

Отражение контрастных геодинамических обстановок В ТЕПЛОВОМ ПОЛЕ

Рассматриваются особенности распределения теплового потока и глубинных температур в зонах осевого спрединга срединно-океанических хребтов, в зонах «рассеянного спрединга» задуговых бассейнов, в активных частях трансформных разломов, во внутриконтинентальных и периконтинентальных рифтовых зонах, в палеозойских линейных и мозаичных складчатых поясах, в осадочных бассейнах нагрузки и растяжения. Отмечаются контрастные различия в этих структурах значений теплового потока (от 15 до 1500 мВт/м²) и, соответственно, большой глубинный диапазон положения термической литосферы. Количественно для складчатых поясов оценен такой определяющий фактор как радиогенная теплогенерация. Показано, что нестационарность теплового потока проявляется не только в активных современных тектонических объектах, но и в позднепалеозойских складчатых поясах. Объясняется природа положительных и отрицательных геотермических аномалий.

Ключевые слова: геотермия, тепловой поток, температура, литосфера, рифтовые зоны, складчатые пояса, осадочные бассейны, 2D- и 3D-моделирование.

Величина плотности теплового потока¹ из земных недр является важнейшим индикатором геодинамической активности структур литосферы как на современном этапе их развития, так и в геологическом прошлом.

Зная теплофизическую структуру геологического разреза, можно рассчитать положение изотерм в земной коре и в верхней мантии и сопоставить его с термодинамическими условиями метаморфизма, фазовым состоянием вещества и намагниченностью пород, а также локализовать зоны резких латеральных контрастов температуры, к которым, как правило, приурочены проявления сейсмической активности и магматизма. Поэтому количественная интерпретация геотермических данных (геотермическое моделирование) является мощным инструментом для понимания строения и истории геологического развития литосферы в различных геодинамических обстановках.

Рифтовые зоны, складчатые пояса и осадочные бассейны характеризуются специфическими особенностями вулканизма, метаморфизма и металлогении, а также отличающимися по форме, знаку и интенсивности аномалиями потенциальных геофизических полей, в том числе геотермического.

Этим последним и посвящена настоящая работа. Мы рассмотрим особенности распределения теплового потока и глубинных температур в разных группах тектонических структур: в океанических и континентальных зонах рифтогенеза, в линейных и мозаичных складчатых поясах и в осадочных бассейнах нагрузки и растяжения, основываясь на литературных данных и результатах собственных измерений в разных районах Мирового океана и Северной Евразии.

Современные зоны рифтогенеза

Рифтогенез в точном смысле слова – это образование линейных более или менее протяженных и относительно узких грабенов, названных Дж. Грегори (Gregory, 1896) рифтами (английское слово «rift» означает щель). Эти структуры образуются на континентах и в океанах в принципиально различных геодинамических обстановках, что

отражено в генетической (динамической, в отличие от геометрической или кинематической) классификации рифтов как результатов активного или пассивного рифтинга (Шенгер, Натальин, 2009 и др.). Такая терминология придает большее значение сходству последствий разных процессов – спрединга новообразующейся коры в океанах и деструкции древней на континентах, – чем различию их механизмов, которое важнее для понимания их природы.

Срединно-океанические рифты (зоны «осевого» спрединга). Как известно, в рифтовых впадинах вдоль осей срединно-океанических хребтов (СОХ) обнаружены аномально высокие (а также «нулевые» и даже отрицательные) значения плотности кондуктивного теплового потока. СОХ представляют собой дивергентные границы плит, где происходит спрединг океанического дна в результате внедрения мантийного материала. Поэтому наблюдаемый здесь тепловой поток определяется не только кондуктивным, но и конвективным выносом тепла. Вдоль осей СОХ развиваются рифтовые впадины, ширина которых обратно пропорциональна скорости спрединга. Кондуктивная составляющая теплового потока в этих впадинах достигает «ураганных» величин, в 15-30 раз превышающих среднепланетарное значение. Когда оси хребтов перекрыты, как в Калифорнийском заливе или в Красном море, мощным чехлом осадков, препятствующим разгрузке магмы и термальных вод на поверхность дна, измеренный кондуктивный поток, превосходящий местами 1500 мВт/м², адекватен общим теплотерям, так как в этих случаях конвективная их компонента близка к нулю. В других условиях, когда мощность осадочных пород мала, измеренный кондуктивный тепловой поток может оказаться нулевым (а над положим разломом, вдоль которого разгружаются гидротермы, даже отрицательным), но это вовсе не значит, что в этом месте тепло не удаляется из литосферы. Просто здесь оно целиком выносится конвекцией при почти нулевом или не превышающем значения адиабатического (0,4 мВт/м²) кондуктивном теплотокте внутри восходящей конвективной (точнее, адвективной) струи. Средние же величины полных теплотер, рассчитанные как сумма кондуктивной и конвективной компонент, в разных отрезках океанических хребтов – одного порядка и находятся, по разным оценкам, в диапазоне 400-700 мВт/м² (Голу-

¹В дальнейшем мы будем вместо векторной характеристики теплового поля Земли – плотности кондуктивного теплового потока применять термин «тепловой поток», всегда подразумевая под этим именно его плотность.

бев, 2007; Попова и др., 1984; Хуторской и др., 1986 и др.). Примерно те же цифры дали подсчеты общих теплопотерь в рифтовых зонах Исландии с учетом масштабов разгрузки гидротерм (Поляк и др., 1984).

