ПРОБЛЕМЫ ГЕОТЕРМИИ: XX - XXI

Поляк Б.Г., Хуторской М.Д., Кононов В.И. - Геологический институт РАН, Москва

Аннотация. Рассмотрено состояние важнейших геотермических проблем на рубеже тысячелетий. Проведен анализ регионального распределения теплового потока в разновозрастных тектонических областях. Совместный анализ закономерностей распределения теплового потока и изотопного отношения гелия доказал, что тепло в литосферу поступает вместе с силикатным веществом, таким образом изучен механизм тепломассопереноса в недрах. Намечены основные направления геотермических исследований в XXI веке.

PROBLEMS OF GEOTERMY: XX - XXI

Polyak B.G., Khutorskoij M.D., Kononov V.I. - Geological institute of RAS, Moscow

Abstract. The condition of the important geothermal problems on millenium boundary has been considered. Regional heat flow-age depended distribution analysis has been carried out. The joint analysis of heat flow and helium isotope distribution proved that heat energy comes together with silicate substance in the lithosphere, thus heat-mass transfer mechanism in the deep layers has been investigated. The basic geothermal researches directions in XXI century have been proposed.

Граница тысячелетий – притягательный момент для подведения итогов прошлого и определения задач на будущее в развитии той науки, проблемы которой обозначены в заглавии. В данной статье сделана такая попытка в отношении тех направлений геотермических исследований, которые наиболее важны для теоретической геологии. Это - региональные исследования теплового поля Земли и изучение механизмов тепломассопереноса в недрах.

1. Региональные исследования

1.1. Тектоническая упорядоченность теплового потока

Без анализа теплового поля Земли невозможно построить ни одну реалистическую геодинамическую концепцию.

Рост температуры недр с глубиной, ставший очевидным уже в XVII - XVIII веках благодаря измерению ее в шахтах и скважинах, ясно указал на существование кондуктивного (благодаря теплопроводности горных пород) теплового потока из глубин Земли к ее поверхности.

Природа этого теплового потока – коренной вопрос геотермии. Эмпирическую базу для его решения представляют результаты определения плотности кондуктивного теплового потока во вскрытом горными выработками интервале глубин. Этот интервал по сравнению с радиусом Земли очень мал, и можно считать, что такие данные отражают кондуктивные теплопотери через ее верхнюю границу.

В середине прошлого века на основании тогда еще очень немногих измерений Ф. Берч предположил, что «существуют региональные вариации теплового потока, связанные с физическими и химическими вариациями регионального масштаба» (Birch, 1954). Проверка этой гипотезы составила основное содержание дальнейших геотермических исследований. Для этого нужно было, с одной стороны, накопить больше эмпирических данных, а с другой – систематизировать их по наиболее объективным критериям.

Несовершенные попытки такого рода были предприняты В. Ли [Lee, 1963], а затем им же вместе с Дж. Макдональдом [Lee, Macdonald, 1963] и С. Уедой [Lee, Uyeda, 1965]. Успешным же, по последовавшему общемировому признанию, оказался подход, использованный в Геологическом институте АН СССР (РАН) Б.Г. Поляком и Я.Б. Смирновым – группировка значений плотности кондуктивного теплового потока, q, измеренных в разных пунктах, по возрасту складчатости или позднейшей тектоно - магматической активизации земной коры в районах исследований.

Проведенный этими авторами [Поляк, Смирнов, 1966, 1968] анализ латеральных вариаций q показал, что ее величина уменьшается обратно пропорционально возрасту, t, тектономагматической активности в континентальной коре до свойственного ее древнейшим блокам минималь-

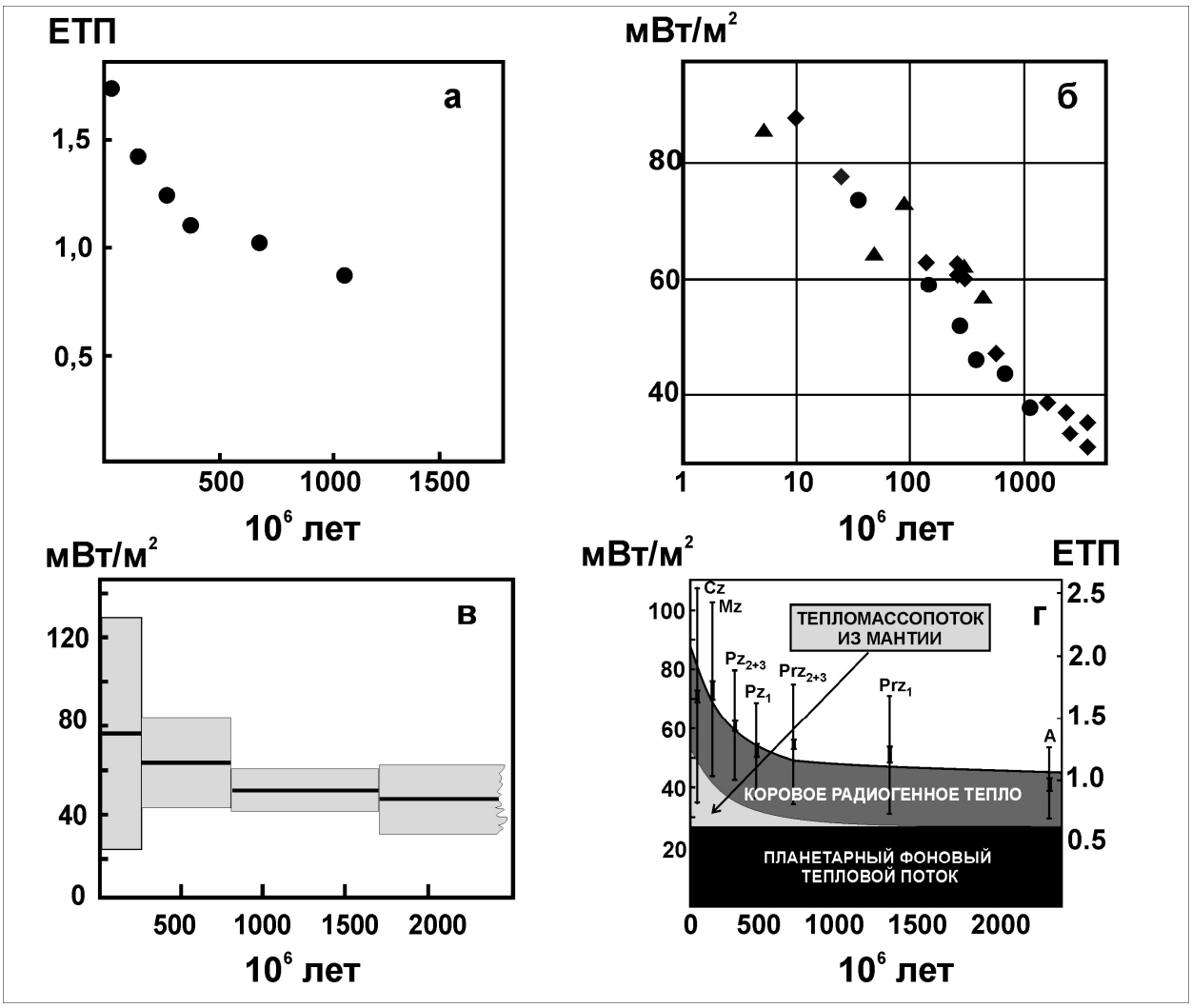

Рис. 1. Связь плотности кондуктивного теплового потока с возрастом тектоно-магматической активности в континентальной коре.
(а) – Поляк и Смирнов[1968], (б) – кружки по (а), ромбы по [Kutas et al., 1976], треугольники по [Čermak et al., 1976], (в) – по [Sclater et al., 1980, 1981], (г) – по [Vitorello & Pollack, 1980].

ного уровня – «континентального фона» (рис. 1). Этот вывод неоднократно проверялся, уточнялся и подтверждался (Hamza and Verma, 1969; Sclater and Francheteau, 1970; Cermak , 1976; Kutas et al., 1976; Chapman and Furlong, 1977; Vitorello and Pollack, 1980).

Чуть позже исследованиями на акваториях была обнаружена аналогичная антибатная зависимость плотности кондуктивного теплового потока от возраста океанического дна, определяемого положением полосовых магнитных аномалий [Sclater and Francheteau, 1970; Chapman and Pollack, 1976]). При этом в океанах снижение q до фонового минимума (который оказался практически равным континентальному) происходит, как выяснилось, примерно на порядок быстрее, чем в коре материков.

Упорядоченность (в соответствии со структурно - тектоническим районированием коры) распределения кондуктивного теплового потока показала формальность оценок универсальных средних значений его плотности в океаническом и континентальном блоках.

Эти оценки столь же условны, как бытовавшая в XIX и первой половине XX века оценка «универсального» геотермического градиента – 30°С/км, которая была выведена из наблюдений в старых горнопромышленных районах Европы, но оказалась нетипичной для многих других. Примерное равенство этих оценок, укладываю-

щихся, по расчетам разных исследователей, в диапазон 49 - 65 мВт/м^2 [Lee, 1963; Смирнов, 1967; Chapman and Pollack, 1976, 1980; Turcotte and Burke, 1978; Sclater et al., 1980], послужило основанием для некоторых гипотетических объяснений такого сходства.

