

ВОСХОДЯЩИЙ ТЕПЛОМАССОПОТОК В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ – К ПРОБЛЕМЕ ДВИЖУЩИХ СИЛ ТЕКТОГЕНЕЗА

© 2020 г. Б. Г. Поляк¹, *, И. Н. Толстихин², М. Д. Хуторской¹

¹Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

²Геологический институт КНЦ РАН, г. Анатиты, Россия

*E-mail: polyak@ginras.ru

Поступила в редакцию 17.01.2019 г.

После доработки 04.06.2019 г.

Принята к публикации 22.06.2019 г.

Рассмотрены геофизический и геохимический индикаторы восходящего тепломассопотока в континентальной коре – кондуктивный тепловой поток через ее поверхность и изотопный состав гелия в свободно циркулирующих подземных флюидах. Обсуждаются тектоническая упорядоченность теплового потока и причины дисперсии его плотности (q). Охарактеризованы источники и резервуары земного гелия, показана устойчивость отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в геологическом разрезе по глубине и во времени, выявлены его линейные и площадные вариации разного масштаба и их сходство с распределением теплового потока. Корреляции изотопного состава гелия в свободно циркулирующих подземных флюидах, с плотностью кондуктивного тепломассопотока и состава гелия в газах районов новейшего вулканизма, с составом стронция в молодых лавах, указывают на транспорт гелия из мантии в кору магматическими расплавами.

Ключевые слова: континентальная кора, тепловой поток, изотопы гелия в подземных флюидах.

DOI: 10.31857/S0002333720030084

ВВЕДЕНИЕ

Как указывал Н.С. Шатский, “... *главнейшие обобщения о движениях и силах тектоника получает из детального анализа структур, ... основываясь на данных геофизики и геохимии земного шара и опираясь на гипотезы о его происхождении*” [Шатский, 1946]. В другой работе [Шатский, 1947] он подчеркнул, что “... *ни одна тектоническая гипотеза или концепция в области синтетической геологии не может рассчитывать на более или менее длительное существование, если она не основывается на всем комплексе эмпирических достижений нашей науки... Выводы, которые можно сделать для тектоники на основании смежных дисциплин, весьма обогащают нашу науку и новыми фактами, и новыми мыслями... К вопросам, для решения которых уже собран большой материал, относится, в частности, ... геотермика земной коры и Земли*”.

Следуя такому подходу, мы попытались в данной работе объединить некоторые, полученные с тех пор, геологические, геофизические и геохимические сведения, характеризующие восходящий тепломассопоток в земной коре. В этом явлении неразрывно сочетаются энергетический и материальный аспекты. Такой поток проявляется в сопряженном переносе земного вещества и аккумулятивной в нем тепловой энергии, а его

разгрузка отражается в тектонической зональности континентальной коры, как и в океаническом спрединге.

Для этого мы, базируясь на данных региональной тектоники, рассмотрели проявления обоих процессов в разных структурах материков и их активных окраин и попытались, как предлагал Н.С. Шатский, синтезировать названные выше разнородные данные на базе современных представлений о захвате Землей при ее аккреции солнечного гелия.

В этой статье обсуждаются два индикатора разгрузки восходящего тепломассопотока в континентальной коре:

– геофизический, т.е. кондуктивный тепловой поток через верхний слой коры (границу “твердой” Земли);

– геохимический, которым является поступление в кору из мантии гелия со специфическим отношением концентраций изотопов $^3\text{He}/^4\text{He}$.

На геологическое значение гелиевых данных впервые указал В.И. Вернадский [Вернадский, 1934]. Исходя из геохимической истории гелия, он подчеркнул: “... *кора не изолирована от космического пространства. Все время происходит материальный и энергетический обмен через нее между Землей и Космосом...*” [Вернадский, 1934, с. 276],

причем сделал это еще до открытия изотопа ^3He [Alvarez, Cognog, 1939]. При этом он считал: "... энергетика земной коры — есть та проблема, которая стоит сейчас перед геологом" [Вернадский, 1960, с. 157], и, как и Н.С. Шатский, считал совершенно необходимым для развития теоретической геологии (синтетической тектоники) изучение внутривоздушного тепла, призывая на 17-й сессии МГК в 1937 г. обратить "внимание на этот важнейший по существу, геофизический комплекс проблем — на геотермику..." [Вернадский, 1954, с. 687]. Развитие этого направления выявило геотермическую специфику зон разновозрастной складчатости и повторной тектоно-магматической активизации, позволило уточнить планетарный геоэнергетический баланс и открыло возможность практического использования глубинного тепла как неисчерпаемого альтернативного источника энергии.

Ниже изложены результаты проведенного нами синтеза данных о тепловом потоке в континентальной коре и изотопном составе гелия в подземных флюидах.

КОНДУКТИВНЫЙ ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ — ОТРАЖЕНИЕ ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Изучение геофизического (геотермического) аспекта тепломассопотока из недр опирается на эмпирические оценки плотности кондуктивного теплового потока $q = -K \text{grad}T$ [мВт/м²], где K — коэффициент теплопроводности пород, а $\text{grad}T$ — вертикальный градиент температуры, измеренные во вскрытом горными выработками интервале глубин. Этот интервал по сравнению с радиусом планеты очень мал, так что такие оценки характеризуют практически "поверхностное" (на границе твердой Земли) значение $q_{\text{пов}}$. 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 геосфер. Наблюдаемый тепловой поток — результат суперпозиции генетически разных причин, абсолютный и относительный эффекты которых неодинаковы на разных глубинных уровнях (на поверхности коры, разделе М, подошве литосферы и т.д.) и изменяются во времени.

В каждом пункте измеренная величина $q_{\text{пов}}$ более или менее отличается от ее глубинного значения из-за действия приповерхностных факторов. К ним 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. Количественная оценка влияний этих факторов в принципе возможна, но данные, необходимые для этого, редко известны полностью и с приемлемой точностью. Зато при осреднении результатов частных определений $q_{\text{пов}}$ в пределах крупного однородного геоблока (тектонической провинции) противоположные по знаку локальные эффекты каждого из факторов, искажающих распределение кондуктивного теплового потока в той или иной мере взаимно компенсируются. Поэтому региональные средние (фоновые) оценки $q_{\text{пов}}$ приближаются к неискаженной (глубинной) величине теплового потока.

Тектоническая упорядоченность теплового потока

Анализ средних значений $q_{\text{пов}}$ показал [Поляк, Смирнов, 1966; 1968; Hamza, Verma, 1969], что в коре материков кондуктивный теплоток уменьшается с возрастом (t) ее складчатости (консолидации) или последующей тектоно-магматической активизации (рис. 1). Этот возраст представляет основу районирования континентальной коры [Архангельский, Шатский, 1933]. Зависимость $q-t$ неоднократно проверялась и подтверждалась [Сержмак, 1976; Chapman, Pollack, 1976; Kutas et al., 1976; Sclater, Francheteau, 1970; Vitorello, Pollack, 1980]. Время ее проявления в континентальных структурах охватывает рифей-фанерозойский этап их истории, но не менее очевиден возрастной тренд теплового потока и в океанической коре [Смирнов, 1966; Sclater, Francheteau, 1970].

По мере накопления данных общая тенденция изменения теплового потока в континентальной коре затухала дисперсией частных значений $q_{\text{пов}}$ и несовершенством их геохронологической привязки, отчего некоторые исследователи усомнились в существовании генерального тренда [Rao et al., 1982]. Однако в более ранней работе [Sclater et al., 1981] оценки плотности кондуктивного теплового потока были сгруппированы в выборки по абсолютному возрасту пород в районах измерений. В этих выборках с уменьшением фонового теплового потока уменьшается и разброс частных значений $q_{\text{пов}}$. Но в доменах с возрастом пород старше 250 млн лет этот разброс оказался почти одинаковым, а экстремальные частные значения $q_{\text{пов}}$ отличаются от среднего не более, чем на 15–20%. Реальность связи $q_{\text{пов}}$ и t , выявленная по данным измерений теплового потока в первых сотнях пунктов, была подтверждена всеми позднейшими исследованиями, в том числе использовавшими гораздо большее количество эмпирических оце-

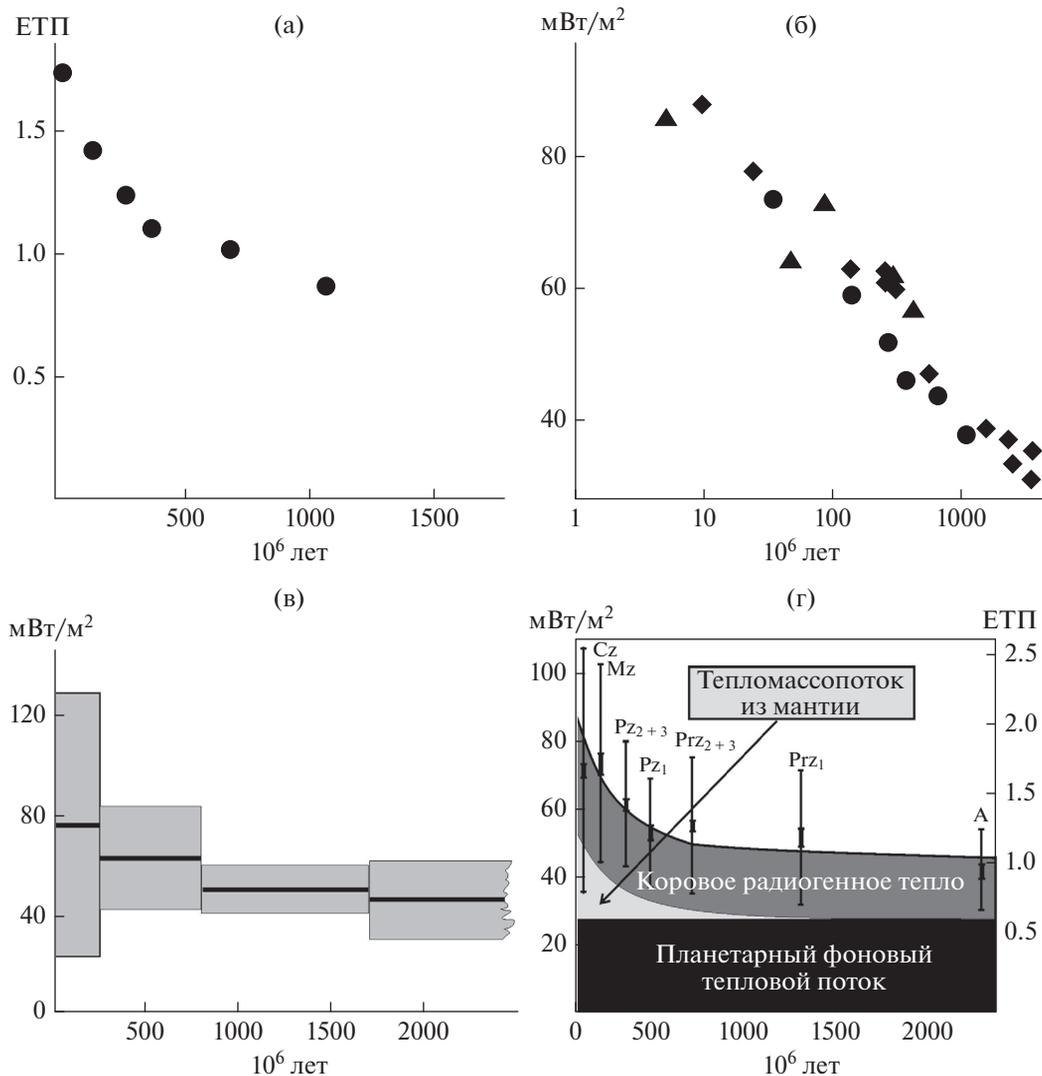


Рис. 1. Связь плотности “поверхностного” теплового потока с возрастом тектоно-магматической активности в континентальной коре по данным: (а) – [Поляк, Смирнов, 1968]; (б) – кружки по (а), ромбы по [Kutas et al., 1976], треугольники по [Cermak et al., 1976]; (в) – по [Slater et al., 1981]; (г)– по [Vitorello, Pollack, 1980]. 1 ЕТП – единица теплового потока, 1×10^{-6} кал/см² · с.

нок $q_{\text{пов}} - 10337$ [Pollack et al., 1993] и 19775 [Vieira, Namza, 2011].

Практически связь $q-t$ проявляется на континентах при анализе фоновых средних оценок $q_{\text{пов}}$ в крупных геоблоках, указывая на существование в недрах временных и относительно локальных источников тепла. Однако эта связь лишь показывает, как распределен тепловой поток по поверхности земного шара, не объясняя, почему он так распределен. После ее обнаружения некоторые геологи полагали, что причиной повышения теплового потока в тектонически мобильных поясах по сравнению со стабильными участками континентальной коры является ее фрикционный разогрев тектоническими движениями, не задумываясь о первопричинах самих движений и их роли в геоэнергетическом балансе. Но связь $q-t$

позволяет идентифицировать источники глубинного тепла только с физической стороны – традиционным для геофизики путем решения обратных задач, т.е. подбором отвечающих темпу изменения $q_{\text{пов}}$ 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 на графиках $q-t$ нестационарным членом.

Глубинные причины дисперсии теплового потока

Магматизм

Как показывают геологические наблюдения тектоно-магматическая активность в истории практически любого блока континентальной коры проявлялась неоднократно. Ее многофазность в конкретном геоблоке свидетельствует о последовательном проявлении нескольких глубинных (астеносферных?) импульсов, каждый из которых должен был влиять на геотермическое поле. Возраст, (t), той или иной фазы тектоно-магматической активности отражает только время проявления импульса, тогда как его энергетический эффект остается неизвестным. Неясно, в какой мере этот эффект отражают массы разновозрастных вулканитов – продуктов открытой разгрузки тепломассопотока из недр, уничтожавшихся последующей эрозией, или современные обнажения древних плутонов, т.е. результатов скрытой разгрузки глубинных расплавов в ту или иную геологическую эпоху. Однако разновременные и/или разновозрастные мантийные импульсы, ответственные за те или иные фазы магматической активизации в разных частях единой тектонической провинции, неизбежно создавали в районах их проявления разную плотность кондуктивного теплового потока над фронтом восходящего тепломассопотока, т.е. дисперсию частных значений $q_{\text{пов}}$ в этой провинции. Но количественно определить в пунктах геотермических измерений энергетические эффекты разгрузки тепломассопотока из мантии, возмущающего геотермическое поле, практически невозможно, по тем же причинам, что и приповерхностных факторов – из-за отсутствия надежных данных, необходимых для таких расчетов. Учет этого эффекта мог бы минимизировать дисперсию локальных значений $q_{\text{пов}}$, приписываемых одним и тем же этапам геологической истории, и объяснить их кажущиеся противоречивыми оценки в геоблоках, подвергшихся воздействию нескольких мантийных тепловых импульсов (M_1, M_2, \dots) в те или иные геологические эпохи ($t_1, t_2 \dots$).

