальтовый вулканизм и строение литосферы Тирренского моря. *Геотектоника*, 5, с. 116-123.
- Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. (2009). Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты. Доклады РАН, 424(2), с. 227-233.
- Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. (2016). Роль радиогенной теплогенерации в формировании поверхностного теплового потока. *Геотектоника*, 2, с. 43-61
- Čermak V. (1976). Heat flow investigation in Czechoslovakia. In: "Geolectric and Geothermal Studies" (KAPG Geophys. Monogr., A. Adam, ed.). Akad. Kiado. Budapest, pp. 414-424.
- Clarke W.B., Beg M.F., Craig H. (1969). Excess <sup>3</sup>He in the sea: evidence for terrestrial primordial helium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6(3), pp. 213-220. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90093-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90093-4)
- Condomines M., Grönvold K., Hooker P.J. et al. (1983). Helium, oxygen, strontium and neodymium isotope relationships in Icelandic volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 166, pp. 125-136. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90131-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90131-0)
- Della Vedova B., Pollis G., Foucher I.P., Rehault J.P. (1984). Geothermal structure of the Tyrrhenian. *Sea. Marine Geol.*, 55, pp. 271-289. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90072-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90072-0)
- Gregory R.G., Durrance E.M. (1987). Helium, radon and hydrothermal circulation associated with the Carmenwallis radiothermal granite of southwest England. *Journ Geophys. Res.*, 92, B12, pp. 12567-12586. <https://doi.org/10.1029/JB092iB12p12567>
- Hamza V.M., Muñoz M. (1996). Heat flow map of South America. *Geothermics*, 25(6), pp. 599-646. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(96\)00025-9](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(96)00025-9)
- Hamza V.M., Verma R.K. (1969). The relationship of heat flow with the age of basement rocks. *Bull. Volcanol.*, 33(1), pp. 123-152. <https://doi.org/10.1007/BF02596713>
- Hilton D.R., Craig H. (1998). A helium isotope transect along the Indonesian archipelago. *Nature*, 342, pp. 906-908. <https://doi.org/10.1038/342906a0>
- Kutas R.I., Lubimova E.A., Smirnov Ya.B. et al. (1976). Heat flow map of the European part of the USSR and its geological and geophysical interpretation. In: «Geolectric and Geothermal Studies» (KAPG Geophys. Monogr., A. Adam, ed.). Akad. Kiado. Budapest, pp. 443-449.
- Marty B., Tolstikhin I.N. (1998). CO<sub>2</sub> fluxes from mid-oceanic ridges, arcs and plumes. *Chemical Geology*, 145, pp. 233-248. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00145-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00145-9)
- Morgan W.J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, pp. 42-43. <https://doi.org/10.1038/230042a0>
- Newell D.L., Crossey L.Y., Karlstrom K.E., Fisher T.P., Hilton D.R. (2005). Continental-scale links between the mantle and groundwater systems of the western United States: Evidence from travertine springs and regional He isotope data. *GSA Today*, 15(12), pp. 115-157. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2005\)015\[4:CSLBTM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2005)015[4:CSLBTM]2.0.CO;2)
- Parello F., Allard P., Alessandro W.F., Jean-Baptiste P., Catani O. (2000). Isotope geochemistry of the Pantelleria volcanic fluids, Sicily Channel rift: a mantle volatile end-member in Southern Europe. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180 (3/4), pp. 325-339. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00183-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00183-7)
- Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. (1993). Heat flow from the Earth interior: analysis of the global data set. *Rev. Geophys.*, 31, pp. 267-280. <https://doi.org/10.1029/93RG01249>
- Roy R.F., Blackwell D.D., Birch F. (1968). Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 5, pp. 1-12. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(68\)80002-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(68)80002-0)
- Sass J.H., Blackwell D.D., Chapman D.S., Roy S. (1981). Heat flow of the crust of the United States. Physical properties of rocks and minerals. N.Y.: McGraw-Hill, pp. 503-548.
- Slater J., Francheteau J. (1970). 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.*, 20(5), pp. 509-542. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1970.tb06089.x>
- Slater J., Parsons B., Jaupart C. (1981). The heat flow through oceanic and continental crust and heat losses from the Earth. *J. Geophys. Res.*, 86, pp. 11535-11552. <https://doi.org/10.1029/JB086iB12p11535>
- Tolstikhin I.N., Kramers J. (2008). The Evolution of Matter from the Big Bang to the Present Day Cambridge University Press. 521 p.
- Vieira F.P., Hamza V.M. (2011). Global heat flow: comparative analysis based on experimental data and theoretical values. Proc. 12-th Int. Congr. of the Brazilian Geophys. Soc., pp. 1-6. <https://doi.org/10.1190/sbgf2011-407>
- Vitarello I., Pollack H. (1980). On the variation of continental heat flow with age and thermal evolution of continents. *J. Geophys. Res.*, 85, pp. 983-995. <https://doi.org/10.1029/JB085iB02p0983>
- Von Herzen R.P., Cordery M.J., Detrick R.S., Fang C. (1989). Heat flow and the thermal origin of hotspot swell: the Hawaiian swell revisited. *J. Geophys. Res.*, 94, pp. 13783-13799. <https://doi.org/10.1029/JB094iB10p13783>
- Wheildon J., Francis M.F., Ellis J.R.L., Thomas-Betts A. (1980). Exploration and interpretation of the SW England geothermal anomaly. *Proceed. 2nd Int. Seminar on Results of EC Geothermal Energy Resources* (A.S. Strub, P.Ungemach, Eds.), Strasbourg, pp. 456-463. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-9059-3\\_40](https://doi.org/10.1007/978-94-009-9059-3_40)