Количество тепла, переносимого за счет конвективного теплопереноса, обусловленного вертикальной фильтрацией магмы в астеносфере, приблизительно равно $Q \approx \rho_p j T$, где j – скорость вертикальной фильтрации (приблизительно, $2 \cdot 10^{-10}$ м/с), $\rho = 2800$ кг/м³ – плотность магмы; $c_p = 1050$ Дж/кг·К – ее удельная теплоемкость при постоянном давлении; $T = 1300$ °С – ее температура. При таких значениях сомножителей конвективный вынос тепла оценивается величиной $Q \approx 800$ мВт/м². Если сконцентрировать суммарный фильтрационный тепловой поток в узкой осевой зоне магматического резервуара шириной порядка 10 км, в которую «сливается» магма из более широкой 100-километровой области астеносферы благодаря центростремительной горизонтальной составляющей фильтрации, то полный тепловой поток в рифтовой зоне примерно будет соответствовать тем «ураганным» его значениям, которые измерены в Калифорнийском заливе и Красном море.

Аналитическое описание поведения теплового потока вблизи оси СОХ сводится к модели математической сингулярности, т.е. такому его распределению, когда на оси тепловой поток стремится к бесконечности (Lubimova & Nikitina, 1975). Такая формализация распределения теплового потока появилась потому, что при адвективном выносе энергии точное количественное определение плотности теплового потока или полностью невозможно, или находится за пределами измерительного диапазона аппаратуры. Практически, при построении геотермических моделей СОХ применяют аппроксимацию распределения теплового потока, изображая его кривой, огибающей максимальные значения вблизи оси рифта. Количественные подсчеты при таком методе оценки теплопотерь в СОХ показали, что генерируемая энергия (~ 0,2-0,3 % от планетарных теплопотерь) (Lubimova & Nikitina, 1975) полностью обеспечивает стационарную мантийную конвекцию. Этот вывод являлся основным аргументом при доказательстве моделей кинематики и энергетики спрединга океанической коры в концепции тектоники литосферных плит (Parsons & McKenzie, 1978).

С зонами «осевого» спрединга генетически связаны субортогональные этим зонам **трансформные разломы**, в которых преобладает сдвиговая компонента. По сравнению с осевыми зонами СОХ, трансформные разломы геотермически изучены слабее, однако некоторые из них охарактеризованы достаточным количеством данных. Приведем такие данные по трем геотермически наиболее изученным разломным зонам, секущим Срединно-Атлантический хребет (САХ): Атлантис, Кейн и Вима.

Разлом Атлантис (~ 29°-30°с.ш.) в своей активной части (длиной 67 км между осями отрезков САХ севернее и южнее разлома), представляет собой желоб, образованный цепью котловин с плоским дном шириной по 2-4 км и глубиной 5000-5200 м. Разлом вскрыл ультрабазиты третьего слоя океанической коры, что доказано драгированием (Blackman et al., 2004). Тепловой поток в активной зоне разлома и на его фланговых отрезках существенно различен: в активной части нами в 24 рейсе НИС «Академик Кур-

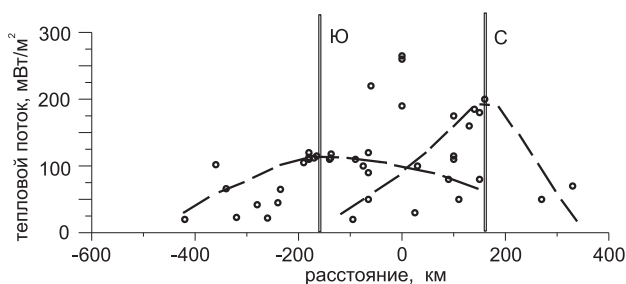


Рис. 1. Распределение теплового потока вдоль широтного простирания разлома Вима. Двойные линии – положение осей САХ севернее (С) и южнее (Ю) разлома. Нулевая отметка на оси абсцисс приурочена к центру активной части разлома.

чатов» измерены высокие значения – 300-360 мВт/м², а на флангах гораздо меньшие величины – 34-51 мВт/м² (Попова и др., 1984).

По **разлому Кейн** (~ 24°с.ш.) ось САХ сдвинута на 140 км. В активной части разлома тепловой поток достигает 230-250 мВт/м². Но и на фланговых (пассивных) отрезках разлома получены высокие значения теплового потока – 100-115 мВт/м². К югу же от разлома тепловой поток резко снижается. Так, в 135 км от его пересечения с лежащим южнее отрезком САХ, в скв.396 DSDP он аномально низок – 23 мВт/м² (Попова и др., 1984; Folinsbee, 1969).

Зона разломов Вима (~ 11°с.ш.) представляет собой чередование горных массивов (хребтовых блоков) и депрессий – широтных разрывов, по которым лежащий севернее отрезок САХ сдвинут к западу почти на 3° по долготу. Депрессии заполнены плейстоценовыми турбидитами мощностью до 1 км (Bonatti et al., 1977). Распределение теплового потока в депрессиях и на хребтовых блоках носит принципиально различный характер. В блоках распределение типично для САХ, показывая довольно широкий разброс значений теплового потока – от 9 до 100 мВт/м², хотя средние его величины в северном и южном блоках примерно равны (соответственно, 59 и 51 мВт/м² при $1\sigma \approx 31$ мВт/м²). Широтные депрессии отличаются относительно стабильными и аномально высокими значениями теплового потока (112-260 мВт/м²) при среднем значении и стандартном отклонении 152 и 41 мВт/м², соответственно. Учитывая влияние экранирующего эффекта седиментации на тепловое поле, глубинный поток в депрессиях оценен величиной 250 мВт/м² (Попова и др., 1984).