При синхронности ($t_1 = t_2$) и равной мощности этих импульсов ($M_1 = M_2$) их остаточный энергетический эффект, наблюдаемый в настоящее время на участках их проявления в виде аномального повышения частной величины $q_{\text{пов}}$ над ее фоновым (региональным средним) значением, должен быть одинаков (равновеликие мантийные диапиры на равной глубине остывают с одинаковой скоростью). Если один импульс был старше ($t_1 > t_2$) и тем более слабее другого ($M_1 < M_2$), то его эффект, наблюдаемый в настоящее время, естественно, должен быть меньше, чем на участке проявления более позднего импульса ($q_{1\text{пов}} < q_{2\text{пов}}$). Но в случаях, когда слабее был позднейший импульс ($M_2 < M_1$), соотно-

шение $q_{1\text{пов}}$ и $q_{2\text{пов}}$ может быть любым, в зависимости от разницы масштабов импульсов (ΔM) и времени их проявления (Δt). При разномасштабности и асинхронности импульсов современный эффект более позднего, но, при этом, более слабого импульса может оказаться меньше – меньший диапир может остыть быстрее большего диапира, внедрившегося ранее, так что $q_{2\text{пов}} < q_{1\text{пов}}$. Это может породить сомнения в справедливости общей антибатной связи “ $q-t$ ”. Но при большой разнице возрастов последовательных импульсов ($t_1 \gg t_2$) наблюдаемый эффект более сильного раннего со временем может оказаться меньше позднейшего, хотя и более слабого, поддерживая обратную связь q и t лишь формально.

Рассмотренные соотношения следов разновеликих, асинхронных и локализованных в разных районах глубинных тепловых импульсов не исчерпывают разнообразия возможных природных ситуаций. При прочих равных условиях современные значения $q_{\text{пов}}$ должны зависеть еще от морфологии внедрившегося тела – источника дополнительного тепла (астеносферного диапира) и его положения в разрезе коры (литосферы) и отражать суммарный эффект всех последовательных импульсов в одном районе, что делает количественную оценку геотермического эффекта каждого импульса вряд ли возможной.

Многоактность тектоно-магматической деятельности на континентах при разномасштабности ее проявлений представляется важнейшей, хотя и неединственной глубинной причиной дисперсии значений наблюдаемого теплового потока. Его величина в конкретном пункте создается, помимо действий вышеназванных приповерхностных искажающих факторов, суперпозицией не только мантийных импульсов, но и других эндогенных процессов. К ним относятся фрикционный разогрев при тектонических деформациях, местная аномальная радиотеплогенерация, сейсмичность, т.е. накопление (разрядка) упругой энергии и ее трансформация в тепловую и т.п.

Тектонические движения

Тектонические движения – это, прежде всего, перемещения горных масс, при которых переносятся аккумулированное в них тепло. Возникающие при этом нестационарные термоаномалии по своему механизму, как и рассмотренные выше магматогенные, относятся к адвективному теплопереносу. В молодых подвижных поясах вертикальные движения, сопровождающиеся либо седиментацией и нагреванием погружающихся масс до температур, соответствующих геотермическому фону на глубине погружения, либо эрозией воздымающихся относительно “горячих” блоков, создают дисперсию значений $q_{\text{пов}}$. Но и

субгоризонтальные движения, выражающиеся в образовании надвигов или явлениях субдукции (обдукции) в коллизионных обстановках, особенно в зоне перехода от континента к океану, деформируют геотермическое поле, так что наблюдаемый на поверхности тепловой поток всегда более или менее отличается от глубинного. В отличие от магматогенных, исключительно положительных термоаномалий, тектоногенные — преимущественно отрицательные, вызванные экранированием глубинного теплового потока погружающимися осадками или субдукционными слэбами, ярко проявляясь в глубоководных желобах [Toksöz, Bird, 1977]. Но, как и магматогенные, они гораздо более “долгоживущие”, чем их климатогенные и прочие приповерхностные аналоги. Так, понижение $q_{\text{пов}}$ в плиоцен-четвертичных предгорных прогибах и межгорных депрессиях, прогибавшихся со скоростью ~ 1 мм/год, ощущается в течение первых десятков миллионов лет, тогда как 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 [Хуторской, 1996].

Радиотеплогенерация в литосфере

Практически одновременно с выявлением зависимости “ $q-t$ ” была обнаружена и другая связь — между поверхностными значениями теплового потока ($q_{\text{пов}}$), и радиогенной теплогенерации ($A_{\text{пов}}$). Параметр $A_{\text{пов}}$ отражает суммарный эффект распада радиоактивных изотопов урана, тория и калия в “приповерхностных”, т.е. обнажающихся или вскрытых бурением горных породах.

Накопление фактического материала выявило уменьшение радиогенной теплогенерации с глубиной и его региональные различия в форме корреляционных зависимостей вида $q_{\text{пов}} = A_{\text{пов}}D + q_{\text{ред}}$ [Sass et al., 1981]. В этих зависимостях параметр D характеризует скорость убывания радиогенной теплогенерации с глубиной (чем D меньше, тем эта скорость больше), определяя толщину слоя, в котором выделяется подавляющая часть радиогенного тепла, а величина $q_{\text{ред}}$ — так называемый редуцированный тепловой поток, кондуктивно поступающий к подошве этого слоя. Подробнее геотермическое значение и коровые вариации радиогенной теплогенерации рассмотрены в работе [Хуторской, Поляк, 2016].

При анализе этих зависимостей была замечена [Vitarello, Pollack, 1980] отрицательная корреляция $A_{\text{пов}}$ с возрастом тектоно-магматической активности. Такую корреляцию ее авторы стали рассматривать как отражение региональных масштабов эрозии континентальной коры, удаляющей из ее разреза самую богатую радиоэлементами

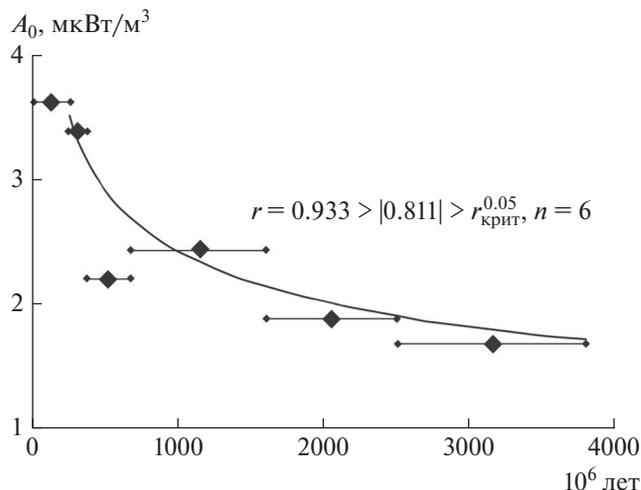


Рис. 2. Выделение радиогенного тепла (A_0) на поверхности континентальной коры (по данным [Vitarello, Pollack, 1980]).

верхнюю часть. На основании изучения 28 регионов разных континентов И. Виторелло и Г. Поллак нашли, что величина выделения радиогенного тепла на их поверхности ($A_{\text{пов}}$) уменьшается с увеличением возраста последнего тектоно-термального события (рис. 2). Они приписали это влиянию эрозии континентальной коры, уменьшающей, по их расчетам, геотермический эффект радиогенной теплогенерации за 1600 млн лет в два раза. Но расчеты скорости эрозии (темпов денудации) рельефа показали [Хуторской, Поляк, 2016], что снос материала с дневной поверхности происходит гораздо быстрее, и при средней скорости эрозии 0.5 мм/год 10-километровый слой земной коры будет эродирован за 20 млн лет. Следовательно, влияние эрозии в палеозойских и тем более в докембрийских складчатых поясах при расчете радиогенной теплогенерации можно не учитывать, т.к. их возраст на 1–2 порядка больше характерного времени выравнивания рельефа.

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 теплового потока с течением геологического времени несомненно (напомним, что периоды полураспада ^{235}U — 0.704×10^9 лет, ^{238}U — 4.468×10^9 лет, что лишь чуть меньше возраста Земли 4.54×10^9 лет, а ^{232}Th — 14.05×10^9 лет, что больше возраста Вселенной — 13.798×10^9 лет).

Насколько же реалистично допущение связи распределения на континентах плотности кон-

дуктивного теплового потока с вторжением в литосферу астеносферных диапиров? Доказать эту гипотезу могло только выявление в зонах высоко-го фонового теплового потока прямых матери-альных (вещественных) признаков присутствия в таких зонах дериватов мантии. Однозначным гео-химическим признаком присутствия этих дерива-тов оказался изотопный состав гелия в свободно циркулирующих подземных флюидах.

ИЗОТОПЫ ГЕЛИЯ В ПОДЗЕМНЫХ ФЛЮИДАХ

Источники и резервуары земного гелия

В геологических объектах отношение концен-траций легкого и тяжелого изотопов ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$ варьирует в пределах нескольких порядков вели-чины. Это обусловлено двумя причинами: при-сутствием в земном гелии генетически различных компонентов и диссипацией гелия из атмосферы в околоземное пространство [Мамырин, Толсти-хин, 1981].

Один из компонентов земного гелия – **радио-генный**: ${}^4\text{He}$ образуется в результате радиоактив-ного распада урана и тория, а взаимодействие воз-никающих при этом α -частиц с ядрами легких эле-ментов создает в горных породах нейтронный поток, так что последующая реакция ${}^6\text{Li} + n = {}^4\text{He} + {}^3\text{H}$ с дальнейшим превращением ${}^3\text{H} - (\beta^-) - {}^3\text{He}$ приво-дит к появлению легкого изотопа гелия He. Зная химический состав образца горной породы и со-держания в нем U, Th и Li, можно вычислить зна-чение отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в образующемся там радиогенном гелии. Расчеты показали [Толсти-хин, 1986], что в обычных горных породах с кларко-выми содержаниями урана, тория, лития и других элементов, влияющих на плотность нейтронного потока, величина отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ близка к $(2 \pm 1) \times 10^{-8}$. Это отношение считают типичным для радиогенного гелия континентальной коры, обозначая его как $R_{\text{КОР}}$, а такой гелий – как ${}^*\text{He}_{\text{РАД}}$, называя его “каноническим радиогенным”, “ко-ровым радиогенным”, или просто “коровым”, имея в виду его образование в коре, а не его лока-лизацию (рис. 3).

Другой компонент – **солнечный** гелий с $R_{\text{СОЛАР}} \approx 4.3 \times 10^{-4}$, генерируемый ядерными реакциями в недрах звезд и привнесенный на Землю на ста-дии ее аккреции веществом, облученным солнеч-ным ветром. За время эволюции планеты солнеч-ный гелий, разбавляясь радиогенным, перено-сился из недр в атмосферу, но отчасти все еще сохранился в мантии, обеспечивая в ней высокие значения R .

Об этом свидетельствуют современные отно-шения изотопов гелия в базальтах и гидротермах срединно-океанических хребтов (MORB), лежа-

щие в узких пределах – $R_{\text{MORB}} = (1.15 \pm 0.1) \times 10^{-5}$ [Marty, Tolstikhin, 1998]. Расплавы поднявшегося к земной поверхности более глубинного вещества мантийных плюмов [Morgan, 1971] содержат гелий с более высоким вкладом ${}^3\text{He}$, вплоть до $R \sim 5 \times 10^{-5}$ [Craig, Lupton, 1976; Graham, 2002]. Эволюция изото-пов гелия в мантийных резервуарах Земли рассмот-рена в монографии [Tolstikhin I.N., Kramers, 2008].

Породы земной коры формировались из дега-зированных мантийных расплавов, сохранив при этом небольшие количества мантийного гелия. Изначально высокие мантийные отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в них уменьшались с течением времени в результате двух процессов:

- α -распада U и Th в породах земной коры, ха-рактеризующихся высокими концентрациями этих элементов, что приводит к генерации радио-генного гелия с низким отношением ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, разбавляющего исходный He с бóльшим отноше-нием изотопов;
- миграции обоих изотопов гелия, характери-зующегося высокой подвижностью в породах и минералах, из них в свободные подземные флюи-ды – воды, газы, нефть [Polyak, Tolstikhin, 1985]. При этом захваченный породами мантийный ге-лий теряется невосполнимо, а радиогенный ге-лий продолжает в них возникать.

В результате этих процессов древние породы земной коры и заключенные в них флюиды, как правило, содержат гелий с изотопным составом, близким к типичному радиогенному значению. В ходе дегазации твердой Земли гелий, обычно как микрокомпонент газовых смесей, переносит-ся в атмосферу – еще один, кроме коры и мантии, резервуар гелия, в котором его изотопный состав глобально усредняется до характерного значения $R_{\text{АТМ}} \approx 1.4 \times 10^{-6}$. Малый атомный вес и инерт-ность гелия обуславливают его диссипацию из ат-мосферы в околоземное пространство, при этом время нахождения атомов гелия в атмосфере око-ло одного миллиона лет. Диссипация гелия вызы-вает его весьма низкую концентрацию в атмосфе-ре – 5.24×10^{-4} об. % [Мамырин, Толстихин, 1981; Толстихин, 1986].