## Сведения об авторах

**Борис Григорьевич Поляк** – доктор геол.-мин. наук, главный научный сотрудник Лаборатории тепломассопереноса Геологического института РАН  
Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер, д. 7

**Михаил Давыдович Хуторской** – доктор геол.-мин. наук, профессор, Заслуженный деятель науки РФ, заведующий Лабораторией тепломассопереноса Геологического института РАН  
Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер, д. 7

Статья поступила в редакцию 20.07.2018;  
Принята к публикации 16.09.2018;  
Опубликована 30.11.2018

## Heat flow from the Earth interior as indicator of deep processes

B.G. Polyak\*, M.D. Khutorskoy

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

\*Corresponding author: Boris G. Polyak, e-mail: polyak@ginras.ru

**Abstract.** The energy aspects of the problem of intraterrestrial heat transfer in various forms are discussed. Endogenous causes of conductive heat flow dispersion – radiogenic heat generation, tectonic movements and magmatism (volcanism), including its latent and open discharge in the form of volcanic and hydrothermal activity are considered. The geological ordering of the heat flow in the continental crust is related to convective discharge of the heat and mass flux from the mantle, marked by the isotopic composition of helium in freely circulating underground fluids. The combined transport of heat and helium, as well as the correlation of He isotopic compositions in volcanic and hydrothermal gases and Sr compositions in young lavas, testify to the silicate nature of the heat and mass flow emanating from the mantle reservoirs of different depths.

**Keywords:** geothermics, heat flow, heat and mass transfer, helium isotopes, magmatism, volcanism

**Recommended citation:** Polyak B.G., Khutorskoy M.D. (2018). Heat flow from the Earth interior as indicator of deep processes. *Georesursy = Georesources*, 20(4), Part 2, pp. 366-376. DOI: <https://doi.org/10.18599/grs.2018.4.366-376>