Рассматривая тепловой поток в этих и других трансформных разломах, можно видеть, что в их активных частях он всегда аномально высок, варьируя от 135 до 360 мВт/м², а субнулевые его значения здесь не наблюдаются. Для этих частей разломов характерна его высокая стабильность и малая дисперсия в пределах каждого разлома. Это позволяет сделать вывод, что конвективный вынос тепла, столь резко нарушающий тепловой поток в осевых зонах срединно-океанических хребтов, в трансформных разломах не имеет существенного значения. Действительно, большинство трогов крупных трансформных разломов заполнены мощными (до ~1 км) толщами осадков, что исключает конвекцию. Как показали исследования с помощью глубоководных спускаемых аппаратов, даже 30-50-метровый слой пелагических илов является непроницаемым экраном для глубинной гидротермальной разгрузки из-под них гидротермальных растворов (Williams et al., 1979). Это дает объективную возможность для оценки ве-

личины полного выноса энергии в осевых зонах рифтов на их пересечении с трансформными разломами, которую мы уже приводили выше.

Для объяснения природы аномально высоких значений теплового потока в активных частях трансформных разломов обсуждалось несколько механизмов. Один из них – это выделение тепла тектонического трения при сдвиговых деформациях. Фрикционный разогрев контактов смещающихся блоков неизбежен. Однако количественные расчеты, выполненные для ряда трансформных разломов, в том числе наиболее обоснованная энергетическая оценка этого эффекта в разломе Сан-Андреас (Lachenbruch & Sass, 1980), показали, что тепло тектонического трения не играет существенной роли в формировании наблюдаемого теплового потока, обеспечивая не более 15 % от измеренной его величины.

Весьма популярной среди исследователей является модель «суперпозиции тепловых аномалий», изложенная в работе (Langseth, Hobart, 1974). Аномалия теплового потока для разлома Вима была рассчитана как результат суперпозиции полей от северной и южной стенок разлома, имеющих разный возраст в зависимости от положения осей рифтовых зон. На рис. 1 показано обоснование этой идеи. Фоновый кондуктивный тепловой поток в центре активной части трансформного разлома можно определить как сумму значений теплового потока на фитинговых огибающих кривых, описывающих распределение его вкострест простирающихся южного и северного отрезков САХ (пунктирные линии). В точке их пересечения он оказался равен 110 мВт/м² для каждого из фрагментов рифтовой зоны. Суммарный же тепловой поток составит 220 мВт/м², что хорошо согласуется с подобными оценками по другим моделям. Отдельные аномально высокие значения теплового потока в активной части разлома (250-270 мВт/м²) (Рис. 1) связаны, по-видимому, с дополнительным привнесом тепла за счет конвективной его разгрузки в хребтовых блоках на обнажениях фундамента океанической коры.

Задуговые бассейны окраинных морей (зоны «рассеянного» спрединга). Спрединг морского дна в результате разгрузки мантийного вещества проявляется не только в океанах, но и почти во всех задуговых (окраинных) морях.

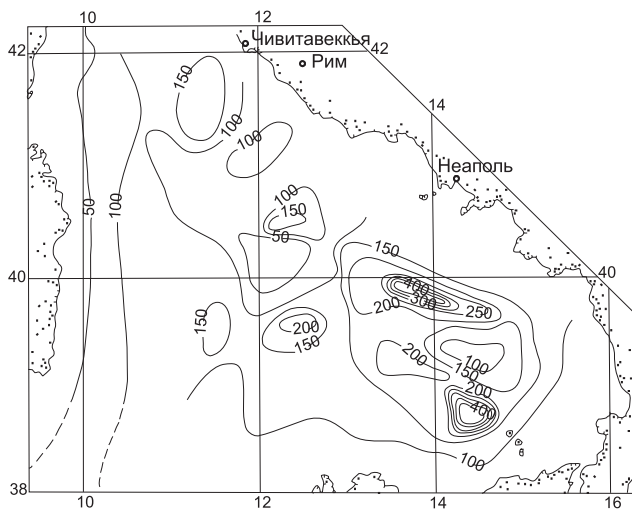


Рис. 2. Карта теплового потока Тирренского моря. Значение изолиний – мВт/м² (по данным (Della Vedova et al., 1984) с добавлением авторов).

Наиболее ярко он выражен и хорошо изучен геотермически в Японском и Тирренском морях. Рассмотрим геотермическую характеристику последнего.

Существует несколько точек зрения о происхождении Тирренского моря. Их можно разделить на две группы. Одни исследователи считают, что Тирренское море образовалось в результате «океанизации», т.е. опускания в начале неогена бывшего на этом месте континентального блока и подплавления нижней части континентальной коры, попавшей в иные термодинамические условия (Р. Селли, Я.П. Маловицкий, Е.В. Артюшков и др.). Другие исследователи связывают его происхождение с ареальным (площадным) спредингом (Э. Арган, Е.Д. Сулиди-Кондратьев и др.). При этом, по мнению М. Бокалетти с соавторами (Voccaletti et al., 1984), мезозойский Палеотирренский бассейн с океанической корой был полностью поглощен к началу тортона из-за субдукции в западном направлении под Сардинию. Современная же Тиррения сформировалась как краевой бассейн за поздненеогеновой Калабрийской дугой. Такую модель поддерживали результаты бурения по проекту DSDP (скв. 373 и 373а) в Тирренском море. Этими скважинами была вскрыта 200-метровая толща оливиновых толеитов, аналогичных базальтам рифтовых зон СОХ, тогда как известково-щелочной вулканизм в Липарской островной дуге был приписан процессам в погружающейся на запад зоне субдукции (Barberi et al., 1978).