Тем не менее, контаминация подземных газов воздухом, поступающим в них из метеогенных инфильтрационных вод или в процессе опробо-вания, способна исказить в них величину изотоп-но-гелиевого отношения. Для исключения ее влияния на измеряемую величину $R_{\text{ИЗМ}}$ и вычисле-ния исправленного значения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R_{\text{ИСПР}}$ ис-пользуют измерения в исследуемых образцах зна-чений отношения ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$, которое в атмосфере равно 0.287. Кое-где в подземных флюидах на-блюдаются значения $R_{\text{ИЗМ}}$ несколько выше кано-нического радиогенного, но не из-за примеси мантийного гелия, а, как выясняется специаль-

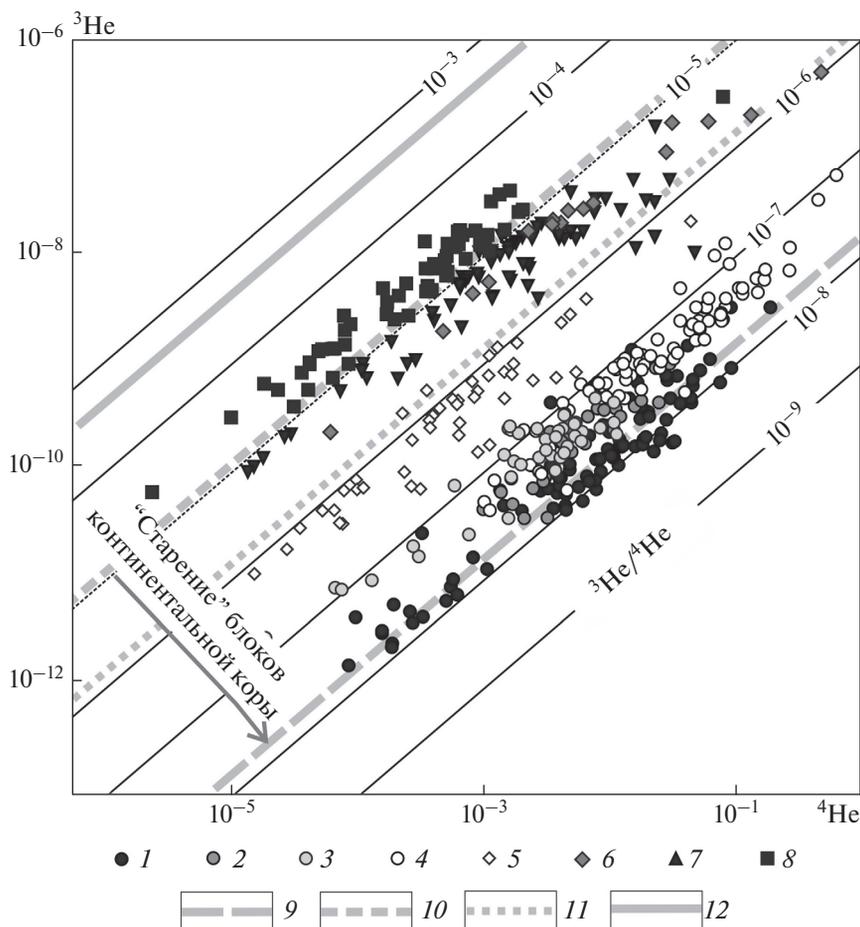


Рис. 3. Эволюция изотопного состава гелия в газах земной коры (по данным [Мамырин, Толстикхин, 1981; Polyak, Tolstikhin, 1985; Polyak et al., 2015; Tolstikhin, Kramers, 2008; Tolstikhin, 2011]). По осям показаны концентрации изотопов гелия в $\text{см}^3 \text{He}/\text{см}^3$ газа. Условные обозначения: 1 – Восточно-Европейская платформа (ВЕП); 2 – Тимано-Печорская депрессия; 3 – активизированные в докембрии – раннем палеозое участки ВЕП; 4 – эпигерцинская Скифская плита; 5 – ее участки, активизированные в кайнозое (Ставропольский свод, район КМВ); 6 – герцинский Центральный Французский массив, активизированный в кайнозое; 7 – вулканические районы Италии; 8 – Исландия (мантийный плюм); 9 – радиогенный гелий древней континентальной коры ($R_{\text{КОР}} = (2 \pm 1) \times 10^{-8}$); 10 – гелий в породах и гидротермах срединно-океанических хребтов ($R_{\text{MORB}} = (1.15 \pm 0.1) \times 10^{-5}$); 11 – гелий атмосферы ($R_{\text{АТМ}} = 1.4 \times 10^{-6}$); 12 – солнечный гелий ($R_{\text{СОЛАР}} \approx 4.3 \times 10^{-4}$).

ными исследованиями [Tolstikhin et al., 2011], благодаря равновесию с водовмещающими породами, обогащенными литием.

Изотопы гелия в газах древних платформ

Приведенная выше теоретическая оценка значения $R_{\text{КОР}} \approx (2 \pm 1) \times 10^{-8}$, соответствующая “кларковым” земным породам, хорошо согласуется с эмпирическими данными, о чем говорит распределение величин отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ во флюидах, циркулирующих в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле дорифейской Восточно-Европейской платформы (рис. 4а). На Балтийском щите в импактной кольцевой структуре Сильян (Швеция) при бурении одноимен-

ной сверхглубокой скважины был определен изотопный состав гелия в буровом растворе. По наиболее надежным определениям R [Hilton, Craig, 1989a] в интервале глубин 5700–6957 м среднее значение R составило 2.45×10^{-8} , а в разгружающихся южнее в бассейне Остерготланд метановых сипах – 1.84×10^{-8} . В водах гранитного массива Стрипа, лежащего севернее структуры Сильян, значение R в интервале 409–506 м ниже – 0.572×10^{-8} , отвечая при этом равновесному с вмещающими породами [Andrews et al., 1988]. Редкие определения состава гелия в подземных водах юго-восточной окраины Балтийского щита дали более близкие к большинству шведских значения $R_{\text{ИЗМ}} = (1.9\text{--}2.1) \times 10^{-8}$ [Прасолов, 1990]. На Украинском щите в интервале глубин 300–980 м водорас-

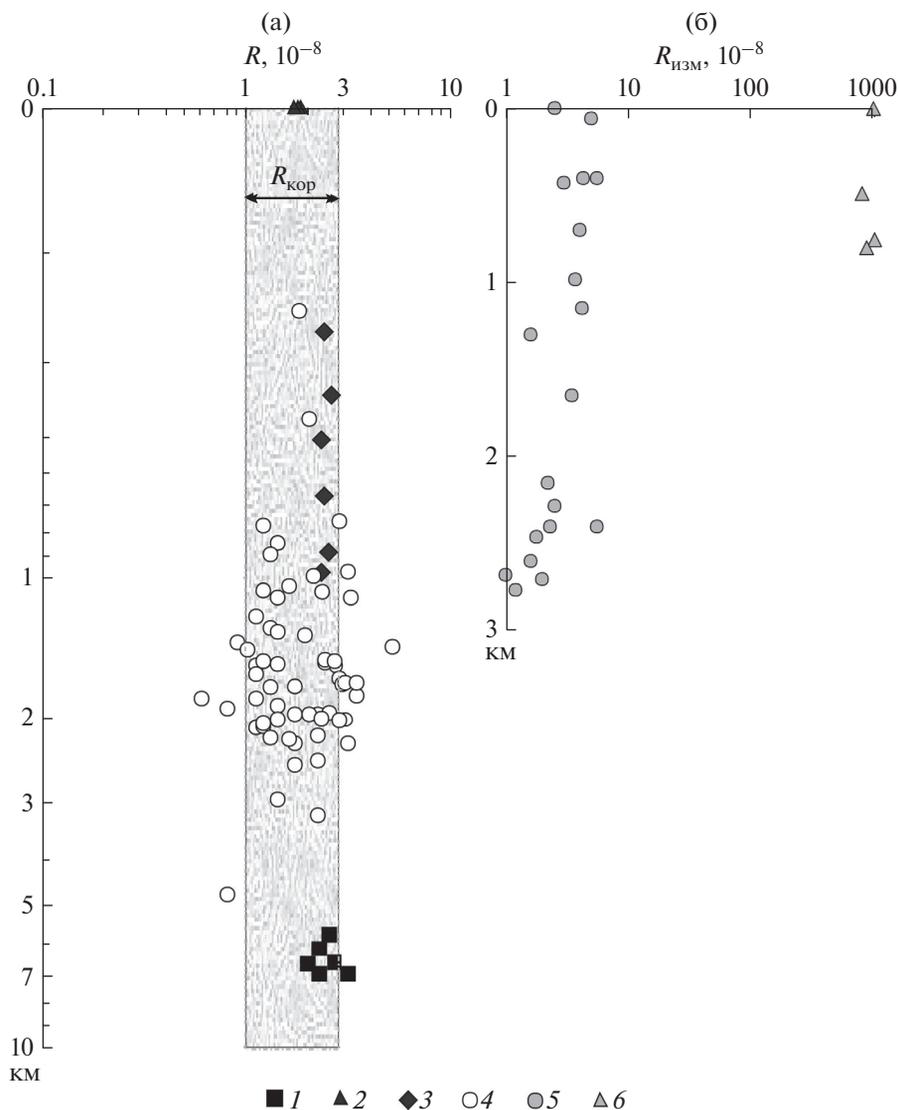


Рис. 4. Вертикальные вариации изотопного состава гелия в подземных флюидах древних платформ (по данным [Гордиенко, Тарасов, 2001; Прасолов, 1990; Hilton., Craig, 1989a; Polyak et al., 2015]): (а) – Восточно-Европейская платформа (ВЕП); 1, 2 – Балтийский щит: скв. Сильян (1), метановые сипы (2), Украинский щит (3), осадочный чехол ВЕП (4); (б) – Сибирская платформа и Байкальская рифтовая зона (БРЗ): 5 – Иркутский амфитеатр и Непский свод; 6 – Тункинская впадина БРЗ.

творенный $^3\text{He}/^4\text{He}$ по изотопному составу [Гордиенко, Тарасов, 2001] аналогичен вскрытому скважиной Сильян с тем же $R_{cp} = 2.45 \times 10^{-8}$.

Таков же состав водорастворенного гелия и в фундаменте древней Северо-Американской платформы, изученном на Канадском щите в провинциях Сьюпириор (скважина WNRE) и Гренвилл (скважина CRNL). В скв. WNRE значения R в интервале глубин 18–800 м лежат в диапазоне $(0.3–2.60) \times 10^{-8}$ при $R_{cp} = 1.44 \times 10^{-8}$ [Bottomley et al., 1984], а в скв. CRNL – 2.1×10^{-8} [Newell et al., 2005].

Во флюидах чехла обеих платформ изотопный состав гелия тоже очень сходен. На Восточно-Европейской платформе отношение $R =$

$= ^3\text{He}/^4\text{He}$ в углеводородных газах чехла в среднем равно 2.00×10^{-8} в Балтийской синеклизе (в интервале 460–2240 м), Волго-Уральской области, включая Предуральский прогиб (в интервале 970–4700 м) и прилегающих районах [Прасолов, 1990; Polyak et al., 2015]. Близкие значения $R \approx (2.8–4.9) \times 10^{-8}$ измерены на глубинах от 400 до 750 м в подземных водах американского интракратонного бассейна Мичиган [Clark et al., 2013].

Рассмотренные данные показывают, что на дорифейских платформах изотопный состав гелия в подземных флюидах одинаков и постоянен по глубине в осадочном чехле и фундаменте, на-

дежно характеризуя радиогенный гелий континентальной коры.

В областях более молодой кратонизации и тектоно-магматической активизации значения R в подземных флюидах превышают $R_{\text{КОР}}$, возрастая по мере уменьшения возраста этой активизации. В породах континентальной коры, в отличие от океанических, из-за особенностей их состава и происхождения значения R широко варьируют. Но, как было установлено Э.К. Герлингом [1957], в условиях коры гелий непрерывно покидает породы и переходит в содержащиеся в них флюиды. При их миграции изотопный состав гелия осредняется в них естественным путем в соответствии с вкладом каждого из его источников (пород (минералов) с тем или иным значением R) и становится фоновой квазистационарной изотопно-гелиевой меткой исследуемого геоблока. По мере разбавления остатков привнесенного расплавами из мантии гелия с ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \sim R_{\text{MORB}}$ коровым радиогенным на фоне общей утечки He в атмосферу и при отсутствии дополнительного привноса мантийных дериватов в этот геоблок изотопная метка He снижается за время порядка 10^3 Ма до типично корового уровня, который наблюдается в древних кратонах. Повторные инъекции мантийных магм в кору тормозят этот процесс пропорционально массе (объему) таких неоинтрузий, привносящих в кору гелий, обогащенный легким изотопом ${}^3\text{He}$. В результате в свободных флюидах континентальной коры при широких вариациях концентраций легкого и тяжелого изотопов гелия формируются значения R , промежуточные между мантийным R_{MORB} и каноническим радиогенным $R_{\text{КОР}}$ значениями.

Устойчивость изотопно-гелиевого сигнала

Одинаковый в разбуренном интервале глубин уровень значений R в чехле и фундаменте древних платформ, отвечающий $R_{\text{КОР}}$ — следствие генерации там радиогенного гелия при полной потере мантийного. Но насколько однороден по разрезу и постоянен во времени изотопный состав гелия в подземных флюидах более молодых структур, где измеренные величины R превышают каноническое радиогенное значение $R_{\text{КОР}}$?

В газах крупных тектонических структур (областей разновозрастной складчатости или активизации) при сильно изменяющихся концентрациях ${}^3\text{He}$ и ${}^4\text{He}$ отношения этих концентраций меняются незначительно (см. рис. 3). Средний уровень отношения ${}^4\text{He}/{}^3\text{He}$ увеличивается со временем, прошедшим после стабилизации коры, от современных мобильных поясов, где в газах наблюдается существенный вклад мантийного He, к древней (дорифейской) платформе, в газах которой преобладает радиогенный He.

Если же локальные (в одном географическом пункте) величины R варьируют упорядоченно — растут (убывают) по глубине или в геологически ультракраткий исторический период наблюдений, то они непригодны для выяснения или уточнения латеральной изменчивости изотопного состава гелия, отмеченной во многих работах [Поляк и др., 1979a; Sano et al., 1982; O'Nions, Oxburgh, 1983; и др.].

Колебания ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ по глубине

В разрезе дорифейских платформ вертикально упорядоченных изменений состава гелия нет: разброс значений R здесь очень узок, а значимых трендов не видно ни в разных щитах, ни в осадочных бассейнах (см. рис. 4). В более молодых структурах дисперсия значений R шире, достигая местами одного и даже двух порядков величины. Так, в углеводородных гелиеносных газах района Хьюгтон-Пенхендл (США) в пермских отложениях на глубинах 488–2021 м измеренная величина R [Jenden et al., 1993] колеблется в диапазоне $(4.34\text{--}34.2) \times 10^{-8}$, но тоже без значимого вертикального тренда. В таких же газах неогеновой Провинции Зеленых Туфов на о. Хонсю (Япония) эта величина варьирует еще шире — от $\sim 1 \times 10^{-7}$ до $\sim 1 \times 10^{-5}$ [Wakita, Sano, 1983; Sano, Wakita, 1985; Sano, Fisher, 2013]. Поэтому в районах с широкой дисперсией R отдельные частные значения этого отношения не характерны для района в целом.