### References

- Čermak V. (1976). Heat flow investigation in Czechoslovakia. In: "Geoelectric and Geothermal Studies" (KAPG Geophys. Monogr., A. Adam, ed.). Akad. Kiado. Budapest, 414-424.
- Clarke W.B., Beg M.F., Craig H. (1969). Excess  $^3\text{He}$  in the sea: evidence for terrestrial primordial helium. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 6(3), pp. 213-220. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90093-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90093-4)
- Condomines M., Grönvold K., Hooker P.J. et al. (1983). Helium, oxygen, strontium and neodymium isotope relationships in Icelandic volcanics. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 166, pp. 125-136. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90131-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90131-0)
- Della Vedova B., Pollis G., Foucher I.P., Rehault J.P. (1984). Geothermal structure of the Tyrrhenian. *Sea. Marine Geol.*, 55, pp. 271-289. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90072-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90072-0)
- Gregory R.G., Durrance E.M. (1987). Helium, radon and hydrothermal circulation associated with the Carmenwallis radiothermal granite of southwest England. *Journ Geophys. Res.*, 92, B12, pp. 12567-12586. <https://doi.org/10.1029/JB092iB12p12567>
- Gushchenko I.I. (1979). Izverzheniya vulkanov mira (katalog) [Eruptions of the world volcanoes (catalog)]. Moscow: Nauka, 475 p. (In Russ.)
- Hamza V.M., Muñoz M. (1996). Heat flow map of South America. *Geothermics*, 25(6), pp. 599-646. [https://doi.org/10.1016/S0375-6505\(96\)00025-9](https://doi.org/10.1016/S0375-6505(96)00025-9)
- Hamza V.M., Verma R.K. (1969). The relationship of heat flow with the age of basement rocks. *Bull. Volcanol.*, 33(1), pp. 123-152. <https://doi.org/10.1007/BF02596713>
- Hilton D.R., Craig H. (1998). A helium isotope transect along the Indonesian archipelago. *Nature*, 342, pp. 906-908. <https://doi.org/10.1038/342906a0>
- Khutorskoy M.D. (1996). Geotermya Tsentral'no-Aziatskogo skladchatogo poyasa [Geothermy of the Central Asian fold belt]. Moscow: RUDN Publ., 289 p. (In Russ.)
- Khutorskoy M.D., Gorodnitsky A.M., Gol'mshtok A.Ya. et al. (1986). Teplovoi potok, bazal'tovyy vulkanizm i stroenie litosfery Tirren'skogo moraya [Heat flow, basalt volcanism and the structure of the lithosphere of the Tyrrhenian Sea]. *Geotektonika = Geotectonics*, 5, pp. 116-123. (In Russ.)
- Khutorskoy M.D., Leonov Yu.G., Ermakov A.V., Akhmedyanov V.R. (2009). Anomal'nyi teplovoi potok i priroda zhelobov v severnoi chasti Sval'bardskoi plity [Abnormal heat flow and nature of gutters in the northern part of the Svalbard Plate]. *Doklady RAN = Proceedings of the Russian Academy of Sciences*, 424(2), pp. 227-233. (In Russ.)
- Khutorskoy M.D., Polyak B.G. (2016). Rol' radiogennoi teplogeneratsii v formirovani poverkhnostnogo teplovogo potoka [The role of radiogenic heat generation in the formation of surface heat flow]. *Geotektonika = Geotectonics*, 2, pp. 43-61 (In Russ.)
- Kononov V.I., Polyak B.G. (1977). Geotermal'naya aktivnost'. Islandiya i sredinno-okeanicheskiy khrebet (glubinnoe stroenie, seismichnost', geotermya) [Geothermal activity. Iceland and mid-oceanic ridge (deep structure, seismicity, geothermy)]. Moscow: Nauka, pp. 7-82. (In Russ.)
- Kutas R.I., Gordienko V.V. (1972). Teplovoe pole Karpat i nekotorye voprosy geotermy [Thermal field of the Carpathians and some issues of geothermy]. *Tr. MOIP. Otd. geol.*, 46, pp. 75-80. (In Russ.)