Однако при этом часто забывают, что на океанах кондуктивный тепловой поток далеко не исчерпывает всех потерь глубинного тепла: значительная их часть связана с выносом тепла гидротермальной и особенно вулканической деятельностью в зонах спрединга (см. об этом ниже в разделе 1.2). Поэтому средняя по площади величина *суммарных* теплопотерь на океанах больше средней плотности чисто кондуктивного теплового потока (это особенно подчеркивал Я.Б. Смирнов [1980, 1986 и др.]), так что встречающиеся представления о равенстве средних величин удельного (на единицу площади) выноса глубинного тепла через континентальную и океаническую коры ошибочны.

На суше по мере накопления данных дисперсия *наблюдаемых* в разных пунктах и разноглубинных интервалах частных значений q затушевывала генеральный тренд. Последнее даже привело к сомнениям в его существовании в фанерозойской континентальной коре (Rao et al., 1982), которые, однако, были опровергнуты осреднением данных в крупных возрастных провинциях материков (см. рис. 1).

Дисперсия наблюдаемых “одновозрастных” частных значений q обусловлена многими причинами.

Одну их группу составляют так называемые возмущающие факторы, вызывающие приповерхностные искажения глубинного теплового потока. К ним относятся: а) влияния рельефа дневной поверхности и контрастной теплопроводности геологических тел, создающие квазистационарные геотермические аномалии преимущественно локального характера; б) изменения климата (температуры на границе геотермозоны), способные создавать нестационарные аномалии, которые сегодня интенсивно изучаются в рамках исследований глобальных изменений природной среды; в) циркуляция подземных флюидов, нарушающая условия кондуктивной теплопередачи.

При осреднении результатов частных определений q в пределах крупного однородного геоблока (тектонической провинции) противоположные по знаку локальные эффекты каждого из перечисленных факторов в той или иной мере взаимно компенсируются. Поэтому региональные средние, т.е. фоновые, оценки наблюдаемой q приближаются к ее неискаженной глубинной величине.

Другой причиной искажений глубинного теплового потока являются тектонические перемещения горных масс.

Известно, что вертикальные движения, сопровождающиеся седиментацией в погружающихся блоках и эрозией воздымающихся, создают резкую дифференциацию наблюдаемого теплового потока в подвижных поясах. Такие аномалии по механизму возникновения, как и гидрогеотермические, относятся к адвективному теплопереносу. Они нестационарны и в случае, например, шарьирования крупных пластин литосферы могут существовать десятки и даже сотни миллионов лет ([Хуторской, 1985, 1996] и др.).

Общей для всех перечисленных факторов является теоретическая возможность количественной оценки их эффектов. Однако необходимые для этого данные далеко не всегда известны полностью и с удовлетворительной точностью в каждом пункте наблюдений.

Тем не менее, такая оценка, т.е. внесение соответствующих поправок в определенное по геотермическим измерениям частное значение q, позволяет вычислить более близкое к реальности (не искаженное перечисленными выше факторами) значение глубинного теплового потока в этом пункте. Такие “исправленные” локальные величины q в одновозрастных блоках коры гораздо более однообразны, чем наблюдаемые, и ближе к их осредненному (фоновому) значению (см., напр., [Смирнов, 1980]).

Еще одной причиной дисперсии q являются латеральные различия радиогенной теплогенерации, A, в верхах геологического разреза. Часто отмечается положительная корреляция A и q [Roy et al., 1968; Lachenbruch, 1970]. Вместе с тем, есть признаки роста A в более молодых структурах (см., напр., [Pollack, 1980, Fig.1]).

Популярные представления об убывании концентраций радиоэлементов в разрезе литосферы с глубиной (закономерности этого убывания требуют дальнейшего изучения) позволяют рассматривать различия "поверхностной" теплогенерации и связанные с ними вариации наблюдаемого кондуктивного теплопотока как отражение масштабов эрозии континентальной коры в разных частях района исследований. Другие, протекающие в недрах энергопреобразующие процессы (метаморфические, сейсмические и т.п.), тоже могут вызывать отличия глубинных значений q от наблюдаемых в верхах геологического разреза и, следовательно, быть причиной дисперсии последних. Но оценить количественно эффект этих процессов крайне трудно из - за неопределенности необходимых для этого исходных данных.

Кроме того, величины оценок q зависят от методики их расчета и самих определений температурного градиента и особенно теплопроводности пород [Popov et al., 1999] в интервале термометрических измерений, что является еще одной причиной дисперсии частных значений плотности кондуктивного теплопотока.

В итоге связь q с возрастом тектономагматической активности в континентальной коре ("heat flow—age dependence") проявляется практически лишь при анализе фоновых средних оценок q в крупных геоблоках.

Но выяснить причину этой связи на основании одних геофизических данных нельзя. Наблюдаемый тренд говорит лишь о существовании в недрах временных и относительно локальных источников тепла. Он позволяет идентифицировать такие источники только с теплофизической стороны традиционным для геофизики путем решения обратных задач – создания расчетных моделей, в которых подбираются, отвечающие темпу изменения q глубина источника, его форма, размеры, мощность и время существования [Кутас, Гордиенко, 1972; Смирнов, 1972].

Геологическая природа источников при таком подходе остается неизвестной, и они априорно отождествлялись с поднятиями горячего мантийного вещества (астеносферными диапирами). Для подтверждения этой гипотезы были необходимы прямые вещественные признаки вторжения мантийного вещества в зонах повышенного теплового потока (см. раздел 2.2).

1.2. Планетарные теплопотери и геоэнергетический баланс

Итак, региональное изучение кондуктивного теплового потока завершилось выявлением его обратной зависимости от возраста тектономагматической активности сначала в континентальной коре, а затем и в океанической. Используя полученные средние оценки q в разновозрастных структурах континентов и океанов и интегрируя эффекты по соответствующим площадям, удалось определить общую величину планетарных кондуктивных теплопотерь.

Но, помимо кондуктивного теплового потока, внутриземное тепло выносится из недр еще и восходящим тепломассопотоком. Его открытая разгрузка на поверхность твердой Земли представляет собой вулканическую и гидротермальную деятельность, благодаря которой тепло, аккумулированное в продуктах извержений или изливающихся на эту поверхность термальных водах, рассеивается в атмосфере или наземной гидросфере.

Что касается вулканизма, то исследования выноса глубинного тепла через индивидуальные вулканические аппараты, в том числе фумарольной деятельностью в межпароксизмальную стадию их активности, показали, что тепло, аккумулированное в продуктах их извержений, составляет 90 - 99%, выделяющейся в этих явлениях, внутриземной энергии. Поэтому изучение продуктивности вулканизма

позволяет достаточно объективно оценить общий энергетический эффект процесса и его эволюцию во времени.

Кроме того, было установлено, что продуктивность вулканизма в его разнопорядковых проявлениях – отдельном акте извержения, жизнедеятельности индивидуального эруптивного аппарата, активности региональных вулканических зон и их глобальной совокупности – убывает с течением времени в любой иерархической категории [Поляк, 1988]. Ослабление вулканической активности в геологической истории всего континентального блока, согласуясь с исчерпанием источников внутриземной энергии, отражает общую направленность энергетической эволюции Земли, тогда как существование того же тренда в более низких по рангу проявлениях вулканизма связано с истощением магматических резервуаров разного масштаба. Долговременные региональные различия интенсивности вулканизма отвечают разным геодинамическим обстановкам. Его продуктивность максимальна в зонах спрединга океанической коры, снижается в островных дугах и на активных окраинах материков и падает до минимума во внутриматериковых коллизионных поясах, снова возрастая при рифтогенной деструкции континентальной коры [Поляк, 1985].

Относительно гидротермальной активности региональные исследования выявили определенные различия тепловых параметров (температуры и количества выносимого тепла) в очагах разгрузки термоминеральных вод в разных геодинамических обстановках [Поляк и др., 1984].

Эти различия отражают специфику теплового питания гидротерм. В тектонически стабильных структурах континентальной коры вынос тепла термальными источниками (с температурой воды выше климатической среднегодовой) исчезающе мал по сравнению с фоновым кондуктивным теплопотоком, производным которого он и является.

В зонах же активного вулканизма – окраинно - материковых подвижных поясах, островных дугах и срединно-океанических хребтах – распространены гораздо более мощные, многодебитные и высокотемпературные гидротермальные системы. Они осуществляют «тепловой дренаж» локальных магматических очагов, так что вынос глубинного тепла через эти системы представляет собой фактически особую форму разгрузки глубинного тепломассопотока.

Количественные оценки суммарных эффектов кондуктивного теплопотока, вулканизма и гидротермальной деятельности в континентальном и океаническом «сегментах » земной коры суммированы в таблице 1. Эти данные позволили объективно оценить общие современные теплопотери Земли, стимулируя анализ планетарного геоэнергетического баланса.