Но совокупности частных значений бывают весьма показательны для сравнений. Например, на Сибирской платформе, столь же древней, что и Русская, значения $R_{\text{изм}}$ в углеводородных газах Иркутского амфитеатра в интервале глубин 430–2760 м и Непского свода (1300–2680 м) лежат в диапазонах соответственно $(1.0\text{--}6.5) \times 10^{-8}$ и $(1.2\text{--}5.6) \times 10^{-8}$, в среднем составляя $(3.0 \pm 0.9) \times 10^{-8}$, тогда как в Тункинской впадине Байкальского рифта, расскешего окраину платформы, величина R близка к мантийному уровню (рис. 4б), причем, как в углекислых газах курорта Аршан в интервале глубин от 0 до 750 м, так и в метановых, вскрытых на глубине 796 м поблизости от него в скв. Жемчуг, и распределение R по глубине резко контрастирует с платформенным [Поляк, 2000].

Сходство изотопного состава гелия в углекислых и метановых газах Тункинской впадины является одним из доказательств разного происхождения гелия и его газов-носителей. Подземные флюиды ассимилируют гелий, выделяющийся из пород того или иного геоблока, и поэтому приобретают более или менее сходные изотопно-гелиевые метки, независимо от состава и происхождения макрокомпонентов своей газовой фазы.

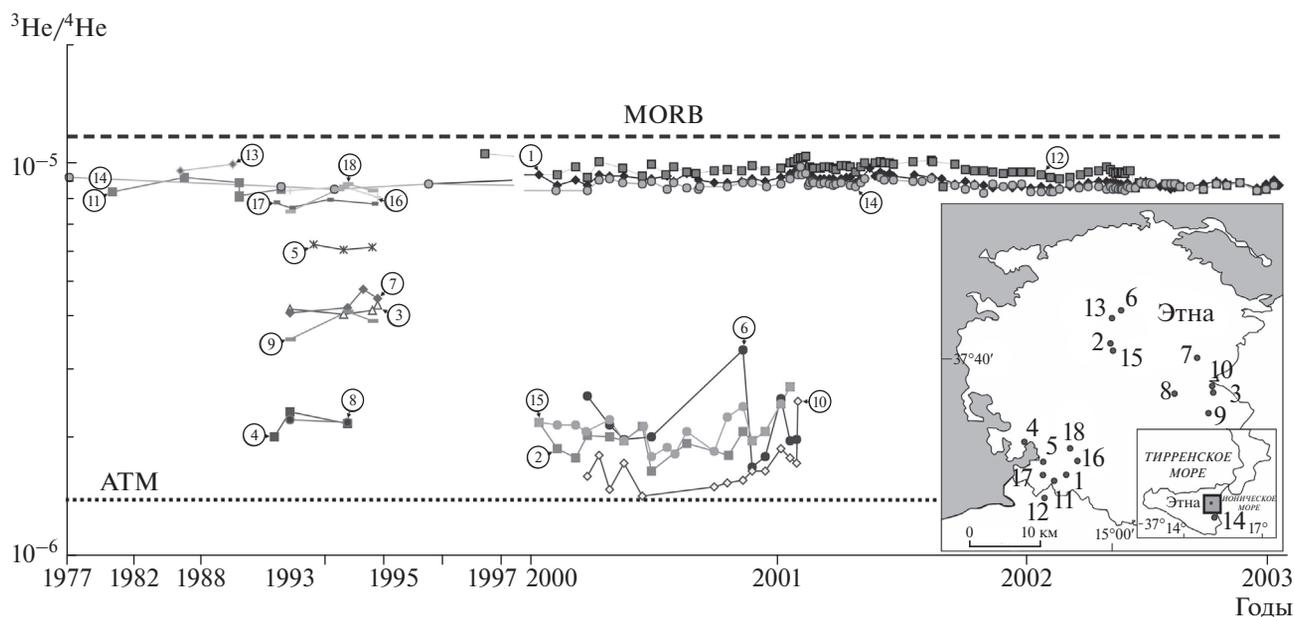


Рис. 5. Флюктуации отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах вулкана Этна и его окружения в 1977–2003 гг. (по данным [Поляк и др., 19796; Allard et al., 1991; 1997; Italiano et al., 2000; Pecoraino, Giammanco., 2005]).

Колебания $^3\text{He}/^4\text{He}$ во времени

Мониторинг изотопного состава гелия в подземных флюидах многих районов мира показал, что в период наблюдений этот состав почти постоянен с небольшими возмущениями, связанными с отдельными вулканическими или сейсмическими событиями. Это постоянство на протяжении первых десятков лет отмечалось в широком спектре значений R в зоне Байкальского рифта [Поляк, 2000], а на субмантийном уровне — в разных районах геотермальной активности, в том числе при опробовании одних и тех же объектов в разное время исследовательскими группами из разных стран.

Таких наблюдений больше всего проведено в Италии. Здесь повторные определения R сделаны в газопроявлениях разных сегментов Апеннинского полуострова и в Сицилии. Самый же изученный здесь в этом отношении объект — вулкан Этна, на котором и в его ближайших окрестностях сделаны сотни определений R . Эти исследования показали в разных пунктах практически одинаковый уровень максимальных значений R , приближающийся к величине R_{MORB} (рис. 5). Всплески отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ сопровождают некоторые извержения и землетрясения, но такие его флюктуации сравнительно малы по сравнению со средними значениями R_{cp} в пунктах наблюдений.

Мониторинг изотопного состава гелия в газах вулканов и гидротерм позволяет считать различия даже в таких “короткоживущих” по геологическим меркам объектах отражением не флюкту-

аций R во времени, а латеральных вариаций этого параметра.

Тектоническая упорядоченность изотопного состава гелия

Квазистационарность отношения $^3\text{He}/^4\text{He} = R$ в подземных флюидах суши при разбросе его значений, охватывающем три порядка величины, делает этот параметр чрезвычайно чувствительным индикатором латеральных различий геологической (геодинамической) обстановки в континентальной коре. Эти различия, отражающиеся в конкретных значениях R и характере их распределения, имеют разные пространственные масштабы и морфологические особенности.

Линейно упорядоченные флюктуации R разного масштаба обычно трассируют дизъюнктивные нарушения, скрытые осадочным чехлом. Локальные их проявления (единицы — первые десятки километров) местами наблюдаются в почвенных газах вместе с всплесками концентраций He в них по сравнению с его содержанием в воздухе. Но в отличие от этих флюктуаций, сопряженные с ними отклонения R в почвенном воздухе от типично атмосферного значения R_{ATM} бывают как положительными ($R > R_{\text{ATM}}$) — в районах новейшей тектономагматической активности, где разгружаются дериваты мантии, обогащенные ^3He , так и отрицательными — в тектонически стабильных, относительно древних геоблоках, в которых разломы дренируют газы коры с $R < R_{\text{ATM}}$.

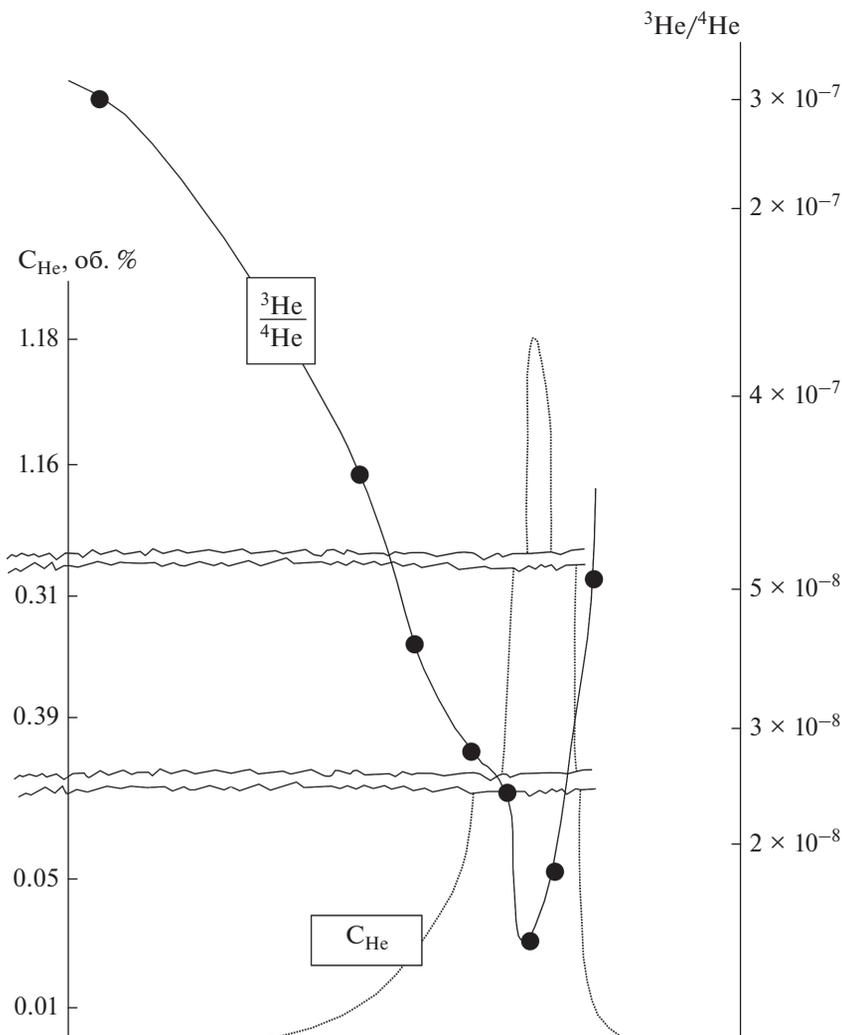


Рис. 6. Распределение концентраций гелия и его изотопного состава в почвенных газах вкосте простираения Китайско-го разлома, Южный Урал (по данным [Башорин, 1976]).

Таким способом было уточнено, в частности, положение перекрытого рыхлым четвертичным чехлом Китайского разлома на Южном Урале (рис. 6). Вдоль поперечного ему профиля в месте пересечения с разломом в почвенных газах на фоне величин $R_{\text{изм}} \approx R_{\text{атм}} = 1.4 \times 10^{-6}$ отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ падает до типичного корового уровня $\approx R_{\text{кор}} = (2 \pm 1) \times 10^{-8}$ [Башорин, 1976]. По данным этого исследователя, любезно переданных им одному из авторов (Б.П.) в личной беседе 13.03.1984 г., с этим минимумом совпадает пик концентраций гелия в 1.18 об. %. Это однозначно указывает на коровую (радиогенную) природу He, утечку которого в атмосферу облегчает трещиноватость пород в зоне разлома.

Региональные линейные изотопно-гелиевые ареалы протягиваются на сотни и первые тысячи километров. Они выявлены например, на северной и южной границах орогена Восточного Тянь-

Шаня [Поляк и др., 1989; 1990], созданного неотектонической активизацией эпигерцинской Туранской плиты в результате континентальной коллизии. В пластовых водах неактивизированной части плиты за пределами Тянь-Шаня, как и в термальных источниках Иссyk-Кульской внутренней впадины, фоновая величина R лишь немного выше корового радиогенного уровня, $R_{\text{кор}}$. Но вдоль Заилийского Ала-Тау на северо-восточной окраине орогена, в зоне его сочленения с каледонским Казахским щитом, значения R возрастают до 70×10^{-8} , что на полтора порядка величины выше $R_{\text{кор}}$ и сопровождаются сокращением мощности земной коры [Сабитова, 1989]. Еще выше отношение ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ на юге орогена вдоль Атбaши-Иньльчекской разломной зоны, где его величины превосходят атмосферное значение ($R_{\text{изм}} = 200 \times 10^{-8} > R_{\text{атм}} = 140 \times 10^{-8}$), а в Памиро-

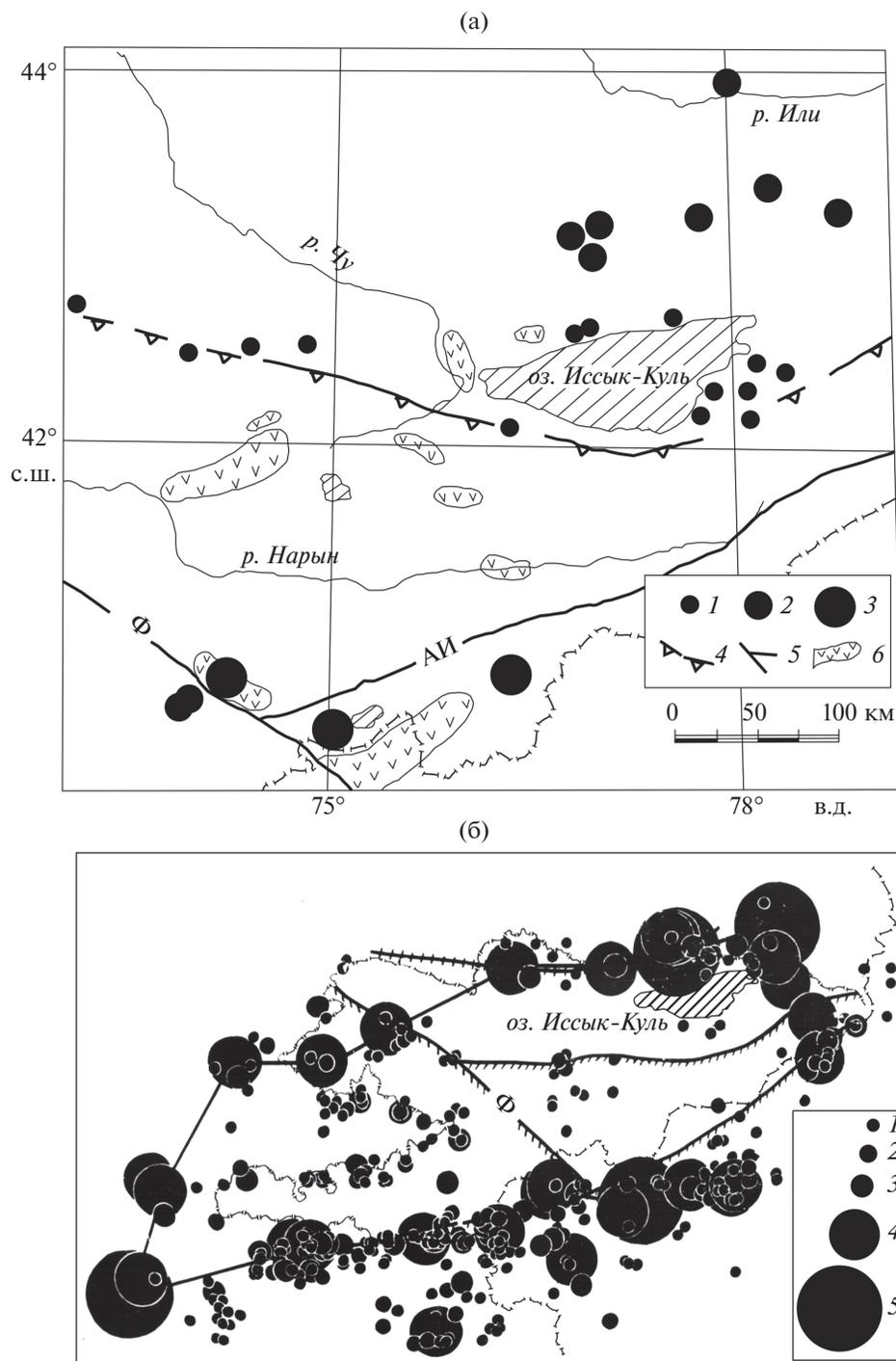


Рис. 7. Пространственные вариации $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах и сейсмичность Восточного Тянь-Шаня (по данным [Поляк и др., 1989; 1990]): (а) – 1–3 – величины $^3\text{He}/^4\text{He}$: 1 – $<1 \times 10^{-7}$, 2 – $(1-10) \times 10^{-7}$, 3 – $>1 \times 10^{-6}$; (б) – магнитуды землетрясений до 1984 г.: 1 – <5.5 ; 2 – 5.5–6.0; 3 – 6.1–6.5; 4 – 6.6–7.5; 5 – ≥ 7.6 . Буквами обозначены Ферганский (Ф) и Атбашиньльчекский (АИ) разломы.