- Lomonosov M.V. (1950). O vol'nom dvizhenii vozdukh, v rudnikakh primechenom (Pervye osnovaniya metallurgii ili rudnykh del) [On the free movement of air, in the mines marked (First foundations of metallurgy or ore affairs)]. St.Petersburg: Imperial Academy of Sciences, 1763. *Trudy po fizike i khimii 1738-1746* [Proceedings in physics and chemistry, 1738-1746]. Moscow-Leningrad: USSR Academy of Sciences, pp. 318-319. (In Russ.)
- Luchitskii I.V. (1979). Nekotorye obshchie voprosy global'nykh paleovulkanologicheskikh rekonstruktsii [Some common issues of global paleovolcanological reconstructions]. V kn.: *Global'nye paleovulkanologicheskie rekonstruktsii* [In: Global paleovolcanologic reconstruction]. Novosibirsk: Nauka, pp.4-14. (In Russ.)
- Lyubimova E.A., Nikitina V.N., Tomara G.A. (1976). Teplovye polya vnutrennikh i ukrainnykh morei SSSR (nablyudeniya i teoriya interpretatsii) [Thermal fields of the USSR internal and marginal seas (observations and interpretation theory)]. Moscow: Nauka, 224 p. (In Russ.)
- Mamyrin B.A., Tolstikhin I.N. (1981). Izotopy geliya v prirode [Helium isotopes in nature]. Moscow: Energoizdat, 222 p. (In Russ.)
- Mamyrin B.A., Tolstikhin I.N., Anufriev G.S., Kamenskii I.L. (1969). Anomal'nyi izotopnyi sostav geliya v vulkanicheskikh gazakh [Abnormal isotopic composition of helium in volcanic gases]. *Dokl. AN SSSR* [Report Academy of Sciences of the USSR], V.184, № 5, Pp. 1197-1199.
- Marty B., Tolstikhin I. N. (1998). CO<sub>2</sub> fluxes from mid-oceanic ridges, arcs and plumes. *Chemical Geology*, 145, pp. 233-248. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00145-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00145-9)
- Morgan W.J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature*, 230, pp. 42-43. <https://doi.org/10.1038/230042a0>
- Muravev A.V., Polyak B.G., Turkov V.P., Kozlov'tseva S.V. (1983). Povtornaya otsenka teplovoi moshchnosti fumarol'noi deyatel'nosti vulkana Mutnovskogo (Kamchatka) [Re-evaluation of the thermal power of the fumarole activity of the Mutnovsky volcano (Kamchatka)]. *Vulkanologiya i seismologiya = Volcanology and seismology*, 5, pp. 51-63. (In Russ.)
- Newell D.L., Crossey L.Y., Karlstrom K.E., Fisher T.P., Hilton D.R. (2005). Continental-scale links between the mantle and groundwater systems of the western United States: Evidence from travertine springs and regional He isotope data. *GSA Today*, 15(12), pp. 115-157. [https://doi.org/10.1130/1052-5173\(2005\)015\[4:CSLBTM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/1052-5173(2005)015[4:CSLBTM]2.0.CO;2)
- Parello F., Allard P., Alessandro W.F., Jean-Baptiste P., Catani O. (2000). Isotope geochemistry of the Pantelleria volcanic fluids, Sicily Channel rift: a mantle volatile end-member in Southern Europe. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180 (3/4), pp. 325-339. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00183-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00183-7)
- Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. (1993). Heat flow from the Earth interior: analysis of the global data set. *Rev. Geophys.*, 31, pp. 267-280. <https://doi.org/10.1029/93RG01249>
- Polyak B.G. (1988). Teplomassopotok iz mantii v glavnykh strukturakh zemnoi kory [Heat and mass flow from the mantle in the main structures of the Earth's crust]. Moscow: Nauka, 192 p. (In Russ.)
- Polyak B.G., Smirnov Ya.B. (1966). Teplovoi potok na kontinentakh [Heat flow on the continents]. *Doklady AN SSSR = Proceedings of the USSR Academy of Sciences*, 168(1), pp. 170-172. (In Russ.)
- Polyak B.G., Smirnov Ya.B. (1968). Svyaz' glubinnogo teplovogo potoka s tektonicheskimi stroeniyami kontinentov [The connection of the deep heat flow with the tectonic structure of the continents]. *Geotektonika = Geotectonics*, 4, pp. 3-19. (In Russ.)