Концепция Б. Хизена с соавторами (Heezen et al., 1971) объединяет обе группы гипотез. Эти исследователи писали: «...там, где сейчас расположено Тирренское море, ранее была суша, и она начала опускаться в течение неогена. Похоже, что погружение сопровождалось и, возможно, было вызвано расширением земной коры, что привело к расчленению прежде существовавшего континентального блока на серию вытянутых осколков, которые в настоящее время представлены узкими хребтами. Вулканическая активность вдоль этих разломов привела к образованию линейных вулканических гряд» (Ibid, с. 329).

Следовательно, геодинамическая обстановка в разных частях Тирренского бассейна неодинакова: в западной его части она с тортона до настоящего времени характеризуется сжимающими напряжениями, а в восточной на про-

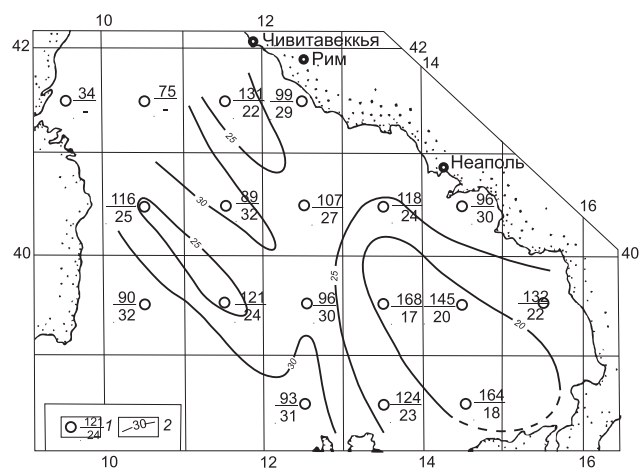


Рис. 3. Схема мощности термической литосферы Тирренского моря. 1 – узловые точки: в числителе – среднее значение теплового потока, мВт/м², в знаменателе – мощность литосферы, км; 2 – изолинии мощности литосферы, км.

тяжении тех же 11 млн. лет – растягивающими. Эта восточная часть Тирренского моря – область высокого теплового потока, больших горизонтальных градиентов температур и подводного базальтового вулканизма (Рис. 2). Максимальные величины плотности кондуктивного теплопотока 515 и 490 мВт/м² измерены в тыловой части Липарской островной дуги при среднем его значении в этой части моря 155 мВт/м² (Della Vedova et al., 1984). Оценки мощности «термической» литосферы показали, что в восточной части Тирренского моря она составляет 17-23 км (Хуторской и др., 1986) (Рис. 3). Такова мощность литосферы по геотермическим данным и в океанических рифтовых зонах (Сорохтин, 1979).

Высокий тепловой поток, базальтовый вулканизм и малая мощность литосферы Тирренского бассейна свидетельствуют о внедрении в нее мантийного материала, который «расклинивал» ранее существовавшие блоки. Эти блоки обладали, по-видимому, пониженной вязкостью из-за повышения температур на их подошве и вследствие этого не оказывали сопротивления внедрению вещества. Таким образом, высокий тепловой поток маркирует области восходящей адвекции мантийного материала. Внедрение относительно плотного мантийного материала в литосферу подтверждается также наличием в восточной части Тирренского моря (массив Вавилова) значительной гравитационной аномалии в редукции Буге (более 200 мГл) (Rehault et al., 1987).

Внутриконтинентальные рифтовые зоны, внешне сходные по морфологии с осевыми рифтами СОХ, но принципиально отличные от них по происхождению, также отличаются выносом тепла, заметно превышающим средний тепловой поток в смежных областях. Анализу теплового поля в этих структурах посвящено много работ. Наиболее полная его характеристика содержится в монографии С.В. Лысак (Лысак, 1988), данные из которой приведены в таблице 1.

Как видно из таблицы 1, самые прогретые – Эфиопская и Афарская зоны Африкано-Аравийского рифтового пояса (ААП), в которых особенно сильно проявился новейший вулканизм. Его средняя продуктивность в Эфиоп-