Алайском хребте они достигают 650×10^{-8} (больше половины уровня R_{MORB} !) при полном отсутствии других признаков активного магматизма (рис. 7а). Вдоль северной и южной границ орогена концентрируются [Погребной, Сабитова, 1989] еще и

очаги сильнейших землетрясений с $M > 7.6$ (рис. 7б), так что изотопно-гелиевые данные в комплексе с геофизическими указывают на большую геодинамическую активность окраин Восточного Тянь-Шаня, а не его внутренних частей.

Еще более протяженные панрегиональные линейные зоны повышенных значений R трассируют активные континентальные рифты. Так, в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) вдоль ее простираения на расстоянии более 2000 км величина R в газах термоминеральных источников варьирует очень широко (от 4.9×10^{-8} до 1.1×10^{-5}), но колебания эти упорядочены [Поляк, 2000]. В отличие от срединно-океанических хребтов, значения R , приближающиеся к R_{MORB} , обнаружены в газах только Тункинской рифтовой впадины. Она отличается от остальных звеньев рифтовой зоны высокой N_2 - Q вулканической активностью, продукты которой слагают здесь большую часть осадочного чехла и образуют четыре группы небольших моногенных построек. В обоих направлениях от Тункинской впадины вдоль БРЗ значения R убывают, приближаясь к $R_{\text{КОР}}$ (каноническому радиогенному значению).

Аналогичным образом, согласно данным [Grieshaber et al., 1992; Поляк, 2004], меняется изотопный состав гелия в газах источников в Гесенском, Нижне- и Верхне-Рейнском грабенах (Германия) с разбросанными пиками значений R (но меньших, чем в БРЗ) в каждом из них. Признаки той же тенденции видны и в тектонотипе континентальных рифтов – Африкано-Аравийском поясе: в Афарском его участке значения $R > R_{\text{MORB}}$, указывая на их плюмовую природу, как в Исландии или на Гавайях. Такая изменчивость изотопно-гелиевого отношения в подземных флюидах континентальных рифтов является общей особенностью этих тектонических структур, отличающей их от срединно-океанических хребтов и отражающей иной характер взаимодействия коры и мантии.

Латеральные вариации R могут быть связаны с деталями глубинного строения исследуемых районов. Это хорошо видно на профиле, секущем БРЗ. Значения R восточнее оз. Байкал, в отличие от западной части профиля, отвечающей древней платформе, находятся почти на том же уровне, что и в рифтовой зоне [Поляк, 2000]. Такая асимметрия распределения R относительно оси рифта объясняется особенностями строения региона, вытекающими из ГСЗ, МТЗ и гравиметрических исследований [Бердичевский и др., 1999]. По геофизическим данным, от расположенного под рифтом субвертикального щелевидного канала, поднимающегося из астеносферы, на уровне поверхности Мохо ответвляется “kozyrek” аномальной мантии – пластовая зона низких скоростей продольных сейсмических волн V_p и повышенной электропроводности, которая протягивается примерно на 300 км к юго-востоку от оз. Байкал, косвенно указывая на повышенную температуру недр. Над этой зоной в коре выделяются субвертикальные “каналы” с электропроводностью 5–10 Ом · м

под Байкальским рифтом и 20–50 Ом · м в Забайкалье, интерпретированные как разломные флюидонасыщенные и/или магмоподводящие зоны. Величины R во флюидах Забайкалья, где поверхностные проявления молодого магматизма незначительны, позволяют считать, что пластовая интрузия аномальной мантии, содержащей по геофизическим данным несколько процентов расплава, тянется к юго-востоку дальше, чем предполагалось по этим данным. Согласующаяся с ними явная примесь мантийного гелия в газах источников восточного фланга БРЗ показывает, что здесь происходит скрытая разгрузка тепло-массопотока из мантии и притом на гораздо большей площади, чем открытая.

Помимо узко-линейных, в изотопном составе гелия в подземных флюидах видны и более широкие пространственные вариации R . Яркий их пример – различие средних величин R в газах Адриатического и Тирренского флангов Апеннинского полуострова. На западном фланге, где сосредоточены многочисленные проявления плиоцен-четвертичного вулканизма, в разгружающихся газах (преимущественно углекислых) значения $R_{\text{изм}}$ достигают 5.6×10^{-6} , отражая присутствие в таком гелии почти 50% мантийного компонента. В газах же восточного фланга (обычно метановых) эта доля почти незаметна, а $R_{\text{cp}} = 9.5 \times 10^{-8}$.

Площадные вариации ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ еще большего масштаба видны при сравнении Восточно-Европейской платформы с дорифейским фундаментом и остальной территорией Европы, лежащей юго-западнее линии Тейсейра–Торнквиста и включающей более молодые складчатые области. Среднее значение $R_{\text{cp}} = 4.4 \times 10^{-8}$ при $n = 538$ (число измерений) в газах древней платформы, практически совпавшее с $R_{\text{КОР}}$, более чем в 30 раз ниже среднего, найденного для подземных флюидов “фанерозойской” Европы ($R_{\text{cp}} = 143 \times 10^{-8}$, $n = 2530$). Это сравнение ясно показывает тектонически обусловленные панрегиональные различия изотопного состава гелия в подземных флюидах, поддерживая представление о зависимости ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$ от возраста тектоно-магматической активности. Антибатная связь (отрицательная корреляция) “ $R-t$ ” по форме аналогична связи “ $q-t$ ”, и естественно, что между q и R ожидаемая корреляция положительна. Она и была найдена при их сопоставлении в разных пространственных масштабах.

Изотопный состав гелия и тепловой поток

Открытие следов солнечного гелия в мантии Земли [Мамырин и др., 1969; Clarke et al., 1969] произошло практически синхронно с выявлением на континентах закономерности распределения фонового теплового потока [Поляк, Смирнов,

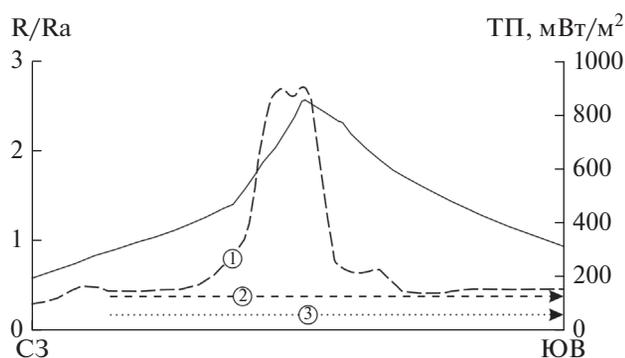


Рис. 8. Распределение величин отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$, нормированных по атмосферному значению $R_a = R_{\text{АТМ}} = 1.4 \times 10^{-6}$, и кондуктивного теплового потока в гидротермальной системе Лардерелло (Италия) вдоль профиля SKOR 18° (по данным [Bellani et al., 2015]). Условные обозначения: 1 – распределение $R/R_{\text{АТМ}}$, 2 – распределение кондуктивного теплопотока (локальная аномалия); 3 – то же, региональный фон; 4 – то же, среднепланетарный уровень.

1966; 1968; Namza, Verma, 1969]. После этого было замечено сходство латеральных вариаций как значений $q_{\text{пов}}$, так и отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$ в подземных флюидах, т.е. уменьшение значений обоих параметров с удревнением возраста тектоно-магматической активности. Об этом сходстве соавторы данной статьи доложили на XVI Генеральной Ассамблее IUGG в 1975 г. (Гренобль, Франция), выявив между $q_{\text{пов}}$ и R парагенетическую положительную корреляцию. Методом “сокращенной главной оси” [Миллер, Кан, 1965] она была аппроксимирована статистически значимым трендом [Поляк и др., 1979a; Polyak., Tolsikhin, 1985]. Связь $q_{\text{пов}}$ и R была подтверждена исследованиями в Китае и Японии [Du, 1992; Sano, Wakita, 1985; Sano et al., 1982].

Но на юго-западе Англии в поздне-герцинском плутоне Карменеллис, обогащенном ураном, из-за радиогенной генерации тепла и гелия взаимосвязь измеренных величин R и q оказалась обратной – здесь при коровом (чисто радиогенном) изотопном составе гелия в породах и омывающих их водах был измерен аномально повышенный кондуктивный тепловой поток (см. [Хуторской, Поляк, 2016]). Однако между частными значениями этих параметров (например, в одной и той же скважине) ожидать какой-либо корреляции в принципе вообще нельзя, так как измеренный в разбуренном интервале тепловой поток может быть отличен от глубинного из-за приповерхностных факторов, которые деформируют геотермическое поле, но на изотопный состав гелия никак не влияют. Вместе с тем, наша проверка в Богемском массиве прогностических возможностей найденного симбатного тренда R и q подтвердила его реальность: после изотопно-гелие-

вого опробования геотермически изученного молодого рифта Охрже (грабена Егер), рассекающего этот массив, оказалось, что в данном районе величина q , рассчитанная с использованием найденного в газах рифта отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$, совпала с измеренной ранее в пределах точности оценок [Polyak et al., 1982].

Существование симбатной (положительной) связи изотопного состава гелия с тепловым потоком было справедливо приписано привнесу мантийного гелия в кору базитовыми интрузиями в геодинамической обстановке растяжения [O’Nions, Oxburgh, 1983; 1988]. Такая обстановка, безусловно, благоприятствует мантийному диапиризму и вулканизму, но кажется лишь детально развития более масштабных зон сжатия как внутри континентов, так и на их окраинах. Так, внутриконтинентальная коллизия Азиатской и Индийской плит создала эпиплатформенный ороген Тянь-Шаня, обрамленный полосами повышенных значений R (см. рис. 7), а субдукция тихоокеанских плит под материк Южной Америки не исключила восходящую адвекцию дериватов мантии в Андийском поясе. Проблема связи R и q , включая ее реальность и возможные механизмы, наиболее подробно рассмотрена в работе [Ballentine, Burnard, 2002]. Цитируемые исследователи проанализировали общие особенности этой связи в океаническом и континентальном блоках коры, история и строение которых принципиально различны, но не детализировали ее в разных структурах материков, эволюция которых, в отличие от океанов, происходила в генеральной обстановке сжатия (скупивания) коровых масс.

Проявления положительной корреляции R и q обычны в любых масштабах. Локальный пример этой связи представляет итальянская гидротермальная система Лардерелло. Она изучена термометрическими измерениями в 350 скважинах и изотопно-гелиевыми анализами не менее 150 проб [Bellani et al., 2015]. Это позволило детально откартировать в ней распределение теплового потока и отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и выявить их положительную корреляцию, в частности, вдоль сейсмопрофиля CROP 18A (рис. 8). На этом профиле длиной ~40 км наблюдается “коротковолновая”, по определению в цитируемой работе, или “высокочастотная” комплексная аномалия в виде двух сопряженных пиков. Более широкий пик отражает распределение значений R в парогидротермах, в гелии которых содержится более 30% мантийного компонента, а R_{max} в 200 раз больше, чем в древней коре. Более узкий пик отражает распределение плотности кондуктивного теплопотока, сопряженного с адвекцией гидротермального флюида. Максимальное ее значение $q_{\text{пов}}$ в 20 раз больше среднепланетарного и резко выделяется на фоне региональной “низкочастотной” Тир-

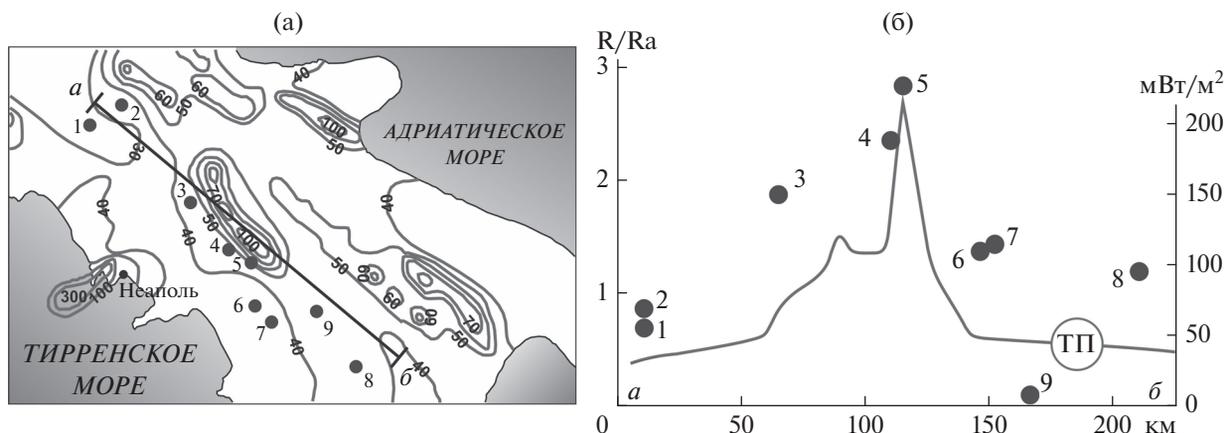


Рис. 9. Вариации изотопного состава гелия в газах и кондуктивного теплового потока в Южной Италии (по данным [Italiano et al., 2000]): (а) — положение пунктов изотопно-геохимического опробования газов (оцифрованы), изолинии теплового потока и положение профиля а–б; (б) — распределение плотности фонового кондуктивного теплового потока и величин отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$ в пунктах опробования, нормированных по атмосферному значению $R_{\text{АТМ}} = 1.4 \times 10^{-6}$.