Основы этого анализа были заложены в Геологическом институте П.Н. Кропоткиным в его пионерской работе «Основные проблемы энергетики тектонических процессов» [1946]. Но такой анализ сильно затруднен большой условностью имеющихся оценок вероятных «первичных источников» внутриземной энергии – радиоактивного распада U, Th и K, гравитационной дифференциации, ротационногенного тепла и др. По грубо ориентировочным оценкам [Поляк и др., 1972; Кропоткин, Поляк, 1973], потенциала этих источников недостаточно, чтобы обеспечить накопление энергии в теле планеты (в виде глубинного тепла и др.) и ее отдачу в околоземное пространство за всю историю Земли.

Возможно, однако, что это расхождение – только кажущееся из - за неточности оценок различных эффектов, тем более, что предполагаемая современная мощность «первичных источников» оказывается больше наблюдаемых теплопотерь.

Таким образом, проблема геоэнергетического баланса пока еще далека от разрешения. Но данные такого рода имеют ключевое значение для создания правильной картины эволюции Земли и оценки ее нынешнего состояния, что оправдывает любые усилия, направленные на их уточнение. Последнее представляется одной из важнейших задач будущих исследований.

Таблица 1. Теплопотери Земли.

Виды теплопотерь	Современная мощность		Ссылки*)
	Глобальная, Вт	Удельная, мВт/м^2	
Кондуктивный теплопоток			
через континентальную кору	(1,0-!.3)×10^{13}	49-60	1-6
через океаническую кору	1,6×10^{13}	50-65	1-3
Среднеплавнетарный	(2,5-3,2)×10^{13}	49-63	1-3
Адвективный вынос тепла			
вулканизмом суши	(0,12-4.2) ×10^{11}		7-12
гидротермами суши	(0,6-0,9) ×10^{11}		12, 13
общий в срединно-океанических хребтах	(0,4-1,1) ×10^{13}		4-6,12, 14, 15
Суммарные теплопотери			
через континентальную кору	(1,0-!.3)×10^{13}	49-67	1-6, 16, 17
через океаническую кору	2,5×10^{13}	95-100	4-6, 16, 17
Среднепланетарные	(2,5-4,3)×10^{13}	49-85	1-6, 14, 16-18

*)1 – Lee, 1963; 2 –Смирнов, 1967; 3 – Chapman & Pollack, 1976; 4 – Turcotte & Burke, 1978; 5 – Chapman & Pollack, 1980; 6 – Sclater et al., 1980; 7 – Lotze, 1927; 8 – Verhoogen, 1946; 9 – Люстих, 1959; 10 – Поляк, 1966; 11 – Kappelmeyer & Haenel, 1974; 12 – Iriyama, 1977; 13 – Макаренко и др., 1970; 14 – Williams & von Herzen, 1974; 15 – Anderson et al., 1977; 16 – – Sclater et al., 1981; 17 – Смирнов, 1984, 18 – Смирнов, Кононов, 1991.

2. Механизм тепломассопереноса в недрах

2.1. Изотопный состав гелия в подземных флюидах

Как отмечено в разделе 1.1, возрастной тренд в распределении плотности теплового потока на континентах, как и в океаническом дне, приписывался вторжению в кору мантийных расплавов. Но если в отношении океана это вполне очевидно – подводные извержения вулканов в осевых долинах срединно - океанических хребтов на коре «нулевого» возраста неоднократно наблюдались непосредственно, то для континентов такое представление оставалось гипотетичным и нуждалось в подтверждении вещественными признаками вторжения мантийного вещества в зонах повышенного теплового потока.

Такие признаки принесло изучение изотопов гелия в подземных флюидах. Эти исследования сначала вскрыли резкое различие величин отношения $^3He/^4He = R$ в разных геологических объектах. В атмосфере это отношение составляет 1,4x10^{-6} [Мамырин и др., 1970]. В базальтах же срединно - океанических хребтов, фумаролах действующих вулканов и других мантийных дериватах изотопно - гелиевое отношение лежит в диапазоне (1.2 - 5.0)x10^{-5}, показывая присутствие в Земле остатков первозданного гелия с R ~ 1x10^{-4}, захваченного ею при аккреции. Напротив, в гелии, постоянно образующемся в недрах в результате радиоактивного распада U и Th, при кларковом содержании материнских элементов это отношение $R \approx 2x10^{-8}$, представляя «каноническое» радиогенное значение $^3He/^4He$ (см. сводки [Мамырин, Толстихин, 1981; Поляк, 1988] и ссылки в них). Дальнейшие исследования обнаружили в региональных особенностях изотопного состава гелия такую же тектоническую упорядоченность – отрицательную корреляцию величины отношения $^3He/^4He = R$ с возрастом складчатости или повторной тектономагматической активизации, – какая была выявлена ранее в латеральных вариациях плотности фонового кондуктивного теплового потока q.

Целесообразность совместного анализа данных о тепловом потоке из недр и гелии, который постоянно выделяется из твердой

Земли в атмосферу, диссипируя оттуда в космос, вполне очевидна: радиоактивный распад урана и тория – один из источников внутриземного тепла – постоянно продуцирует гелий, причем почти исключительно один его тяжелый изотоп ^{4}He. Поэтому предпринимались попытки увязать геотермический поток с потоками в атмосферу как ^{4}He, так и ^{40}Ar — продукта распада ^{40}K [Булашевич, 1974, 1975]. Но оказалось, что плотность кондуктивного теплового потока *q* положительно коррелирует с относительной концентрацией не тяжелого (радиогенного), а легкого изотопа гелия ^{3}He, т.е. с примесью остатков первозданного гелия, до сих пор сохранившихся в мантии.

При одинаковой тектонической упорядоченности *R* и *q* вполне естественной оказалась положительная корреляция между самими этими параметрами. Она была найдена как в масштабе всего континентального блока Северной Евразии (рис.2)., так и в региональном, а иногда даже локальном масштабе – на Северном Кавказе [Polyak et al., 2000], в Восточных Карпатах [Поляк и др., 1999], в грабене Охрже [Поляк и др. 1982], Байкальской рифтовой зоне [Поляк, 2000], рифтах восточного Китая [Du, 1992], в Японии [Sano et al., 1982], Италии [Italiano et al., 2000] и т.д.

Тем самым получила подтверждение гипотеза о связи высокого кондуктивного теплопотока из твердой Земли с вторжением в кору (литосферу) мантийного вещества, маркированного гелием с повышенным (по сравнению с радиогенным) содержанием изотопа ^{3}He.

Корреляция плотности теплового потока, *q*, и отношения ^{3}He/^{4}He в геологических объектах выражает естественную парагенетическую связь двух параметров, отражающих действие одной и той же причины – разгрузки тепломассопотока из недр, которая вызывает тектономагматическую активность. Совместный анализ *q* и *R* глубоко оправдан, потому что оба параметра обладают важнейшей общей чертой – внутренне обусловленной изменчивостью во времени – из-за остывания недр (источников тепла) и радиогенной генерации ^{4}He, соответственно. Эта черта кардинально отличает *q* и ^{3}He/^{4}He от всех остальных количественных геологических, геофизических и геохимических параметров, кроме радиоизотопных, т.е. таких, как ^{87}Sr/^{86}Sr, ^{143}Nd/^{144}Nd, ^{206}Pb/^{204}Pb и т.п. Именно поэтому синтез данных играет ключевую роль в решении проблем геологической эволюции.

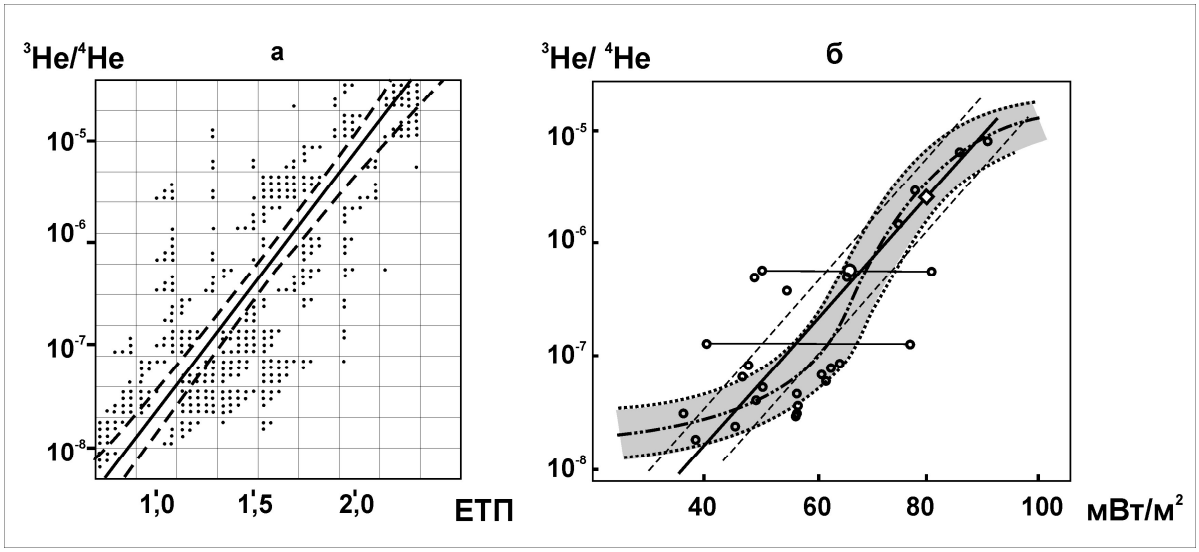

Рис. 2. Корреляция изотопного состава гелия в подземных флюидах и фонового кондуктивного теплового потока. (А) – индивидуальные значения ^{3}He/^{4}He на территории СССР [Поляк и др., 1979], (В) – средние значения обоих параметров в геотектонических элементах Северной Евразии [Поляк, 1988].