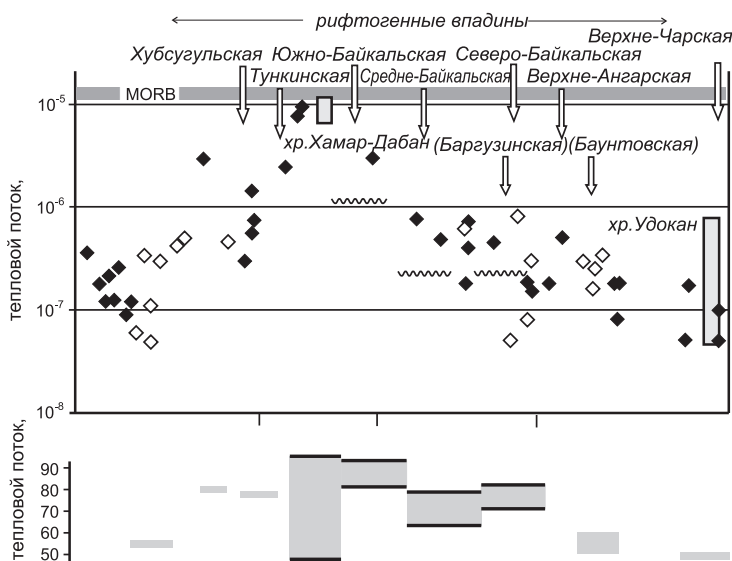


Рис. 4. Распределение величин отношения ³He/⁴He и плотности теплового потока вдоль простирания Байкальской рифтовой зоны. Черными ромбами показаны значения изотопно-гелиевого отношения в газах гидротерм, лежащих вблизи оси рифтовой зоны, открытыми – на прилегающих участках (например, в Баргузинской и Баунтовской впадинах. Данные по породам показаны заштрихованными столбиками соответственно диапазонам значений изотопно-гелиевого отношения, указанным в работе (Друбецкой, Грачев, 1987). Волнистыми линиями показаны уровни значений отношения ³He/⁴He в газах, растворенных в воде оз. Байкал, по данным (Грачев и др., 1982).

ской зоне за плиоцен-четвертичное время оценена приблизительно в 16·10⁶ км³/год (Поляк, 1988). Это уступает современной продуктивности вулканизма в хребте Рейкьянес, в котором она, по данным Л.П. Зоненшайна с коллегами, составляет (40-50)·10⁶ км³/год (Подводные геологические исследования..., 1985, с. 141). Ниже она в изученном отрезке Красноморского сегмента ААП – около 23·10⁶ км³/год (Ibid, с. 111). По-видимому, на близком уровне она и в депрессии Афар, где суммарный объем кайнозойских вулканитов оценен в 345 000 км³ (Mohr, 1968). Южнее, в Кенийском звене того же пояса эта продуктив-

ность несколько меньше – 11,5·10⁶ км³/год (Поляк, 1988), чем в Эфиопии, и тепловой поток тоже ниже. Его среднее значение совпадает здесь с установленным в Байкальской рифтовой зоне, хотя в последней масштабы новейшего вулканизма гораздо меньше. Вдоль простирания ААП плотность кондуктивного теплового потока убывает к его крайним сегментам, становясь ниже 60 мВт/м² в Суэцком и еще ниже (≤50 мВт/м²) в более северном Левантийском сегменте, как и в южных Ньяссском и Танганьикском. Таким же образом изменяется тепловой поток и в Байкальском рифте, опускаясь до минимума в его северо-восточном окончании – Муйско-Чарской зоне (Табл. 1).

В общем, в континентальных рифтах величины теплового потока – как средние в разных сегментах, так и максимальные в конкретных пунктах измерений – ниже,

Рифтовые зоны	Наблюдаемый или предполагаемый (в скобках) тепловой поток				
	средний по всей зоне	средний в основных внутририфтовых структурах			
		на «плечах» рифтовых впадин	в рифтовых впадинах	на внутривпадинных поднятиях	в зонах разломов или вулканизма
Эфиопская и Афарская	(>100)	(<75)	(75-150)	-	(>200)
Ронская (Лиманские грабены)	100±8	84±5	110±27	-	>125-150
Верхнерейнский грабен	83±16	74±8	115±31	124±31	>100-180
Кенийская (рифт Грегори)	74	39-57	84-105	-	>200
Байкальская (оз. Байкал)	74±7	56±8	76±7	69±7	140±18
Хубсугул-Тункинская	69±7	48±9	84-90	-	>100
Североморская	68±4	60±6	79±8	-	>80-100
Суэцкая	<60	42-47	60-80	-	>80-175
Танганьикская	(~50)	(<30-40)	48±20	104	>75-150
Ньясская	(~50)	<20-30	42±16	97±22	>75-120
Левантийская	48±7	33±13	51±7	-	70±9
Муйско-Чарская	45±10	52±10	51±15	-	>60-90
Камерунская	~40	38±2	42±4	-	>60-80

Табл. 1. Тепловой поток в эпиплатформенных континентальных рифтовых зонах и внутририфтовых структурах (Лысак, 1988), мВт/м² (указана точность оценки среднего как ±1.96·Σ/√n, где Σ – дисперсия, n – число измерений).

чем в осевых долинах СОХ. Меньше здесь и дисперсия наблюдаемых значений теплового потока. Зато, в отличие от СОХ, дисперсия характерна для средних значений теплового потока в разных отрезках рифтов. Что особенно важно, эта дисперсия пространственно упорядочена – вдоль простирания этих структур средние значения кондуктивного теплового потока убывают к их периферическим (концевым) сегментам. Это только что отмечалось выше в Африкано-Аравийском поясе и видно в Байкальском рифте, где в Южно-Байкальской впадине средний тепловой поток максимален – 87 ± 6 мВт/м², отмечая «центр рифтогенеза» (Лысак, 1988, с. 182).

В высшей степени примечательно, что такая упорядоченная изменчивость теплового потока совершенно аналогична убыванию мантийного компонента в изотопном составе гелия, выносимого гидротермами как в Байкальской рифтовой зоне (Рис. 4), так и в ААП (Поляк, 2004). Изменчивость изотопного состава гелия в континентальных рифтах – их второе принципиальное отличие от СОХ, на всем протяжении которых отношение ³He/⁴He, одинаковое в донных базальтах и разгружающихся гидротермах, практически постоянно и в среднем равно $(1,15 \pm 0,1) \cdot 10^{-5}$ (Marty & Tolstikhin, 1998), характеризуя таким образом источник базальтов срединно-океанических хребтов (резервуар MORB), т.е. деплетированную мантию. В континентальных рифтах изотопно-гелиевое отношение в газах гидротерм не достигает уровня MORB (кроме участка Афарского плюма, выносящего гелий из недеплетированной мантии), а максимальные его значения маркируют «центры рифтогенеза», подобные Южно-Байкальскому, как в Афарском сегменте ААП, так и в Рейнских грабенах (Griesshaber, 1992).