ренской положительной аномалии. Другой пример связи изотопного состава гелия с кондуктивным теплотокотом описан на юге Апеннинского полуострова [Italiano et al., 1999]. Там положительная корреляция ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и $q_{\text{пов}}$ ясно видна вдоль профиля длиной ~200 км (рис. 9). Вне этого профиля на расстояниях около 50 км к западу и востоку находятся вулканические аппараты Везувия и Вултуре соответственно, но на самом профиле поверхностных проявлений молодого магматизма нет. Однако на профиле максимальные значения $R = \sim 4 \times 10^{-6}$ и $q_{\text{пов}} = 215 \text{ мВт/м}^2$ указывают на разгрузку в этом месте дериватов мантии при температуре солидуса на глубине около 12 км. На присутствие здесь горячей интрузии указывают также понижение электросопротивления пород на этой глубине и другие геофизические данные [Italiano et al., 1999].

Разделение вариаций на локальные и региональные условно. Их пространственные размеры, амплитуды и время существования пропорциональны масштабам аномалеобразующих объектов и не имеют четких дискретных различий. Однако изотопно-гелиевый контраст Тирренского и Адриатического флангов Апеннинского полуострова носит явно региональный характер, что хорошо согласуется с геотермическими данными [Heat flow map of Italy, 1991].

Сопряженные вариации ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в газах и теплового потока на Апеннинском полуострове ярко проявляются в сопоставлении средних значений этих параметров на его Тирренской и Адриатиче-

ской окраинах (в скобках — число их локальных определений):

Выборки:	${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R_{\text{ср}}, 10^{-8}$	$q_{\text{пов}}, \text{ мВт/м}^2$
Тирренская	242 (328)	185 (29)
Адриатическая	9.5 (74)	56 (29)

Положительная корреляция R и q наблюдается и во многих других районах мира. В Азии она была обнаружена на северо-востоке Китая в грабенах бассейна Сонгляо [Du, 1992; Ren et al., 1988]. Там на полуострове Ляодунь наблюдается статистически значимая положительная корреляция плотности кондуктивного теплового потока и отношения концентраций ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ в газах: при $q_{\text{пов}} = (62-104) \text{ мВт/м}^2$ с его ростом это отношение увеличивается более, чем вдвое — от 4.6×10^{-7} до 1×10^{-6} , указывая на примесь в таком гелии до 8% мантийного компонента. В Средней Азии эта связь была отмечена на периферии Восточного Тянь-Шаня [Дучков и др., 2001].

Еще одним проявлением этой связи на территории Азии являются взаимосогласованные вариации R и q в Байкальской рифтовой зоне [Поляк, 2000; 2004]. Вдоль простираения БРЗ не только величина R , но и плотность кондуктивного теплового потока, $q_{\text{пов}}$, убывает в обе стороны от Тункинской впадины, примыкающей к Южно-Байкальской — “центру рифтогенеза” (см. работу [Лысак, 1988]). Одинаковые особенности распределения значений ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и q в БРЗ указывают на падение интенсивности мантийного диапиризма (разгрузки тепломассопотока из мантии) к ее периферическим отрезкам, т.е. на неодинаковую по простираанию степень раскры-

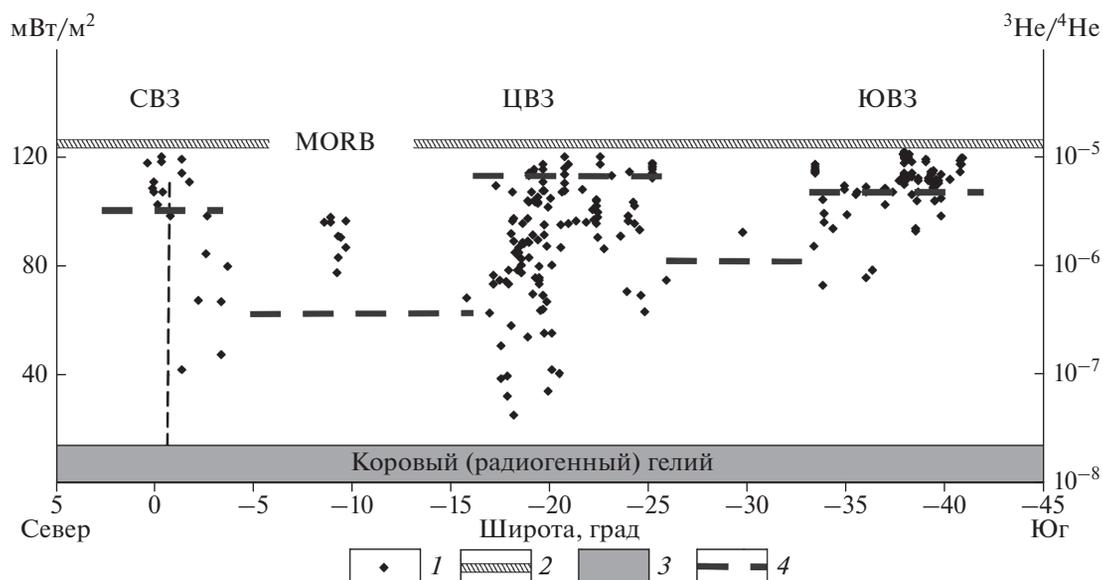


Рис. 10. Связь в Андийском поясе регионального кондуктивного теплопотока и изотопного состава гелия в газах вулканов и гидротерм (по данным [Hamza, Muños, 1996; Newell et al., 2015]). Вулканические зоны: СВЗ – Северная, ЦВЗ – Центральная, ЮВЗ – Южная. Условные обозначения: 1 – фигуративные точки R (их положение вдоль профиля соответствует позициям пунктов опробования и значениям $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах); 2 – изотопный состав гелия в резервуаре MORB, 3 – то же, в древней континентальной коре, 4 – плотность фонового кондуктивного теплового потока q ($\text{мВт}/\text{м}^2$).

тия континентального рифта, чем такие структуры принципиально отличаются от срединно-океанических хребтов.

Еще более крупное, чем БРЗ, панрегиональное линейное проявление связи $^3\text{He}/^4\text{He}$ и кондуктивного теплопотока представляет горная цепь Анд. В них выделяют с юга на север три зоны активного вулканизма – Южную, Центральную и Северную. В этих зонах и на разделяющих их участках усилиями многих исследователей (D.R. Hilton, L. Hoke, S. Inguaggiato, R. Poreda, F. Tassi, O. Vaselli и др.) было сделано более 300 определений отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в вулканических и гидротермальных газах (см. [Newell et al., 2015] и ссылки в этой работе). Сопоставление полученных данных с картой теплового потока Южной Америки [Hamza, Muños, 1996] позволило выявить сопряженные вариации R и q вдоль Анд (рис. 10), подтвердившие пространственную связь геофизического и геохимического параметров.

Не менее масштабно положительная корреляция изотопного состава гелия и кондуктивного теплопотока проявлена на площади Европы. Выше уже отмечено 30-кратное превышение среднего значения $^3\text{He}/^4\text{He}$ на ее территории юго-западнее линии Терсейра-Торнквиста по сравнению с фоновым $R_{\text{ср}}$ в северо-восточной (“дорифейской”) части Европы. Определенные с использованием глобальных банков данных измерений обоих параметров [Подгорных, Хуторской, 1997;

Hasterock, 2016; Polyak et al., 2015] средние значения R и q в этих частях Европы ясно различаются:

Выборки:	$^3\text{He}/^4\text{He} = R_{\text{ср}}, 10^{-8}$	$q_{\text{пов}}, \text{мВт}/\text{м}^2$
“pPh” Европа	$\frac{4.4(538)}{0.6-18.0}$	$\frac{44.9(561)}{-}$
“Ph” Европа	$\frac{143(2530)}{1.9-1070}$	$\frac{66.2(3913)}{-}$

В скобках указано число определений параметра в данной выборке, в знаменателе минимальное и максимальное значения R . Последние отражают различие выборок еще нагляднее.

Величины $R_{\text{ср}}$ в этих двух “европейских” выборках отличаются в 30 раз, тогда как средние (фоновые) значения $q_{\text{пов}}$ – всего в полтора раза, но, судя по количеству учтенных определений, вполне надежно. Похожие результаты дало сравнение средних в проанализированных таким же образом выше “тирренской” и “адриатической” выборок данных по Апеннинскому полуострову, в которых средние значения плотности кондуктивного теплопотока $q_{\text{пов}}$ различаются только примерно втрое (56 и 185 $\text{мВт}/\text{м}^2$), а отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ более, чем в 25 раз.

Выявленная в континентальной коре взаимосвязь изотопного состава гелия в подземных флюидах и фонового кондуктивного теплопотока

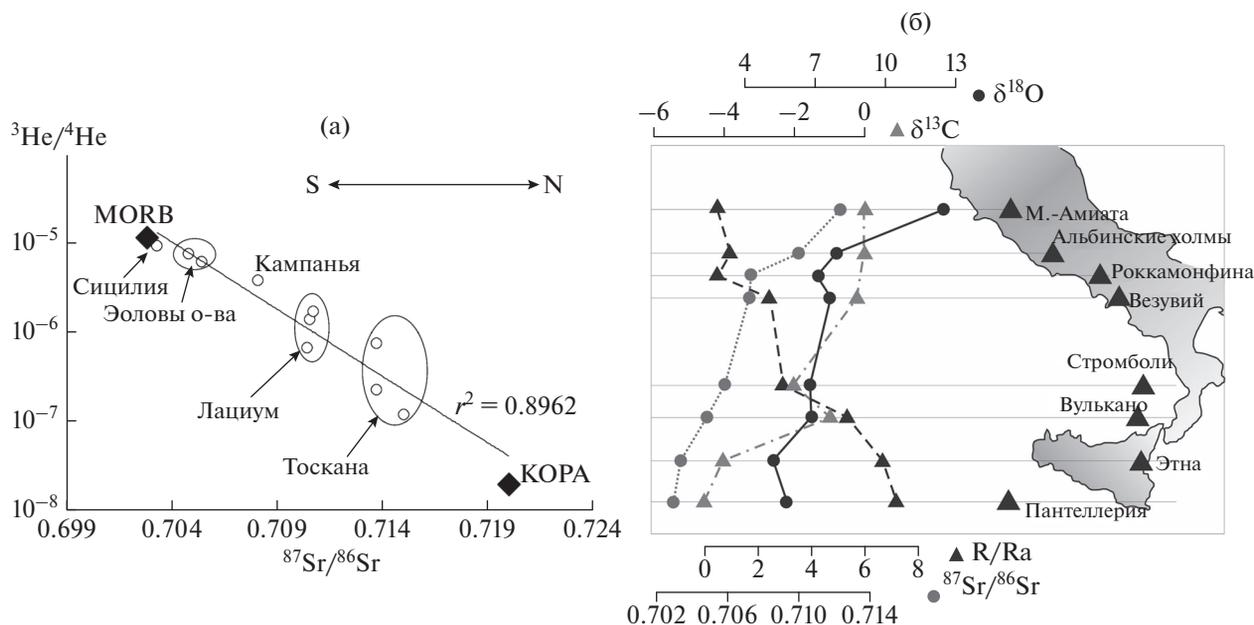


Рис. 11. Изотопный состав He в газах и Sr в N₂-Q вулканитах Италии: (а) – по данным [Поляк и др., 19796]; (б) – по данным [Parello et al., 2000]).

указывает на общую причину их вариаций – привнос в нее глубинного тепла веществом, маркированным мантийным гелием. Некоторые исследователи [Маракушев, Маракушев, 2008] постулировали возможность автономного потока летучих из недр по глубинным разломам, не поддерживаемом вулканизмом или интрузивным магматизмом. Однако о другой природе носителя мантийного гелия свидетельствует сопоставление данных об изотопном составе в продуктах современной вулканической и гидротермальной деятельности летучего (атмофильного) гелия и нелетучего (литофильного) стронция. Оказалось, 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 в Италии [Поляк и др., 19796] после определения изотопного состава гелия в газах термоминеральных источников Венето, Тосканы, Лациума, Кампаньи и Сицилии и его сравнения с изотопным составом стронция в N₂-Q вулканитах, распространенных в тех же районах. В составах обоих элементов очевидно участие мантийного и корового компонентов (рис. 11). Доля мантийного максимальна в продуктах Этны (где все же $R < R_{\text{MORB}}$) и убывает к северу вдоль Апеннинского полуострова, согласуясь с увеличением содержания K₂O в вулканитах [Hurley et al., 1969], характеризую специфику плиоцен-четвертичных магматических резервуаров в южной и центральной Италии. Впоследствии связь изотопных составов гелия и стронция в продуктах термальной активности была подтверждена в

Италии, найдена в островных дугах Индонезии и в других районах мира [Hilton, Craig, 1989b; Hooker et al., 1985; Italiano et al., 2000; Martelli et al., 2004]. Эта связь ясно указывает на перенос в кору из мантии летучего He и нелетучего Sr общим агентом-носителем, которым могут быть только магматические расплавы.

Такое представление о материальной природе носителя мантийного гелия поддерживается оценкой избыточных кондуктивных теплопотерь в мобильных поясах, превышающих “континентальный планетарный фон”. Ничтожный по массе общий поток гелия в атмосферу не может обеспечить интегральную величину избыточных кондуктивных теплопотерь (~0.42 ТВт), а достаточный для этого поток H₂O наполнил бы Мировой океан в течение менее 430 Ма (~0.1 жизни Земли). Это противоречит геохимическим данным [Jacobsen, Wasserburg, 1979; Tolstikhin, Kramers, 2008] о том, что гидросфера Земли возникла не посредством дегазации мантийных расплавов, а за счет привноса богатыми летучими компонентами вещества еще на поздних стадиях аккреции планеты.