Таким образом, установленная тройственная взаимосвязь $q - t - R$ показала, что величина плотности кондуктивного теплопотока на верхней границе твердой Земли отражает тепловой импульс в недрах, сопровождающийся появлением в подземных флюидах мантийного гелия и проявляющийся в тектономагматической активности. Как показывают геологические наблюдения, в истории практически любого блока континентальной коры такая активность проявлялась неоднократно. Ее многофазность в конкретном геоблоке свидетельствует о последовательном проявлении нескольких тепловых импульсов, каждый из которых, несомненно, оказывал соответствующее воздействие на геотермическое поле. Возраст же той или иной фазы тектономагматической активности отражает только время проявления конкретного импульса, ничего не говоря о его величине. Судя по тому, что характер и масштабы этой активности – как синхронной в разных регионах, так и разновременной в одном и том же участке коры – бывают существенно различными, вызывающие ее тепловые импульсы имели разную величину и, соответственно, разное время релаксации.

Представляется, что это и есть фундаментальная общая причина затушевывания связи q и t . Если в разных районах одного геоблока происходили разновременные и/или разномасштабные тепловые импульсы, маркированные появлением в подземных флюидах мантийного гелия, они должны были привести к различию в этих районах современной плотности кондуктивного теплопотока и соответствующей дисперсии наблюдаемых частных значений q, которая, естественно, усугубляется всеми перечисленными в разделе 1.1 факторами, искажающими глубинный теплопоток.

При одноактной тектономагматической активности изменение глубинного теплового потока в истории земной коры должно выражаться зависимостью вида:

$$q^{гл} \rightarrow \mathrm{f}\,(t, E),$$

где E – количество тепловой энергии, привнесенной в кору соответствующим импульсом в момент t. В случае внедрения мантийного диапира это количество должно быть пропорционально его массе M, так что справедливо и выражение

$$q^{гл} \rightarrow \mathrm{f}\,(t, M).$$

Исправленные" (отвечающие глубинным) значения q должны совпадать во всех геоблоках, сформированных одним синхронным равновеликим импульсом (например, M_1 в момент t_1). Но если величина (мощность) такого импульса в разных блоках была разной, этого не будет.

Если такие импульсы в истории данного геоблока происходили неоднократно, то, полагая температуру и теплоемкость вторгающегося в кору мантийного вещества всегда одинаковыми (вряд ли могло быть иначе), в конкретном пункте наблюдений

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

Если бы M_1, M_2, M_3 … были известны, то можно было бы вычислить "средний" возраст тектономагматической активности $t_{ср}$ в пункте определения q:

$$t_{ср} = \mathrm{S}\, t_i M_i / \mathrm{S}\, M_i$$

Использование таких формальных оценок "геотермического возраста", не отвечающих реальной дате любого из серии учитываемых термальных событий, ликвидировало бы дисперсию оценок q, приписываемых одним и тем же моментам (этапам) геологической истории.

Такой подход может объяснить встречающиеся в одном геоблоке (сформированном импульсом M_1 в эпоху t_1) обратные соотношения q в районах его разновременной повторной активизации (в моменты t_2 и t_3). Наблюдаемые в таких районах значения q будут больше, чем q_1. Причем когда $M_2/M_1 \leq M_3/M_1$, то $q^{гл}{}_3$ должно быть больше $q^{гл}{}_2$, но если $M_2/M_1 \geq M_3/M_1$, то $q^{гл}{}_3 \leq q^{гл}{}_2$ (рис.3).

К сожалению, не приходится рассчитывать на достоверные оценки разновременных M: они требуют учета скрытой (плутонической) разгрузки мантийного вещества в кору, по-видимому, намного превышающей открытую (вулканическую), следы которой к тому же в значительной степени уничтожены последующей эрозией. Однако подвергать сомнению существование связи теплового потока с возрас-

том термальных событий в земной коре из-за дисперсии эмпирических данных нет оснований.

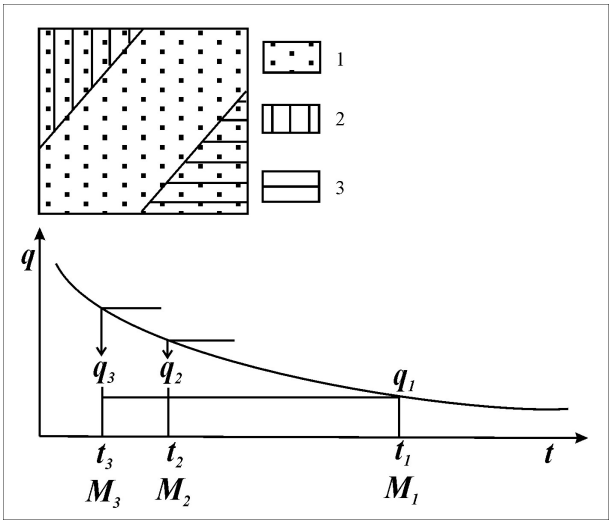

Рис. 3. Соотношение величин плотности кондуктивного теплопотока в геоблоках, подвергшихся повторной тектоно - магматической активизации [Поляк, 2000].

2.2. Материальная природа тепломассопотока из недр

Итак, согласованные пространственно-временные особенности распределения *R* и *q* показывают, что во время тектономагматической активности в континентальную кору (литосферу) поступает тепломассопоток, маркированный мантийным гелием. Какова же его материальная природа? Он не может состоять из одного такого гелия, так как его поток в атмосферу ничтожен – в удельном выражении не более 10^{10} атомов/м^2·с [Озима, Подосек, 1987] или еще меньше [O'Nions and Oxburgh, 1988].

Вынос же тепла этим массопотоком определяется превышением кондуктивных теплопотерь в зоне его современной разгрузки над их минимальным уровнем в континентальной коре, отвечающим ее дорифейским блокам (планетарным континентальным фоном). По геотермическим данным, этот избыток в удельном выражении составляет 40 - 50 мВт/м^2, а в интегральном - около 10^{12} Вт [Поляк, 1988]. Может ли быть носителем такого количества тепла и мантийного гелия автономный поток других летучих? Если бы он состоял из H_2O, будучи надкритическим флюидом с теплосодержанием 1000 кал/г ≈ 4180 кJ/kg (отвечающим температуре около 900°С, т.е.,), то для обеспечения избыточного выноса тепла его дебит должен был бы быть не меньше 3 км^3/год.

Такой поток наполнил бы Мировой океан (1,37.10^9 км^3) всего за ~ 430 млн. лет, т.е. за одно только послеордовикское время или даже еще быстрее.

Поэтому маркированный мантийным гелием избыточный тепломассопоток в зонах тектономагматической активности нельзя отождествить с автономным потоком летучих. Отсюда следует вывод о силикатной природе этого массопотока. Это умозрительное заключение согласуется с представлениями о «богатых водой силикатных расплавах» [Рябчиков, 2000, стр. 198], «флюидизированном расплаве» [Летников, 2000, стр. 214]. Но, кроме этого, оно подтверждается еще и эмпирическими данными.

Эти данные – корреляция в продуктах новейшей вулканической и гидротермальной деятельности изотопных составов летучего гелия и литофильного стронция. На важность сравнения изотопных характеристик столь сильно различающихся по химическим свойствам и соответственно поведению в природе элементов было указано уже давно [Толстихин и др., 1976]. Вскоре этот подход был реализован при исследованиях геотермальной активности в Италии [Поляк и др., 1979]. Сопоставление состава гелия в газах источников Тосканы, Лациума, Кампаньи и Сицилии с составом стронция в вулканитах, распространенных в их окрестностях, выявило тесную отрицательную корреляцию величин $^3He/^4He$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$, подтвержденную и последующими работами (рис.4).

Плиоцен - четвертичный возраст итальянских вулканитов неизмеримо меньше периодов полураспада материнских для ^{87}Sr и ^4He радиоактивных элементов. Поэтому полученная линия регрессии (рис. 4а) представляет собой не что иное, как типичный график смешения двух компонентов, один из которых характеризуется мантийным изотопным составом He и Sr, а другой - ко-

ровым. Эта корреляция указывает на перенос летучего He и литофильного Sr общим агентом, каковым может быть только силикатное вещество. Доля мантийного компонента растет вдоль Апеннинского полуострова к югу вместе с омоложением вулканических построек.

Это показывает, что контаминация мантийного вещества коровым происходила главным образом непосредственно в зоне магмообразования, северная граница которой в плиоцен - четвертичное время смещалась к югу при понижении в том же направлении ее кровли.