Распределение величин среднего теплового потока и отношения ³He/⁴He в подземных флюидах резко отличает континентальные рифты от срединно-океанических хребтов, исключая отождествление геодинамических обстановок, породивших эти структуры, несмотря на относительное морфологическое подобие рифтовых впадин и осевых до-

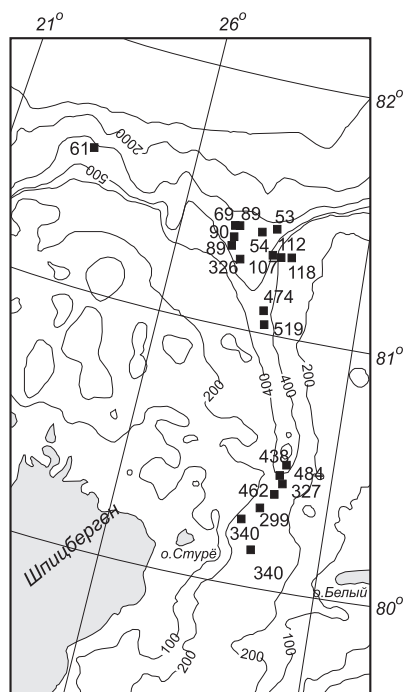


Рис. 5. Тепловой поток в тропе Орла (Стурё). Значения теплового потока, мВт/м². Проведены изобаты 100, 200, 400, 500, 1000, 2000 и 3000 м.

ли СОХ. Тем самым получают геофизическую и геохимическую аргументацию представления о различии механизмов «активного рифтинга» (спрединга, вызванного вторжением массопотока в кору из мантии) и «пассивного», происходящего на континентах под влиянием «... напряжений в коре, внешних по отношению к району рифта» (Леонов, 2001, с. 13). В результате последнего процесса в материках возникают впадины типа pull-apart и предпосылки для декомпрессионного плавления под ними вещества мантии и его внедрения в кору.

Постоянство состава гелия вдоль простирания срединно-океанических хребтов говорит об одинаковом источнике разгружающихся мантийных расплавов на всем их протяжении. Напротив, согласованная изменчивость ³He/⁴He и теплового потока в континентальных рифтах говорит о большей или меньшей контаминации таких расплавов богатым ⁴He коровым веществом из-за неодинаковой по простиранию степени раскрытия рифтов или интенсивности в них мантийного диапиризма. Таким образом, геофизическая (геотермическая) и геохимическая (изотопно-гелиевая) эмпирика вместе поддерживают альтернативные модели рифтинга, предложенные в (Леонов, 2001; Пушаровский, 1985; Шенгер, Натальин, 2009; Sengx & Burke, 1978 и др.) и позволяют заключить, что при континентальном рифтогенезе активность мантии – не причина, а следствие деформаций в перекрывающей литосфере. Эти деформации могут усиливаться расклинивающим действием мантийных плюмов из недеплетированной мантии в тех случаях, когда проекция плюмов на поверхность Земли совпадает с зоной рифтогенеза, поскольку на таких участках продуктивность вулканизма (и, вероятно, интрузивного магматизма) намного выше, чем вне их (Поляк, 1988; 2004). Судя по изотопному составу гелия во флюидах Африкано-Аравийского рифтового пояса, именно это имеет место в районе Афар, что и вызвало раскрытие Красного моря.

Периконтинентальные рифтовые зоны. Специфическое тепловое поле формируется и там, где рифтогенез развивается на краю континентальной плиты, в непосредственной близости от зоны ее выклинивания. Примерами такой ситуации являются геодинамическая и геотермическая обстановки на северной окраине Свальбардской плиты.

В этой части Баренцева моря объектом наших исследований был **желоб Орла (или желоб Стурё)**, простирающийся от архипелага Короля Карла на юге до начала континентального склона Котловины Нансена на севере (Рис. 5). Желоб представляет собой выраженную в рельефе дна узкую депрессию меридионального простирания. Высота ее бортов составляет до 400 м, а дно лежит на глубине 470-520 м и еще глубже на континентальном склоне. По простиранию желоб выражен на протяжении почти 200 км при ширине около 50 км.

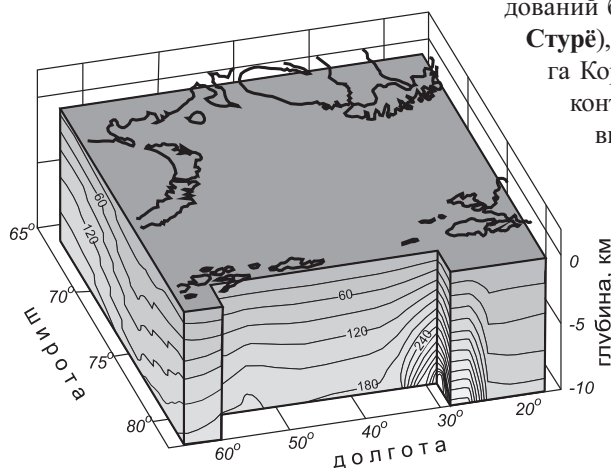


Рис. 6. 3D-геотемпературная модель земной коры Баренцева моря (вид с севера).