Polyak B.G., Melekestsev I.V. (1979). K otsenke geoenergeticheskogo effekta noveishogo vulkanizma ostrovnykh dug [Evaluation of the geoneergy effect of the newest volcanism of island arcs]. *Geotektonika = Geotectonics*, 1, pp. 36-47. (In Russ.)

Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Yakutseni V.P. (1979a). Izotopnyi sostav geliya i teplovoi potok – geokhimicheskii i geofizicheskii aspekty tektonogeneza [The helium isotope composition and heat flow as geochemical and geophysical aspects of tectogenesis]. *Geotektonika = Geotectonics*, 5, pp. 3-23. (In Russ.)

Polyak B.G., Prasolov E.M., Buachidze G.I. et al. (1979b). Izotopnyi sostav Ne i Ar v termal'nykh flyuidakh Al'piisko-Apenninskogo regiona i ego svyaz' s vulkanizmom [The isotope composition of He and Ar in the thermal fluids of the Alpine-Apennine region and its relationship with volcanism]. *Doklady AN SSSR = Proceedings of the USSR Academy of Sciences*, 247, pp. 1220-1225. (In Russ.)

Roy R.F., Blackwell D.D., Birch F. (1968). Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 5, pp. 1-12. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(68\)80002-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(68)80002-0)

Sass J.H., Blackwell D.D., Chapman D.S., Roy S. (1981). Heat flow of the crust of the United States. *Physical properties of rocks and minerals*. N.Y.: McGraw-Hill, pp. 503-548.

Sclater J., Francheteau J. (1970). 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.*, 20(5), pp. 509-542. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1970.tb06089.x>

Sclater J., Parsons B., Jaupart C. (1981). The heat flow through oceanic and continental crust and heat losses from the Earth. *J. Geophys. Res.*, 86, pp. 11535-11552. <https://doi.org/10.1029/JB086iB12p11535>

Smirnov Ya.B. (1972). Zemnoi teplovoi potok i problemy energetiki geosinklinali [Earth heat flow and energy problems of geosyncline]. *Tr. MOIP. Otd. geol.*, 46, pp. 52-74. (In Russ.)

Smirnov Ya.B. (1980). Teplovoe pole na territorii SSSR (poyasn. zap. k kartam teplovogo potoka i glubinnykh temperatur v m-be 1: 10 000 000) [Thermal field on the territory of the USSR (Note to the maps of heat flow and deep temperatures, 1: 10 000 000)]. Moscow: GIN AN SSSR – GUGK SM SSSR, 150 p. (In Russ.)

Tokarev P.I. (1970). O fokal'nom sloe, seismichnosti i vulkanizme Kurilo-Kamchatskoi zony [On the focal layer, seismicity and volcanism of the Kuril-Kamchatka zone]. *Izv. AN SSSR. Fizika Zemli* [News of the USSR Academy of Sciences. Physics of the Earth], 3, pp. 15-30. (In Russ.)

Tolstikhin I.N., Kramers J. (2008). *The Evolution of Matter from the Big Bang to the Present Day* Cambridge University Press. 521 p.

Vieira F.P., Hamza V.M. (2011). Global heat flow: comparative analysis based on experimental data and theoretical values. *Proc. 12-th Int. Congr. of the Brazilian Geophys. Soc.*, pp. 1-6. <https://doi.org/10.1190/sbgf2011-407>

Vitorello I., Pollack H. (1980). On the variation of continental heat flow with age and thermal evolution of continents. *J. Geophys. Res.*, 85, pp. 983-995. <https://doi.org/10.1029/JB085iB02p00983>

Von Herzen R.P., Cordery M.J., Detrick R.S., Fang C. (1989). Heat flow and the thermal origin of hotspot swell: the Hawaiian swell revisited. *J. Geophys. Res.*, 94, pp. 13783-13799. <https://doi.org/10.1029/JB094iB10p13783>

Wheildon J., Francis M.F., Ellis J.R.L., Thomas-Betts A. (1980). Exploration and interpretation of the SW England geothermal anomaly. *Proceed. 2nd Int. Seminar on Results of EC Geothermal Energy Resources* (A.S. Strub, P.Ungemach, Eds.), Strasbourg, pp. 456-463. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-9059-3\\_40](https://doi.org/10.1007/978-94-009-9059-3_40)

### Acknowledgements

*The work was carried out as part of the State Budget Theme No. 0135-2015-0021 with the financial support of the Programs of the Presidium of the Russian Academy of Sciences No. 47 and 49.*

### About the Authors

*Boris G. Polyak* – DSc (Geology and Mineralogy), Chief Researcher, Heat and Mass Transfer Laboratory

Geological Institute of the Russian Academy of Sciences  
7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russian Federation

*Mikhail D. Khutorskoy* – DSc (Geology and Mineralogy), Professor, Head of the Heat and Mass Transfer Laboratory  
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences  
7, Pyzhevsky lane, Moscow, 119017, Russian Federation

*Manuscript received 20 July 2018;  
Accepted 16 September 2018;  
Published 30 November 2018*