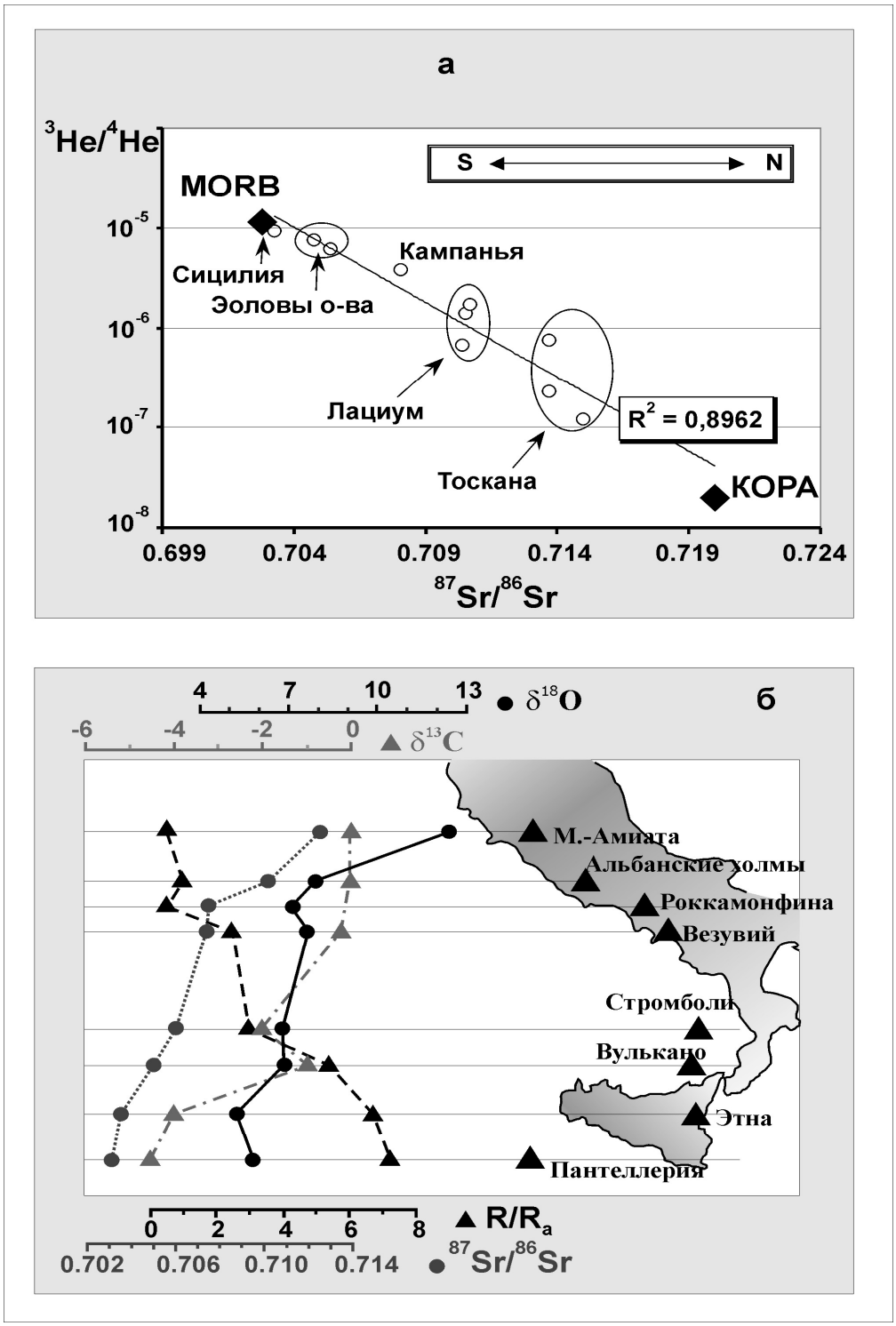

Рис. 4. Корреляция изотопных составов гелия в продуктах геотермальной активности Италии. (А) – по [Поляк и др., 1979б]б (В) – по [Parello et al., 2000].

Рост же доли корового компонента к северу согласуется с давно отмеченным в том же направлении возрастанием в молодых базальтах концентрации K_2O, достигающей 8,7 % вес. [Hurley et al., 1966]. Это противоречит представлениям об универсальности прямой связи содержания калия с глубиной генерации магм.

Корреляция величин $^3He/^4He$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ в продуктах геотермальной активности отчетливо проявляется и в других районах мира – в Кавказском сегменте Альпийского пояса [Polyak et al., 2000], на активной окраине Южной Америки [Hilton et al., 1993], в островных дугах Индонезии [Hilton et al., 1989]. Это общее явление, которое указывает на перенос летучего He и литофильного Sr из мантии в кору одним агентом – силикатным веществом.

В свете этих данных следует пересмотреть и уточнить представления о газогеохимической зональности современных гидротерм, совершенно очевидной во всех районах повышенной геотермальной активности, отличающей тектонически мобильные пояса. Гидрохимиками по преобладающим компонентам в свободной газовой фазе давно выделяются разные генетические типы термоминеральных вод: метановые, азотные, углекислые, азотно-углекислые, сероводородно - углекислые, водородные (см. [Иванов,1960; Кононов, 1983] и др.). Возникновение и распространение большинства этих типов вод связано с проявлениями вулканизма, и лишь первые два – метановые и азотные – формируются и вне вулканических областей.

Очень ясно газогидрогеохимическая зональность гидротерм проявляется в Исландии (рис. 5), где она хорошо согласуется с геолого - структурным районированием острова [Кононов, Поляк, 1974,

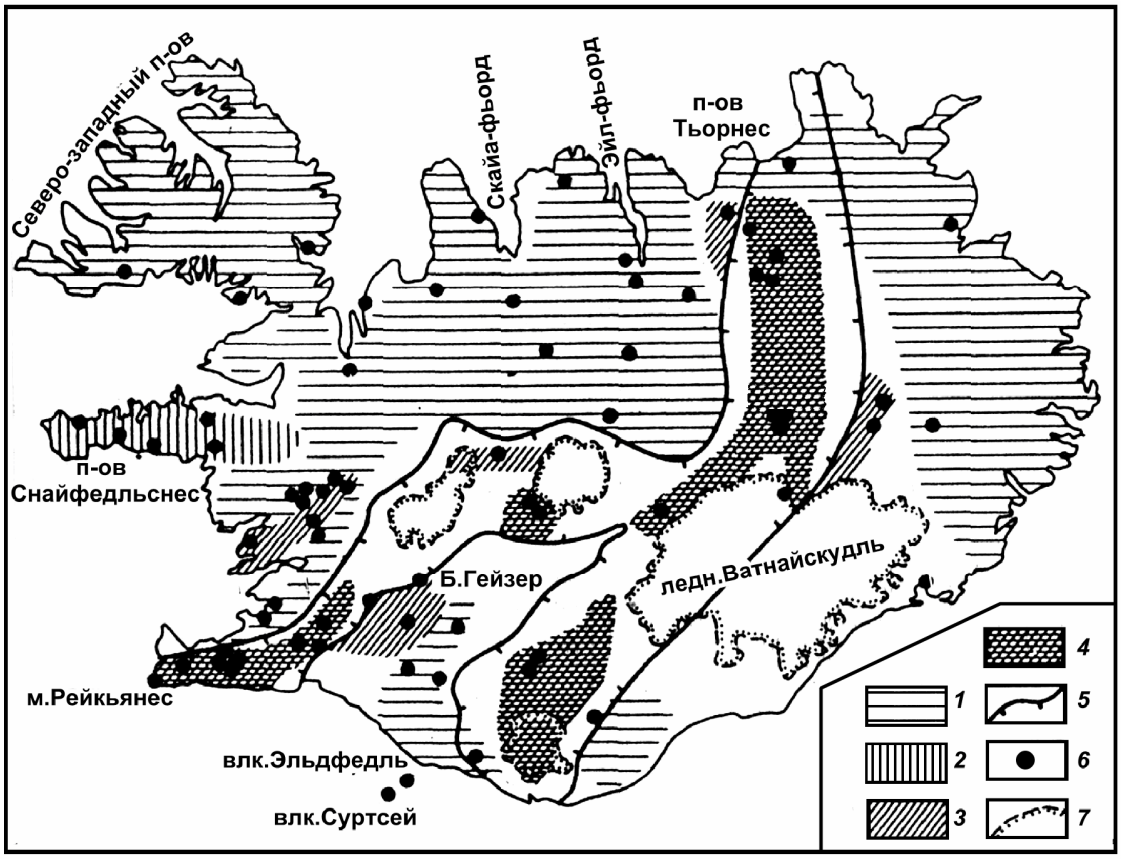

Рис.5. Схема газовой зональности современных гидротерм Исландии .Зоны распространения флюидов: 1 - азотных, 2 - углекислых, 3 - азотно - углекислых, 4 - водородных, 5 - границы вулканически активных ветвей Срединной зоны, 6 - термопроявления с изученным газовым составом, 7 - границы ледников.

Kononov, Polyak, 1980]. Так, в области развития миоцен-нижнеплиоценовых платобазальтов распространены азотные термы. На полуострове Снайфедльснес, где вулканическая активность, по-видимому, угасает, распространены углекислые воды. На участках плейстоценовой вулканической активности Срединной зоны и некоторых прилегающих к ним разгружаются азотно-углекислые пароводяные смеси. Наконец, в осевых, самых активных частях всех ветвей Срединной зоны развиты наиболее высокотемпературные водородные парогидротермальные системы.