Тектоническая природа этой структуры была неизвестна, и в литературе о ней есть лишь отрывочные данные. Определяющее значение для решения вопроса о тектонической позиции желоба сыграли проведенные в этом районе геотермические исследования.

В желобе и на его продолжении в пределах континентального склона в 2007 и 2009 гг. было выполнено 28 измерений теплового потока с борта НИС «Академик Николай Страхов», принесших неожиданные результаты: его значения составили от 300 до 520 мВт/м² (Хуторской и др., 2009). Такие значения почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока через дно Баренцева моря и сходны с наблюдаемыми в осевых зонах СОХ.

Аномально высокий тепловой поток наблюдается во всем желобе Орла и в его продолжении на континентальном склоне вплоть до изобаты 1200 м (Рис.5). На больших глубинах отмечается снижение его величины, хотя и на отметках от -1400 м до -1870 м измерены повышенные относительно фонового уровня значения – 89 и 90 мВт/м².

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине 6,5-7,0 км под дном в желобе могут быть встречены субсолидусные температуры (Рис. 6). Это говорит о деструкции континентальной коры на всю ее мощность и внедрении в фундамент (возможно, и в нижние слои осадочного чехла) горячего мантийного (?) вещества. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного тепломассопотока на дне обусловлено высокой скоростью накопления осадков, которые препятствуют разгрузке термальных флюидов в придонные воды.

В бассейнах с высокой скоростью седиментации (более 1 см/год) измеряемый тепловой поток всегда ниже его глубинного значения из-за «экранирования» глубинного потока, идущего из недр, накапливающимися относительно холодными отложениями. Поступающее снизу тепло расходуется на прогрев толщи осадков, начиная с ее подошвы. Этим объясняется повсеместное увеличение геотермического градиента с глубиной в молодых осадочных бассейнах с высокой скоростью седиментации. Экранирующее влияние «быстрого осадконакопления» – это нестационарный процесс. При уменьшении скорости седиментации тепловое поле постепенно приходит к стационарному состоянию, время наступления которого зависит от мощности осадков и продолжительности их накопления. В геотермии для расчета эффекта седиментации разработаны многочисленные алгоритмы и программы (Галушкин, 2007; Галушкин, Смирнов, 1987; Гольмшток, 1979; Hutchinson, 1985; McKenzie, 1981), с помощью которых можно рассчитать значение глубинного теплового потока в условиях быстрого осадконакопления, а также время наступления стационарного термического состояния осадочного бассейна.

В желобе Орла (Стурё), где скорость седиментации по данным микропалеонтологического анализа (Радионова Э.П., устное сообщение, 2008) можно считать равной 1 см/год, глубинный тепловой поток окажется примерно на 18-20 % выше наблюдаемого.

Морфология желоба и особенно впервые полученные в нем геотермические данные показывают, что эта структура имеет тектоническую природу. Это, скорее всего, рифт, расщеливший земную кору на всю ее мощность и на-

ходящийся сейчас в активной фазе развития.

Желоб Орла – один из системы трогов, выраженных в рельефе дна на северной окраине шельфа Баренцева моря. Кроме него, это трог Воронина, Святой Анны, Франц-Виктории, а также структуры меньших размеров – проливы: Британский канал в архипелаге Земли Франца Иосифа и Хинлопен в архипелаге Свальбард (Шпицберген). В последние годы все чаще говорят о тектоническом происхождении этих трогов, называя их «грабенами» или «рифтами» (Богданов, 2004; Мусатов, 2004 и др.). Все они ориентированы ортогонально к краю шельфа, «раскрываясь» по направлению к континентальному склону, и субпараллельны подводному хребту Книповича, происхождение которого связано с раскрытием данного сектора Северной Атлантики. Это позволяет предположить геодинамическое единство системы океанических (в хребте Книповича) и периконтинентальных (на окраинах Свальбардской плиты) зон рифтогенеза, что и объясняет близость значений теплового потока в желобе Орла к наблюдающимся в срединно-океанических хребтах и трансформных разломах.

О высокой геотермальной активности некоторых участков Свальбардской плиты в новейшую эпоху свидетельствует неоген-четвертичный вулканизм в архипелаге Шпицберген, описанный в (Евдокимов, 2000). Самые древние его продукты – небольшие поля неогеновых базальтов по обоим берегам залива Вудфьорд. Вдоль западного его берега меридиональной цепочкой расположены три позднеплиоцен-четвертичных аппарата центрального типа, продуцировавшие пирокластику и лавы субщелочных оливиновых базальтов. Продукты самого южного имеют К/Аг-возраст 2.7 ± 1 млн. лет, среднего – $2,1 \pm 1$ млн. лет, а самый северный (Сверрефельлет), по косвенным признакам, был активен в позднем плейстоцене-голоцене.

Рядом с последним известны две группы источников Иютун и Тролль с температурой ≤ 26 °С, изливающих $\text{Cl} + \text{HCO}_3 / \text{Na} + \text{K}$ воду с минерализацией 1.2-2.3 г/л. В спонтанно выделяющихся газах преобладает азот (77-96 % об.) (Евдокимов, 2000). В сопутствующем гелии (до 2.1%) И.Л. Каменским (ГИ КНЦ РАН) и Э.М. Прасоловым (ВНИГРИ–СПбГУ) была обнаружена примесь мантийного компонента, так как $^3\text{He}/^4\text{He} = (39-64) \cdot 10^{-8}$. По изотопному составу гелия эти газы аналогичны газам источников Колючинско-Мечигменского рифта на востоке Чукотки (Поляк и др., 2010), что позволяет говорить об определенном сходстве геодинамических обстановок в этих удаленных друг от друга участках Российской Арктики.