В периоды наблюдений, хотя и геологически очень кратковременных (первые десятки лет), уровни значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах итальянских районов активного вулканизма – в Сицилии (Этна), Кампаньи (Везувий), Тосканы (Лардерелло), отличаясь друг от друга, квазипостоянны. Такое же постоянство наблюдается и в других вулканических районах, в частности, в системе Лонг-Вэлли на юго-западе США и, что особенно примечательно, в газах о. Гавайи [Craig, Lupton, 1976;

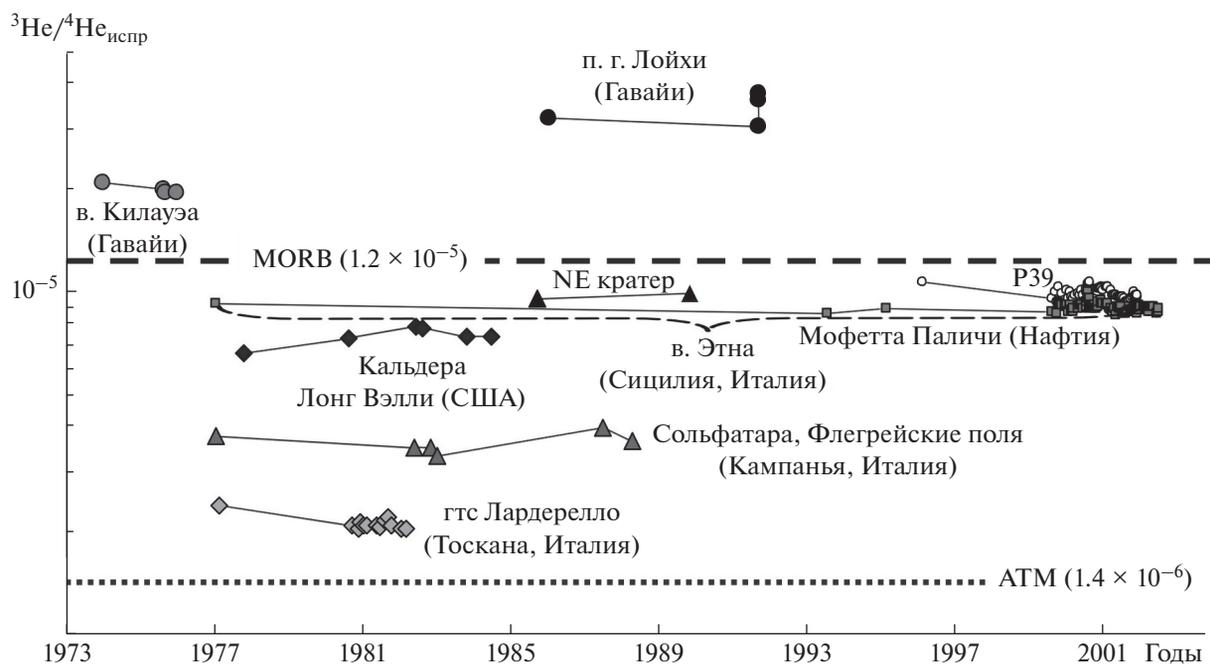


Рис. 12. Уровни значений $^3\text{He}/^4\text{He}$ в районах геотермальной активности – множественность коро-мантийных смесей (по данным [Поляк и др., 1979; Allard et al., 1991; 1997; Craig H., Lupton, 1976; Craig et al., 1987; Hooker et al., 1985; Italiano et al., 1999; Pecoraino et al., 2005; Tedesco, Scarsi, 1999; Torgersen, Jenkins, 1982]).

Craig et al., 1987; Rison, Craig, 1983], где значения R намного выше R_{MORB} , маркируя разгрузку “мантийного плюма” (рис. 12). Такие наблюдения приводят к заключению о множественности магматических резервуаров (магмопроизводящих зон), питающих вулканические аппараты. Эти резервуары по составу гелия отличаются как от мантии и древней континентальной коры, так и друг от друга, представляя коро-мантийные смеси с разными долями образующих их компонентов.

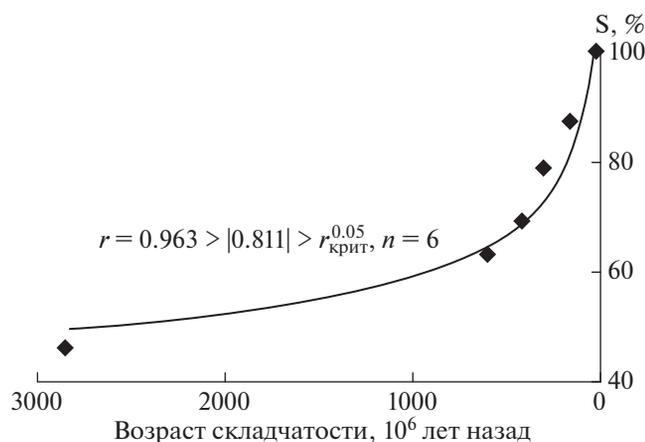


Рис. 13. “Рост” площади континентальной коры S (%) в течение геологического времени (по данным [Хаин и др., 1982]).

Тройственная связь $^3\text{He}/^4\text{He}-q-t$ в областях фанерозойской тектоно-магматической активности при корреляции изотопных составов He и Sr в продуктах вулканической и гидротермальной активности создает впечатление, что все такие участки континентальной коры созданы тепло-массопотоком из мантии в течение только этого времени. Такой вывод, на первый взгляд, поддерживается динамикой роста площади континентального блока, вытекающей из оценок площадей зон разновозрастной складчатости, приведенных в работе [Хаин и др., 1982]. Согласно этим оценкам, в течение фанерозоя общая площадь этих зон увеличилась примерно на 40% (рис. 13). Но если бы вытекающий из этих оценок прирост площади континентальной коры соответствовал бы приросту ее объема, то скорость последнего процесса в фанерозое должна была возрасти почти на порядок величины по сравнению с геологическим прошлым. Такое представление противоречит изотопно-геохимическим данным о глубокой древности континентальной коры [Jacobsen, Wasserburg, 1979; Tolstikhin, Kramers, 2008]. Поэтому ее зональность, отвечающая разным орогеническим эрам или тектоническим эпохам, характеризует не возраст всего вещества коры в том или ином геоблоке, а только время его деформации, складчатости (консолидации) или более поздней тектоно-магматической активизации с большим или меньшим участием мантийных диапиров, что и отражается в величине современного

теплового потока и изотопном составе гелия в подземных флюидах.

ВЫВОДЫ

1. Энергетический эффект тепломассопотока из недр определяется оценкой плотности кондуктивного теплового потока (q), измеряемого в буровых скважинах, т.е. практически на границе “твердой” Земли. Значения $q_{\text{пов}}$ варьируют под влиянием факторов, искажающих кондуктивный теплоток вблизи этой границы. Осреднение частных значений $q_{\text{пов}}$ в разных пунктах измерений позволяет получить фоновую (региональную) оценку теплового потока, более близкую к его глубинной величине. Такие величины неодинаковы в разных структурных подразделениях коры материков, возрастая по мере уменьшения возраста (t) их тектоно-магматической активизации. Тем самым связь $q-t$ указывает на существование в недрах временных и относительно локальных источников тепла, которые априорно отождествлялись с астеносферными диапирами. Для доказательства справедливости этого предположения были необходимы прямые (материальные) признаки вторжения мантийного вещества в кору.

2. Одним из таких признаков является отношение концентраций изотопов гелия ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = R$, которое в геологических объектах варьирует в пределах нескольких порядков величины. Это следствие присутствия в земном гелии генетически различных компонентов: радиогенного, образующегося в Земле при распаде урана и тория, в котором ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} \approx (2 \pm 1) \times 10^{-8}$, и солнечного, захваченного Землей при аккреции, в котором R больше на 4 порядка. Солнечный гелий, разбавляясь за время эволюции планеты радиогенным, в ходе дегазации мантии непрерывно переносился из нее в атмосферу, но частично все еще в мантии сохранился. Об этом свидетельствует состав гелия в базальтах и гидротермах срединно-океанических хребтов, где $R_{\text{MORB}} \approx 1.2 \times 10^{-5}$. Поэтому изотопный состав гелия — однозначный индикатор его источника. Но присутствие в подземных флюидах мантийного He — не доказательство того же происхождения других компонентов, тогда как его отсутствие указывает на их чисто коровое происхождение. В континентальной коре, в отличие от океанической, значения R в породах широко варьируют из-за генерации гелия *in situ* и теперь радиогенного и мантийного компонентов He, которые переходят в контактирующие с породами подземные флюиды. В них его изотопный состав естественным путем осредняется, становясь квази-стационарной меткой данного геоблока. Из-за невозможности утечки ${}^3\text{He}$ в атмосферу эта метка снижается за время порядка 10^3 Ма до ти-

пично радиогенного корового уровня. Этот процесс тормозится повторными интрузиями в кору мантийных магм.

Латеральные вариации изотопного состава гелия в подземных флюидах континентов и активных островных дуг, выражающиеся в конкретных значениях отношения ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ и характере их распределения, имеют разные пространственные масштабы и морфологические особенности, которые отражают строение и историю коры. Широта спектра значений R в континентальной коре делают этот параметр чрезвычайно чувствительным индикатором различий геодинамической обстановки и особенностей взаимодействия коры и мантии.

3. Анализ сопряженных вариаций R и q позволяет заключить, что макромасштабные вариации этих параметров по площади отображают общую тектоническую зональность континентальной коры. Такие вариации обусловлены либо степенью сохранности следов палеоразгрузки тепломассопотока из мантии в разновозрастных фанерозойских складчатых областях, т.е. старению (ageing) этих областей, или сравнительно молодой добавкой в кору мантийного вещества. Более мелкие латеральные вариации отражают локализацию отдельных участков мантийного диапиризма даже без других его поверхностных проявлений.

Сопряженный перенос из мантии тепла и гелия не может быть обеспечен автономным потоком летучих компонентов, указывая на силикатную природу восходящего тепломассопотока. Этот вывод поддерживается корреляцией изотопных составов летучего гелия и нелетучего стронция в продуктах новейшей вулканической и гидротермальной активности. Плотность теплового потока и изотопный состав гелия в земных газах характеризуют обе стороны процесса тепломассопереноса в литосфере, т.е. его энергетический (геотермический) и материальный (геохимический) аспекты. Эти параметры объединяет важнейшая общая черта, отличающая их от других количественных геопараметров (кроме геохронометрических): внутренне обусловленная изменчивость во времени. Именно поэтому совместный анализ q и R играет ключевую роль в выяснении формирования и эволюции континентальной коры.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны И.Л. Каменскому (Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты) и Э.М. Прасолову (СПбГУ—ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург) за долготелее сотрудничество и плодотворное обсуждение проблем, поднятых в статье.

Мы весьма обязаны В.Н. Башорину (ВИМС, г. Москва) за уточнение данных о концентрации гелия в почвенных газах района Катайского разлома. Нам очень помог А.И. Иоффе (ГИН РАН), разработавший специальный программный модуль, использованный для обработки и сравнения массивов данных.

Авторы благодарят А.Г. и А.А. Кирдяшкиных (ИГМ СО РАН) и С.Ю. Соколова (ГИН РАН) за благодарственную критику данного исследования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Государственной бюджетной темы № 0135-2015-0021.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архангельский А.Д., Шатский Н.С.* Схема тектоники СССР // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1933. Т. 11. № 4. С. 323–348.
- Башорин В.Н.* Изотопный состав гелия в зонах разломов Урала. М-лы VII Всес. симп. по стабильным изотопам в геохимии. М.: ГЕОХИ АН СССР. 1976. С. 97–98.
- Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Кошурников А.В.* Магнито-теллурическое зондирование в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли. 1999. № 1. С. 3–25.
- Вернадский В.И.* Очерки геохимии. М.; Л.; Грозный; Новосибирск: Горгеонефтеиздат. 1934. 379 с.
- Вернадский В.И.* История минералов земной коры (Вып. III. § 271, 1936 г.). Избр. соч. Т. IV, кн. 2. 1960. С. 157.
- Вернадский В.И.* О значении радиогеологии для современной геологии (доклад на 17-й сессии МГК 26.07.1937). Избр. соч. Т. I. 1954. С. 687.
- Герлинг Э.К.* Миграция гелия из минералов и пород. Труды Радиового ин-та им. Хлопина. 1957. Т. 6. С. 64–87.
- Гордиенко В.В., Тарасов В.Н.* Современная активизация и изотопы гелия на Украине. Киев: Знание. 2001. 102 с.
- Дучков А.Д., Шварцман Ю.Г., Соколова Л.С.* Глубинный тепловой поток Тянь-Шаня: достижения и проблемы // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1516–1531.
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В.* Тепловое поле Карпат и некоторые вопросы геотермии. Энергетика геологич. и геофизич. процессов (Труды МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 46). С. 75–80.
- Лысак С.В.* Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: СО “Наука”. 1988. 198 с.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат. 1981. 222 с.
- Мамырин Б.А., Толстихин И.Н., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л.* Аномальный изотопный состав гелия в вулканических газах // Докл. АН СССР. 1969. Т. 184. № 5. С. 1197–1199.
- Маракушев А.А., Маракушев С.А.* Потоки водорода из мантии: происхождение, геологические и биологические следствия // Альтернативная энергетика и экология. 2008. № 1. С. 152–170.
- Миллер Р., Кан Дж.* Статистический анализ в геологических науках. М: Мир. 1965. 482 с.
- Погребной В.Н., Сабитова Т.М.* Блочное строение Высокой Азии и сопредельных территорий по сейсмологическим и магнитометрическим данным // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 8. С. 25–30.
- Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Планетарный тепловой поток. Карта масштаба 1 : 30000000 и объяснительная записка к ней. М.–С-Пб.: Оргсервис ЛТД. 1997. 65 с. <http://geotherm.ginras.ru>
- Поляк Б.Г.* Изотопы гелия в подземных флюидах Байкальского рифта и его обрамления (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журн. наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2. С. 109–136.
- Поляк Б.Г.* Спрединг и рифтогенез: изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника. 2004. № 6. С. 19–32.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* Тепловой поток на континентах // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168. № 1. С. 170–172.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника. 1968. № 4. С. 3–19.
- Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника. 1979а. № 5. С. 3–23.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Буачидзе Г.И. Кононов В.И., Мамырин Б.А., Суровцева Л.И., Хабарин Л.В., Юденич В.С.* Изотопный состав Не и Аг в термальных флюидах Альпийско-Апеннинского региона и его связь с вулканизмом // Докл. АН СССР. 1979б. Т. 247. С. 1220–1225.
- Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Каменский И.Л., Елманова Н.М., Султанходжаев А.А., Чернов И.Г.* Изотопный состав Не, Не и Аг в подземных флюидах Тянь-Шаня // Геохимия. 1989. № 1. С. 87–97.
- Поляк Б.Г., Каменский И.Л., Султанходжаев А.А., Чернов И.Г., Барабанов Л.Н., Лисицын А.К., Хабаровская М.В.* Субмантийный гелий во флюидах юго-восточного Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 3. С. 721–725.
- Прасолов Э.М.* Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра. 1990. 283 с.
- Сабитова Т.М.* Строение земной коры Киргизского Тянь-Шаня по сейсмологическим данным. Фрунзе: Илим. 1989. 174 с.
- Смирнов Я.Б.* Тепловой поток в дне акваторий // Докл. АН СССР. 1966. Т. 168. № 2. С. 438–442.
- Смирнов Я.Б.* Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали // Энергетика геологич. и геофизич. процессов (Труды МОИП. Отд. геол. 1972. Т. 46). С. 52–74.
- Толстихин И.Н.* Изотопная геохимия гелия, аргона и редких газов. Л.: Наука. 1986. 200 с.
- Хаин В.Е., Левин Л.Э., Тулиани Л.И.* Некоторые количественные параметры глобальной структуры Земли // Геотектоника. 1982. № 6. С. 25–37.
- Хуторской М.Д.* Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: изд-во РУДН. 1996. 289 с.
- Хуторской М.Д., Поляк Б.Г.* Роль радиогенной теплогенерации в формировании поверхностного теплового потока // Геотектоника. 2016. № 2. С. 43–61.
- Шатский Н.С.* О некоторых насущных задачах геотектоники // Сов. геология. 1947. Сб. 16. С. 3–9. (то же. Избр. труды. Т. IV. М.: Наука. 1965. С. 61–67.).
- Шатский Н.С.* Тектоника (или геотектоника) // БСЭ. 1946. Т. 53. стлб. 752–757 (то же. Избр. труды. Т. IV. М.: Наука. 1965. С. 56–60.).