Самым распространенным в мире типом гидротерм является **азотный**. Термы этого типа представляют собой метеогенные воды, более или менее нагретые при циркуляции в региональном геотермическом поле. Изначально насыщенные при атмосферном давлении воздушными газами в количествах, отвечающих их растворимостям, эти воды в процессе подземной циркуляции постепенно утрачивают растворенный кислород, расходующийся в реакциях окисления минерального вещества. Если в них при этом не поступают газы иного, неатмогенного происхождения, то в конечном счете они будут содержать только азот и аргон в соотношении, отвечающем водорастворенному воздуху – $[N_2]/[Ar] \approx 60$ (из-за лучшей растворимости аргона). При полной дегазации таких вод в составе выделившегося газа содержание N_2 составит 98,3 % об., а при неполной – еще больше. Присутствие же в газовой фазе любого количества других компонентов (кроме кислорода) – сигнал, что в формировании терм участвовали иные источники. Как правило, азотные термы распространены вне районов новейшего вулканизма.

Метан, присутствующий в свободной газовой фазе термальных флюидов, в отличие от азота, имеет глубинное происхождение. Он образуется при термокатализе органического вещества, содержащегося в породах. Поэтому воды, содержащие в газовом составе CH_4 (с той или иной примесью азота и углекислоты), встречаются исключительно в нефтегазоносных районах независимо от их тектонической принадлежности. Обычно тепловые параметры этих вод невысоки, но в Восточно - Африканской рифтовой зоне около оз. Найваша на глубине 1 км вскрыты необычные метановые парогидротермы с температурой 202°С [Ткаченко и др.,1978]. Их происхождение связано, по - видимому, с внедрением в артезианский бассейн, содержащий метановые воды, магматического тела.

Углекислые минеральные воды содержат в газовой фазе до 100 % об. CO_2 . Считается, что формирование обширных провинций таких вод происходит под воздействием процессов регионального метаморфизма, разрушающих карбонатное вещество горных пород, в то время как внедрение отдельных интрузий во вмещающие толщи может обеспечить лишь их локальные месторождения. При разгрузке сильно газонасыщенных углекислых вод иногда возникают отрицательные термоаномалии из - за кулинг - эффекта, вызванного адиабатическим расширением выделяющегося газа. Последнее явление известно, в частности, у г. Развалка на Кавказских Минеральных Водах. В общем, углекислые воды типичны для районов с затухающей или сравнительно маломощной вулканической активностью. Холодные и теплые углекислые воды особенно широко развиты в альпийских орогенах (Альпы, Карпаты, Балканы, Кавказ, Копетдаг). Встречаются они и в районах новейшей тектоно - магматической активизации (например, в рифтогенных грабенах Центральной Европы или в Забайкалье). Горячие углекислые источники встречаются на активных окраинах материков и в островных дугах (Курило - Камчатский регион и др.), где они могут быть связаны с не до конца остывшими локальными магматическими очагами.

К **углекислым и азотно - углекислым термам** относятся самые известные мощные высокотемпературные гидротермальные системы, которые от азотных отличаются присутствием в газовой фазе существенного количества CO_2, а от типично углекислых – меньшим газовым фактором и

намного большим тепловым потенциалом. Они распространены в районах современного вулканизма окраинно - материковых поясов и островных дуг (гидротермальные системы Паужетская, Узон - Гейзерная и другие - на Камчатке, Горячий Пляж - на о. Кунашир, Беппу и Оникобе - в Японии, Гейзеры Сонома - в Калифорнии, термы Тосканы – Лардерелло, Монте Амиата и пр.). Встречаются они и в обстановках рифтогенеза и/или разгрузки мантийных плюмов – в Йеллоустонском парке, Эфиопском рифте, Исландии (знаменитый Большой Гейзер, системы Хвераведлир - Кьолур, Хвераведлир - Рейкьяхверфи и т.п.).

Сероводородно-углекислые термы отличаются присутствием в газовой фазе, наряду с господствующей углекислотой и примесями благородных газов и азота, еще и некоторого количества H_2S. Эти термы пространственно и генетически связаны с выходами вулканических газов и наблюдаются в кратерах и на склонах действующих вулканов на суше и островах.

Еще один из выделяемых сегодня типов термальных флюидов – **водородные термы.** Они представляют собой самую яркую и сугубо специфическую черту современной гидротермальной активности в Исландии. Здесь в газах гидротерм системы Крабла - Намафьядль содержание H_2 достигает 64 об. %, а общий его вынос в атмосферу составляет по данным [Ragnars e.a., 1970] 0,1 - 1,0 $м^3$/мин. На дневную поверхность водородные термы разгружаются в виде пароводяных смесей, а в недрах их температура может превосходить 300 ^oC. В Исландии такие парогидротермы строго локализованы в районах активного вулканизма внутри Срединной зоны. Происхождение в них водорода не вполне ясно. В принципе, возможна близповерхностная генерация H_2 из-за окисления гидросульфид - иона, содержащегося в этих флюидах, или разложения сероводорода при высокой температуре. Однако и H_2S, и HS^- – обычные компоненты вулканических парогазовых струй, в том числе и не содержащих свободного водорода. Поэтому кажется более вероятным глубинное происхождение H_2. Он может экстрагироваться из базальтов в случае воздействия на них высоких температур и высвобождаться при реакциях между водой и железосодержащими минералами в процессе серпентинизации, сопровождаемом высоким экзотермическим эффектом.

Тепловые параметры азотных, метановых и углекислых гидротерм, у которых температура на выходе ниже точки кипения, а вынос тепла в локальных очагах разгрузки составляет 10^5 - 10^6 кал/с (0,4 - 4,0 МВт), согласуются с моделью нагрева этих вод в фоновом геотемпературном поле в пределах верхних 2 - 2,5 км геологического разреза. Тепловая мощность высокоэнтальпийных водородных, сероводородно-углекислых, азотно - углекислых парогидротерм (в их одиночных очагах разгрузки ее тепловая мощность составляет 10^7 - 10^8 кал/с, или 40 - 400 МВт) не может быть обеспечена только за счёт съёма подземными водами фонового кондуктивного теплопотока и указывает на дополнительный прогрев системы теплом неглубоко залегающих магматических очагов.

Таким образом, особенности состава газовой фазы термоминеральных вод несут информацию о тепловом режиме недр, дополняющую представления о геодинамической специфике районов распространения различных типов подземных флюидов.

Кроме научной ценности, изучение термоминеральных флюидов имеет и практическую, определяя перспективы использования глубинного тепла, аккумулированного в этих флюидах. Это направление исследований имеет в Геологическом институте давние традиции. На основании этих исследований были оценены общие гидрогеотермальные ресурсы страны и определены пути и способы их освоения [«Термальные воды…», 1963; Макаренко, Кононов, 1973; Kononov, 1992,; Kononov et al., 2000; Кононов, 2002 и др.], обращалось внимание правительственных органов на необходимость широкого развития работ по использованию глубинного тепла для выработки электроэнергии и теплоснабжения, представлялись рекомендации поста-

новки таких работ на конкретных объектах, прежде всего, в Курило - Камчатском регионе. В этом последнем особое внимание обращалось на район Мутновского вулкана, где сотрудники ГИНа еще в 1960-е годы начали режимные наблюдения за выносом тепла вулканом в межпароксизмальную стадию активности [Поляк, 1965, 1966; Муравьев и др., 1983; Поляк и др., 1985; Кафтан и др., 1986], а камчатские вулканологи (Е.А. Вакин, В.А. Дрознин, И.Т. Кирсанов, А.В. Кирюхин Г.Ф. Пилипенко, В.М. Сугробов, Ю.А. Таран, Ф.А. Яновский и др.) детально изучили геотермальную активность в окрестностях вулкана. В результате к настоящему времени здесь построены две геотермальных электростанции: Северо - Мутновская ГеоЭС установленной мощностью 12 МВт$_э$ и Мутновская (50 МВт$_э$) и ведутся работы по строительству ещё одной станции мощностью 100 МВт$_э$. Параллельно с освоением Мутновского парогидротермального месторождения решается вопрос теплоснабжения городов Петропавловска - Камчатского и Елизово, а также ряда населённых пунктов в центральной части полуострова.

3. Направления геотермии в XXI веке

Сложившаяся в XX веке структура геотермических исследований сохранится, судя по всему, и в начале следующего.

В области теоретической геотермии самыми важными проблемами останутся происхождение глубинного тепла и механизмы его переноса к поверхности Земли. Должны быть выяснены причины часто проявляющейся, как теперь стало известно, вертикальной изменчивости плотности кондуктивного теплового потока. Как в таком случае следует картировать латеральные вариации теплового потока – привязывать ли их к одной и той же глубине от поверхности Земли, или - к единому гипсометрическому уровню, или - к общей границе (структурной, стратиграфической, литологической) в геологическом разрезе? Отображать ли эти вариации изолиниями или - методом скользящего окна («лоскутного одеяла»)?

Региональные геотермические исследования в наступившем веке вообще будут базироваться на новой идеологии. Каждое измерение теплового потока должно подвергаться тщательному анализу и количественной оценке влияния всех искажающих факторов. Алгоритмы ввода соответствующих поправок необходимо унифицировать. В глобальные базы геотермических данных следует включать как измеренное, так и скорректированное значение теплового потока, значения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности вскрытых пород, величину радиотеплогенерации вдоль ствола скважин, а также количественную характеристику интенсивности конвективного тепломассопереноса за счет движения подземных вод. Такая информация покажет, какова «поверхностная» радиотеплогенерация в разновозрастных структурах, насколько глубинный тепловой поток экранируется алохтонными пластинами и быстро накапливающимися осадками, как влияют процессы гидратации и дегидратации на глубинные температуры и тепловой поток – не являются ли именно они причиной повышения геотермических градиентов в нижних частях глубоких скважин? В морской геотермии основным приемом станет полигонный метод измерения теплового потока, так как только такие результаты, в отличие от одиночных измерений, позволяют корректно интерпретировать геотермическую информацию, полученную на акваториях.

Развитие компьютерных геоинформационных технологий позволит выяснить тонкую структуру температурного поля на различных глубинах и получить представление о конфигурации характерных изотермических поверхностей: точки Кюри, температуры солидуса и др. Объемное моделирование теплового поля вместе с моделированием других геофизических полей и привлечением имеющейся геолого-тектонической информации в конечном счете даст объективную основу для заключений о геодинамическом режиме недр и его вероятной эволюции.

Получение новых эмпирических данных будет опираться на усовершенствован-

ное аппаратурно - методическое обеспечение геотермических измерений.

В этой области на первое место выйдут методы определения геотермических параметров in situ. Это должно решить проблему зависимости реальных теплофизических свойств среды от PT - условий, т.к. измеряемые в лаборатории значения коэффициентов тепло- и температуропроводности пород не отражают влияния термобарических условий, в которых горные породы находятся в естественном залегании. Такой подход уже сейчас реализован в океанических измерительных зондах. По тому же пути рано или поздно пойдет и развитие скважинной техники. Повышение чувствительности термодатчиков и развитие микропроцессорных устройств откроет возможности усовершенствования приборов для измерения плотности теплового потока – тепломеров, которые позволят фиксировать не только аномально высокие, но и фоновые значения теплового потока. Постоянной практикой представления данных о теплофизических свойствах в научных публикациях и производственных отчетах станет указание на анизотропию тепло- и температуропроводности пород.

В области прикладной геотермии совершенствование методов термической разведки в сочетании с моделированием глубинных температур позволит точно прогнозировать глубину нахождения зоны катагенеза в осадочных бассейнах и давать рекомендации по локализации поисков и разведки нефтегазовых залежей. Это должно привести к значительной экономии средств на поисково - разведочные работы, т.к. терморазведка – самый экономически выгодный метод разведочной геофизики. Наконец, дальнейшее развитие получат геотермические исследования, направленные на выявление и оценку ресурсов глубинного тепла – неисчерпаемого, экологически чистого источника энергии для экономики будущего.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты №№ 05 - 05 - 64011 и 06 - 05 - 64647).

Литература

1. *Булашевич Ю.П.* (1974) О связи выделения гелия и аргона из мантии с термической эволюцией Земли // Доклады АН СССР, 1974, т. 216, № 5. с. 1026 - 1029.

2. *Булашевич Ю.П.* (1975) Соотношение между потоками тепла и гелия из литосферы в атмосферу // В кн. «Ядерно - геофизические исследования», Свердловск, 1975. с. 16 - 20.

3. *Иванов В.В.*Основные закономерности распространения и формирования термальных вод Дальнего Востока СССР. – В кн. Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М.: Медгиз, 1960, с 172 - 260.

4. *Кафтан В.И., Поляк Б.Г., Турков В.П.* (1986) Связь вертикальных деформаций и температур грунта в северо - восточном кратере вулкана Мутновского (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 1986, № 1. с.91 - 93.

5. *Кононов В.И.* Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг).– М.: Наука, 1983. 216 с.

6. *Кононов В.И., Поляк Б.Г.* Гидрохимическая зональность Исландии как отражение ее геологического строения //Докл. АН СССР, т.214, №1, 1974. с.163 - 165.

7. *Кононов В.И.* (2002) Геотермальные ресурсы России и их использование//Литология и полезные ископаемые,2002, №2, с.115 - 125.

8. *Кропоткин П.Н.* (1946) Основные проблемы энергетики тектонических процессов // Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, №. 5. с. 89 - 104.

9. *Кропоткин П.Н., Поляк Б.Г.* (1973) Энергетический баланс Земли // «Земная кора сейсмоопасных зон». М.: Наука, 1973. с.7 - 24.

10. *Кутас Р.И., Гордиенко В.В.* (1972) Тепловое поле Карпат и некоторые вопросы геотермии // Труды МОИП, 46, отд. геол., М.:Наука, с. 75 - 80.

11. *Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // В: Проблемы глобальной геодинамики (ред. Д.В. Рундквист), М: Геос, 2000, с. 204 - 224.

12. *Люстих Е.Н.* О роли вулканов и терм в выносе тепла из недр Земли // Проблемы геотермии и практ. использ. тепла Земли, т.1., М.: изд - во АН СССР, 1959. с. 31 - 36.

13. *Макаренко Ф.А., Кононов В.И.* Гидротермальные районы СССР и перспективы их освоения. – В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М,: Наука, 1973, с. 74 - 84.
14. *Макаренко Ф.А., Поляк Б.Г., Сугробов В.М.* Конвективное перераспределение глубинного тепла в пределах земной коры // Тепловой режим недр СССР (Тр. ГИН, вып. 218), М.: Наука, 1970. с. 57 - 69.
15. *Мамырин Б.А., Ануфриев Г.С., Каменский И.Л., Толстихин И.Н.* Определение изотопного состава гелия в атмосфере //Геохимия. 1970. №6, с.721 - 730.
16. *Мамырин Б.А., Толстихин И.Н.* Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат. 1981. 222 с.
17. *Муравьев А.В., Поляк Б.Г., Турков В.П., Козловцева С.В.* (1983) Повторная оценка тепловой мощностифумарольной деятельности на вулкане Мутновский (Камчатка) // Вулканол. и сейсмология, 1983, № 5. с.51 - 63.
18. *Озима М., Подосек Ф.* Геохимия благородных газов. Л: Недра, 1987, 343 с
19. *Поляк Б.Г.* (1965) Тепловая мощность межпароксизмальной стадии активности Мутновского вулкана // Докл. АН СССР, 1965, т. 165, №3. с. 643 - 646.
20. *Поляк Б.Г.* (1966) Геотермические особенности области современного вулканизма. М.: Наука, 1966. 180 с.
21. *Поляк Б.Г.* (1985) Продуктивность вулканизма в разной тектонической обстановке // «Вулканизм и связанные с ним процессы» (тез.докл.на VI Всес. вулканол. совещ.). Вып.1, ИВ ДВНЦ АН СССР, 1985. с.50 - 51.
22. *Поляк Б.Г.* Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988, 192 с.
23. *Поляк Б.Г.*(2000) Изотопы гелия в пордземных флюидах Байкальской рифтовой зоны (к геодинамике континентального рифтогенеза) // Российский журн. наук о Земле, 2000, т. 2, № 2. с. 109 - 133.
24. *Поляк Б.Г.*(2000) Тепловой поток и “средний возраст” термальных событий в земной коре // В “Тепловое поле Земли и методы его изучения” , М.: РУДН, 2000. с. 5 - 12.
25. *Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* (1966) Тепловой поток на континентах // Доклады АН СССР, 168, № 1, с. 170 - 172.
26. *Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* (1968) Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов // Геотектоника, № 4, с. 3 - 19.
27. *Поляк Б.Г., Гордиенко В.В., Чешко А.Л., Каменский И.Л., Прасолов Э.М., Тарасов В.Н.* (1999) Изотопы гелия в подземных флюидах Восточных Карпат // Доклады РАН, 1999, т. 367, № 2. с. 244 - 249.
28. *Поляк Б.Г., Кононов В.И., Гавлина Г.Б.* (1984) Взаимосвязь современной геотермальной и тектонической активности территории СССР // «Современ. тект. активность территории СССР», М: Наука, 1984, с. 66 - 73.
29. *Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А.* (1972) Основные проблемы геоэнергетики // «Энергетика геологич. и геофизич. процессов» (Труды МОИП, отд. геол., т.46). с.7 - 6.
30. *Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Чермак В.* (1982) Мантийный гелий в «ювенильных» флюидах и природа геотермической аномалии Рудных гор // Доклады АН СССР, 1982, т. 263, № 3. с. 701 - 705.
31. *Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П.* (1979а) Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Геотектоника, № 5, с. 3 - 23.
32. *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, 1979, т.247. с.1220 - 1225.
33.*Романов В.А.* Тектоника Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: ИГ БФ АН СССР. 1985. 112 с.
34. *Рябчиков И.Д.* Флюидный режим мантии Земли // В: Проблемы глобальной геодинамики (ред. Д.В. Рундквист), М: Геос, 2000, с. 195 - 203.
35. *Смирнов Я.Б.* (1967) Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления // Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 2. с. 325 - 328.
36. *Смирнов Я.Б* (1972) Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали // Труды МОИП, 46, отд. геол.,