- Allard P., Carbonnelle J., Dajlevic D., Le Bronec J., Morel P., Robe M.C., Maurenas J.M., Faivre-Pierret R., Martin D., Sabroux J.C., Zettwoog P. Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna // *Nature*. 1991. V. 351. P. 387–3911.
- Allard P., Jean-Baptiste Ph., D'Alessandro W., Parello F., Parisi B., Flehoc C. Mantle-derived helium in groundwaters and gases of Mount Etna, Italy // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 148. P. 501–516.
- Alvarez L.W., Cornog R. Helium and hydrogen on mass 3 // *Phys. Rev.* 1939. V. 56. № 6. P. 613.
- Andrews J.N., Hussain N., Youngman M.J. Atmospheric and radiogenic gases in groundwaters from the Strippa granite // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1988. V. 53. P. 1831–1841.
- Ballentine C.J., Burnard P.G. Production, Release and Transport of Noble Gases in the Continental crust // *Reviews in Mineralogy Geochemistry*. 2002. V. 47. P. 481–538.
- Bellani S., Magro G., Gherardi F. Heat Flow and Helium Isotopes in the Geothermal Areas of Tuscany (Central Italy) // *Geothermal Resources Council Transactions*. 2015. V. 39. P. 399–405.
- Bottomley D.J., Ross J.D., Clarke W.B. Helium and neon isotope geochemistry of some groundwaters from the Canadian Precambrian Shield // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1984. V. 48. P. 1973–1985.
- Čermak V. Heat flow investigation in Czechoslovakia / Ed. by A. Adam. *Geoelectric and Geothermal Studies*. KAPG Geophys. Monogr. Budapest Akad. Kiado. 1976. P. 414–424.
- Chapman D., Pollack H. Global heat flow: a new look // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 28. № 1. P. 23–32.
- Clark I.D., Al. T., Jensen M., Kennell L., Mazurek M., Mohapatra R., Raven K. G. Paleozoic-age brine preserved in an Ordovician shale aquiclude // *Geology*. 2013. V. 41. P. 951–954.
- Clarke W.B., Beg M.A., Craig H. Excess of ³He in the sea: evidence for terrestrial primordial helium // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1969. V. 6. P. 213–220.
- Craig H., Lupton J.E. Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 31. P. 369–385.
- Craig H., Welhan J.A., Hilton D.R. Hydrothermal vents in the Loihi caldera: Alvin results // *Eos*. 1987. V. 68. P. 1553.
- Du J. ³He/⁴He ratios and heat flow in the continental rift valley. *Works of Gas Geochemistry* Ed. by Y. Xu. Lanzhou: Gansu Sci. Technol. Press. 1992. P. 165–171.
- Graham D. Noble gas isotope geochemistry of mid-oceanic ridge and ocean island basalts: characterization of mantle sources reservoirs // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*. 2002. V. 47. P. 247–318.
- Griehaber E., O'Nions R.K., Oxburgh E.R. Helium isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, Rhine Graben and Black Forest, FRG // *Chem. Geology*. 1992. V. 99. P. 213–235.
- Hamza V.M., Muñoz M. Heat flow map of South America // *Geothermics*. 1996. V. 25. № 6. P. 599–646.
- Hamza V.M., Verma R.K. The relationship of heat flow with the age of basement rocks // *Bull. Volcanol.* 1969. V. 33. № 1. P. 123–152.
- Hasterok D., *Global Heat Flow Database*, Adelaide: Univ. Adelaide, 2016. <http://heatflow.org/data>
- Heat flow map of Italy 1 : 2500000. CNR-IIRG, Firenze: S.El.CA. 1991.
- Hilton D.R., Craig H. The Silljan deep well: helium isotope results // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1989a. V. 53. P. 3311–3316.
- Hilton D.R., Craig H. A helium isotope transect along the Indonesian archipelago // *Nature*. 1989b. V. 342. P. 906–908.
- Hooker P.J., Bertrami P.J., Lombardi S., O'Nions R.K., Oxburgh E.R. Helium-3 anomalies and crust-mantle interaction in Italy // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1985. V. 49. №12. P. 2505–2513.
- Hurley P.M., Fairbairn H.W., Pinson W.H. Jr. Rb-Sr isotopic evidence in the origin of potash-rich lavas of Western Italy // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1969. V. 5. P. 301–306.
- Italiano F., Martelli M., Martinelli M., Nuccio P.M. Geochemical evidence of melt intrusions along lithospheric faults of the Southern Apennines, Italy: geodynamics and seismogenic implications // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B6. P. 13569–13578.
- Italiano F., Nuccio P.M., Nakai S., Wakita H. Light-noble gas isotopic ratios in gases from Mt. Etna (Southern Italy): implications for mantle contamination and volcanic activity // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 85. B6. P. 3115–3121.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. The mean age of mantle and crustal reservoirs. // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 7411–7427.
- Jenden P.D., Hilton D.R., Kaplan I.R., Craig H. Abiogenic hydrocarbons and mantle helium in oil and gas fields // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*. 1993. № 1570. P. 31–55.
- Kutas R.I., Lubimova E.A., Smirnov Ya. B. Heat flow map of the European part of the USSR and its geological and geophysical interpretation // *Geoelectric and Geothermal Studies* / Ed. by A. Adam. Budapest: Akad. Kiado, 1976. P. 443–449.
- Martelli M., Nuccio P.M., Stuart F.M., Burgess R., Ellam R.V., Italiano F. Helium-strontium isotope constraints on mantle evolution beneath Roman Comagmatic Province, Italy // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 224. P. 295–308.
- Marty B., Tolstikhin I.N. CO₂ fluxes from mid-oceanic ridges, arcs and plumes // *Chem. Geology*. 1998. V. 145. P. 233–248.
- Morgan W.J. Convection plumes in the lower mantle // *Nature*. 1971. V. 230. P. 42–43.
- Newell D.L., Crossey L.Y., Karlstrom K.E., Fisher T.P., Hilton D.R. 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*. 2005. V. 15. № 12. P. 115–157.
- Newell D.L., Jessup M.J., Hilton D.R., Shaw C.A., Hughes C.A. Mantle-derived helium in hot springs of the Cordillera Blanca, Peru: Implications for mantle-to-crust fluid transfer in a flat-slab subduction setting // *Chem. Geology*. 2015. V. 417. P. 200–209.
- O'Nions R.K., Oxburgh E.R. Heat and helium in the Earth // *Nature*. 1983. V. 306. P. 429–431.
- O'Nions R.K., Oxburgh E.R. Helium, volatile fluxes and the development of continental crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 90. P. 331–347.
- Parello F., Allard P., D'Alessandro W., Federico C., Jean-Baptiste P., Catani O. Isotope geochemistry of Pantelleria volcanic fluids, Sicily Channel rift: a mantle volatile end-member for volcanism in southern Europe // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 180. P. 325–339.
- Pecoraino G., Giammanco S. Geochemical characterization and temporal changes in parietal gas emissions at Mt. Etna

- (Italy) during the period July 2000–July 2003 // TAO Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences. 2005. V. 16. № 4. P. 805–842.
- Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R. Heat flow from the Earth interior: analysis of the global data set // Rev. Geophys. 1993. V. 31. P. 267–280. <http://heatflow.org>
- Polyak B.G., Tolstikhin I.N. Isotopic composition of the Earth's helium and the motive forces of tectogenesis // Chem. Geology. 1985. V. 52. C. 9–33.
- Polyak B.G., Prasolov E.M., Cermak V., Verkhovsky A.B. Isotopic composition of noble gases in geothermal fluids of the Krusne Hory Mts. (Czechoslovakia) and geothermal anomaly // Geochim. et cosmochim. acta. 1985. V. 49. P. 695–699.
- Polyak B.G., Prasolov E.M., Tolstikhin I.N., Yakovlev L.E., Ioffe A.I., Kikvadze O.E., Vereina O.B., Vetrina M.A. Noble Gas Isotope Data Base (2015). <http://data.deepcarbon.net/ckan/dataset/523f4bf3-5de4-4c30-9c62-34af0dc62f70>
- Rao R.U.M., Rao G.V., Reddy G.K. A dependence of continental heat flow – fantasy and facts // Earth. Planet. Sci. Lett. 1982. V. 59. № 2. P. 288–302.
- Ren J., Wang X., Chen J., Li C., Yang H., Quyang Z. Leakage of mantle helium from the Liaodong Peninsula, China // Chinese Sci. Bull. 1988. V. 43. № 9. P. 761–764.
- Rison W., Craig H. Helium isotopes and mantle volatiles in Loihi Seamount and Hawaiian Islands basalts and xenoliths // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. V. 66. P. 407–426.
- Sano Y., Fisher T.P. The Analysis and Interpretation of Noble Gases in Modern Hydrothermal Systems / Ed. by P. Burnard. The Noble Gases as Geochemical Tracers (Advances in Isotope Geochemistry) // Berlin Heidelberg: Springer-Verlag. 2013. P. 249–317.
- Sano Y., Wakita H. Geographical distribution of $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in Japan: implications for arc tectonics and incipient magmatism // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 8729–8741.
- Sano Y., Tominaga T., Nakamura Y., Wakita H. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in methane-rich gases in Japan // Geochem. J. 1982. V. 16. P. 237–245.
- Sass J.H., Blackwell D.D., Chapman D.S., Roy S. Heat flow of the crust of the United States // Physical properties of rocks and minerals. N.Y.: McGraw-Hill. 1981. P. 503–548.
- 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. V. 20. № 5. P. 509–542.
- Sclater J., Parsons B., Jaupart C. The heat flow through oceanic and continental crust and heat losses from the Earth // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 11535–11552.
- Tedesco D., Scarsi P. Isotopic variation at the Solfatara crater // Earth and Planet. Sci. Lett. 1999. V. 171. P. 465–480.
- Toksöz M.N., Bird P. Modelling of temperatures in continental convergent zones // Tectonophysics. 1977. V. 41. P. 181–193.
- Tolstikhin I.N., Kramers J. The Evolution of Matter from the Big Bang to the Present Day Earth. Cambridge: Cambridge University Press. 2008. 521 p.
- Tolstikhin I., Waber H.N., Kamensky I., Loosli H.H., Skiba V., Gannibal M. Production, redistribution and loss of helium and argon isotopes in a thick sedimentary aquitard-aquifer system (Molasse Basin, Switzerland) // Chemical Geology. 2011. V. 286. P. 48–58.
- Torgersen T., Jenkins W.J. Helium isotopes in geothermal systems: Iceland, the Geysers, Raft River and Steamboat Springs // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 739–748.
- Vieira F.P., Hamza V.M. Global heat flow: comparative analysis based on experimental data and theoretical values // Proc. 12-th Int. Congr. of the Brazilian Geophys. Soc. 2011. P. 1–6.
- Vitarello I., Pollack H. On the variation of continental heat flow with age and thermal evolution of continents // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 983–995.
- Wakita H., Sano Y. $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in CH_4 -rich natural gases suggest magmatic origin // Nature. 1983. V. 305. P. 792–794.

Upward Heat and Mass Transfer in Continental Crust in Relation to the Problem of Tectogenesis Driving Forces

B. G. Polyak^{a, *}, I. N. Tolstikhin^b, and M. D. Khutorskoi^a

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

^bGeological Institute, Kola Science Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, 184209 Russia

*e-mail: polyak@ginras.ru

The geophysical and geochemical indicators of the ascending heat and mass transfer in the continental crust, namely the conductive heat flow through its surface and the isotopic composition of helium in freely circulating underground fluids are considered. The tectonic ordering of the heat flow and the reasons for the dispersion of its density (q) are discussed. The sources and reservoirs of terrestrial helium are characterized, the stability of the $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio is shown in the geological section along the depth and time, its linear and areal variations of different scale and their similarity to the distribution of heat flow are revealed. The correlations of the isotopic composition of helium in freely circulating underground fluids with the density of the conductive heat flow and the composition of helium in the gases of the areas of recent volcanism with the composition of strontium in young lavas indicate the transport of helium from the mantle to the crust by magmatic melts.

Keywords: continental crust, heat flow, helium isotopes in underground fluids