М.:Наука, с. 52 - 74.
37. *Смирнов Я.Б.* (1980) Тепловое поле территории СССР. М: ГУГК. 150 с.
38. *Смирнов Я.Б.* (1984) Новые принципы анализа данных теплового потока на территории СССР и некоторые аспекты изучения тектонической активности // Соврем. тект. ативность территории СССРб, М.: Наука, 1984. с.50 - 65.
39. *Смирнов Я.Б.* (1986) Геотермическая карта Северной Евразии и методы анализа термической структуры литосферы (пояснительный текст).– М.: ГИН АН СССР.1986.
40. *Смирнов Я.Б., Кононов В.И.* Геотермические исследования и сверхглубокое бурение // Советская геология, 1991, №8, с. 25 - 37
41. Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования (ред. Ф.А. Макаренко). М.: изд-во АН СССР, 1963. 292 с.
42. *Ткаченко Р.И., Флерова Л.И., Маринов Н.А.* Минеральные и термальные подземные воды. – В кн.: Гидрогеология Африки. М.: Недра, 1978, с. 288 - 331.
43. *Толстихин И.Н., Друбецкой Е.Р., Эрлих Э.Н., Мамырин Б.А.* К вопросу о происхождении кислых вулканических пород Камчатки // Геохимия, 1976, № 5, с. 682 - 695.
44. *Хуторской М.Д.* Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана //Геотектоника. 1985. N 3. с.77 - 88.
45. *Хуторской М.Д.* (1996) Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: РУДН. 289 с.
46. *Anderson R.N., Langseth M.G., Sclater J.G.* (1977) The mechanism of heat transfer through the floor of the Indian Ocean // Journ. Geophys. Res., 1977, vol. 82, No. 23. P. 3391 - 3408.
47. *Cermak V.* (1976) Heat flow investigation in Czechoslovakia // In: “Geoelectric and Geothermal Studies” (KAPG Geophys. Monogr., A. Adam, ed.) Budapest, Akad. Kiado, P. 414 - 424.
48. *Chapman D. and Furlong K.* (1977) Continental heat flow–age relationships // Trans. Amer. Geophys. Un., 58, P. 1240 - 1251.
49. *Charman D. and Pollack H.* (1976) Global heat flow: a new look // Earth. Planet. Sci. Lett., 28, no. 1, P. 23 - 32.
50. *Charman D. and Pollack H.* (1980) Global heat flow: spherical harmonic representation // Trans/ Amer/ Geophys/ Un/ (Eos), 1980, vol. 61. P. 383
51. *DU J.* (1992) $^3He/^4He$ ratios and heat flow in the continental rift-valley // Works of gas geochemistry (Xu Y., ed.) Lanzhou: Gansu Science and Tecnol. Press, 1992. P. 165 - 171.
52. *Hamza V.M. and Verma R.K.* (1969) The relationship of heat flow with the age of basement rocks // Bull. volcanol., 33, no. 1, P. 123 - 152.
53. *Hilton D.R., Hammerschmidt K., Teufel S., Friedrichsen H.* Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas // Earth. Planet. Sci. Lett., 1993, v. 120, P. 265 - 282.
54. *Hilton D.R., Craig H.* A helium isotope transect along the Indonesian archipelago // Nature, 1989, V. 342, P. 906 - 908.
55. *Hooker P.J., Bertrami P.J., Lombardi* S. et al. Helium-3 anomalies and crust-mantle interaction in Italy // Geochim. Cosmochim. Acta, 1985, v. 49, no. 12, P. 2505 - 2513.
56. *Hurley P.M., Fairbarn H.W. and Pinson W.R.* (Jr.) Rb - Sr isotope evidence in origin of potash-rich lavas of Western Italy // Earth. Planet. Sci. Lett., 1966, v. 5, P. 301 - 306.
57. *Iriyama J.* (1977) Energy ba cxlance of the earth’s interior // Tectonophysics, 1977, vol. 41, No. 1/3. P. 165 - 197.
58. *Italiano F., Martelli M., Martinelli G., Nuccio. P.M.* (2000) Geochemical evidence of melt intrusions along litospheric faults of the Southern Apennines? Italy: geodynamic and seismogenic implications // Journ. Geophys. Res., 2000, vol. 105, No. B6. P. 13569 - 13578.
59. *Kononov V.I.* Utilisation of geothermal energy in Russia // Geothermics, 1992. vol.21, №5/6, pp 617 - 622.
60. *Kononov V.I., Polyak B.G.* Geothermal activity of Iceland as a reflection of its geological structure. – Tectonophysics, 1980, vol. 46, P. 135 - 157.
61. *Kononov V.I., Polyak B.G., Kozlov B.M.* Geothermal development in Russia: country update report 1995–1999 // Proceed. of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu –

Tohoku, Japan May 28 - June 10, 2000, P. 221 - 226.
62. *Kutas R.I., Lubimova E.A., Smirnov Ya. B.* (1976) Heat flow map of the European part of the USSR and its geological and geophysical interpretation // "In: Geoelectric and Geothermal Studies" (KAPG Geophys. Monogr., A. Adam, ed.) Budapest, Akad. Kiado, P. 443 - 449.
63. *Lachenbruch A.Y.* (1970) Implication of linear heat flow relation // J. Geophys. Res., 76, P. 3852 - 3860.
64. *Lee W.H.k.*(1963) Heat flow data analysis // Rev. Geophys. 1963. Vol. 1, №3. P. 449 - 479.
65. *Lee W.H.R., Macdonald J.G.F.* (1963) The global variation of terrestrial heat flow// J.Geophys.Res.1977, Vol.68, N5.
66. *Lee W.H.R. and Uyeda S.* (1965) Review of heat flow data // In: "Terrestrial heat flow" (AGU monograph no. 8, W.H.R. Lee, Ed.), Washington, P. 87 - 190.
67. *Lotze F.* (1927) Di Joly'she Radioactivitthypotese zur Erklarungder Gebirgsbildungen // Nahr. Ges. Wiss. Math.-Phys. K1, Gőttingen, 1927. S. P. 75 - 114.
68. *O'Nions R.K. and Oxburgh E.R.* Helium, volatile fluxes and the development of continental crust // Earth. Planet. Sci. Lett., 1988, v. 90, no. 1, P. 331 - 347.
69. *Parello F., Allard P., D'Alessandro W. et al.* // Isotope geochemistry of the Panterlleria volcanic fluids, Sicily Channel rift: a vantle volatile end-member for volcanism in southern Europe // / Earth. Planet. Sci. Lett., 2000, v. 180, P. 325 - 339.
70. *Pollack H.* (1980) The heat flow from the Earth: a review // In: "Mechanisms of continental drift and plate tectonics" (P.A. Davies, S.K. Runcorn, Eds.), Acad. Press, P. 183 - 192.
71. *Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Kamenskii I.N., Yakovlev L.E., Marty B., Cheshko A.L.* Helium isotopes, tectonics and heat flow in the Northern Caucasus // Geochim. Cosmochim. Acta, 2000, v. 64, no. 11, P. 1925 - 1944.
72. *Popov Yu.A., Pribnov D., Sass J., Williams C., Burkhardt H.* Characterisation of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning //Geothermics, v.28. P.253 - 276. 1999.
73. *Ragnars K., Saemundsson K., Benediktsson S., Einarsson S.S.* Development of the Namafiall area – Nothern Iceland.// Geothermics/ Spec. issue 2, 1970, vol.2 pt.1, P. 925 - 935.
74. *Rao R.U.M., Rao G.V. and Reddy G.K.*(1982) A dependence of continental heat flow – fantasy and facts // Earth. Planet. Sci. Lett., 59, no. 2, P. 288 - 302.
75. *Roy R.F., Blackwell D.D., Birch F.* (1968) Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces // Earth. Planet. Sci. Lett., 5, P. 1 - 12.
76. *Sano Y., Tominaga T., Nakamura Y., Wakita H.* (1982) $^{3}He/^{4}He$ ratios in methane-rich gases in Japan // Geochem/ Journ., 1982, vol. 16. P. 237 - 245.
77. *Sclater J. and 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, no. 5, P. 509 - 542.
78. *Sclater J., Jaupart C., and Galson D.* (1980) The heat flow through the oceanic and continental crust and the heat losses by the Earth // Review Geophys. and Space Phys, 1980, vol. 18. P. 269 - 311.
79. *Sclater J., Parsons B. and Jaupart C.* (1981) The heat flow through oceanic and continental crust and heat losses from the Earth // *J. Geophys. Res.*, 86, P. 11535 - 52.
80. *Turcotte D.L. and Burke K.* (1978) Global sea - level changes and the thermal strucrure of the Earth // Earth/ Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 41, No. 3, P. 341 - 346.
81. *Verhoogen J.* (1946) Volcanic heat // Amer. Journ. Sci., 1946, vol. 244, No. 11. P. 745 - 771.
82. *Vitorello I. and Pollack H.* (1980) On the variation of continental heat flow with