Показательны приуроченность проявлений вулканической и гидротермальной активности к разломным зонам меридионального простирания и возрастание щелочности вулканитов в северном направлении при омоложении в том же направлении возраста вулканизма, что расценивается как следствие более общего процесса раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна и Северного Ледовитого Океана (Евдокимов, 2000). Заметим, что севернее Шпицбергена, на плато Ермак измерены повышенные значения теплового потока (110-125 мВт/м²), это и есть признаки подводных вулканов. Аналогично с наблюдениями в желобе Орла можно считать признаком сходных тенденций развития этих структур.

Палеозойские складчатые пояса

Вне зон современного рифтогенеза характер геотермического поля совершенно иной: гораздо ниже значения глубинных температур и плотности кондуктивного теплопотока, резко падает интенсивность выноса тепла магматической и гидротермальной деятельностью и, соответственно, величина общих теплопотерь. Тысячи измерений теплового потока, сделанные к настоящему времени в складчатых поясах суши, позволяют охарактеризовать геотермический режим практически любых структурно-формационных и возрастных зон континентальной коры. В данном разделе мы остановимся на анализе теплового поля в зонах палеозойской складчатости на примере Центрально-Азиатского пояса, в котором сделано довольно много измерений теплового потока, позволяющих составить полную и представительную картину геотермического поля.

При анализе поля необходимо, как это не раз отмечалось, пользоваться вероятностно-статистическими методами, так как каждое измерение теплового потока в отдельном пункте – это случайная величина, на которую влияет много факторов. Одну их группу составляют так называемые «искажающие» факторы, деформирующие глубинный кондуктивный теплопоток в интервале измерений и, как правило, ниже. Это рельеф дневной поверхности, климатические вариации ее температуры, контрастная теплопроводность геологических тел, циркуляция подземных флюидов и, наконец, тектонические движения. К другой же группе относятся «определяющие» факторы, формирующие тепловой поток из недр: многоактность глубинного магматизма в данном геоблоке и радиогенная теплогенерация. Поэтому количество и качество измерений являются предпосылками правильной и объективной интерпретации данных.

Обширный Центрально-Азиатский складчатый пояс протягивается от Пай-Хоя на севере до Тянь-Шаня на юге и от Мугоджар на западе до Хингана на востоке. Главной особенностью его строения является наличие складчатых зон «линейного» и «мозаичного» типов. Впервые выделив такие зоны, А.В. Пейве с соавторами (Пейве и др., 1972) отметили не только их геометрическое различие, но и целый ряд характерных геолого-геофизических признаков, например, различные типы складчатости: голоморфная – в линейных, и идиоморфная – в мозаичных зонах; особенности метаморфизма: высокобарические низкотемпературные фации в первых зонах и высокотемпературные – во вторых, разную металлогеническую специфику: преобладание халько- и сидерофильных элементов в линейных, а лито- и халькофильных – в мозаичных зонах; различие формы гравитационных аномалий, соответствующих геометрии складчатых зон. Главное же отличие зон авторы видели в различии геодинамических механизмов становления континентальной коры. В линейных зонах преобладает аллохтонный механизм трансформации коры, выраженный мощными структурно-вещественными перестройками с образованием субдукционных и коллизионных зон – аналогов современных островодужных систем. В мозаичных зонах преобладает автохтонный механизм трансформации коры, при котором также образуются шарьяжно-надвиговые структуры, но они обладают меньшей мощностью, не выдержаны по простиранию и, как правило, разновозрастны в отличие от линейных зон,

где такого рода шарьяжи прослеживаются на большие расстояния и являются разновозрастными (Романов, 1985). Автохтонный механизм трансформации обусловлен, в первую очередь, вещественной перестройкой коры за счет дифференциации мантийного материала при вертикальном тепломассопереносе.

Существование во времени и пространстве двух этих разных механизмов преобразования земной коры само по себе объективно свидетельствует о природном компромиссе мобилистской и фиксистой концепций. Их ортодоксальное противопоставление как взаимоисключающих догм не имеет смысла, поскольку в тектонической истории каждого геоблока автохтонный и аллохтонный механизмы трансформации коры сочетались в той или иной степени.

Центрально-Азиатский пояс включает тектонотипы линейных и мозаичных зон. Это, соответственно, Уральский складчатый пояс (включая Мугоджары) и Центрально-Казахстанская складчатая область. Основной особенностью геотермического поля Центрально-Азиатского пояса является принципиальное различие распределения теплового потока в этих зонах. Сравним особенности их тектонической истории и геотермического режима.

В Уральском линейном складчатом поясе в раннем палеозое кора имела океанический облик. Считалось (Пейве и др., 1972; 1976; Тектоника..., 1980; Тектоническая расчлененность..., 1986 и др.), что во всех ее зонах гранитно-метаморфический слой – индикатор становления континентальной коры в результате тектонического сжатия горных масс интенсивными горизонтальными перемещениями – возник в геологическом масштабе времени почти синхронно. Например, в Магнитогорском, Тагильском и Западно-Мугоджарском синклиналиях, как полагают (Перфильев, 1979), его образование началось в эйфельский век среднего девона, а закончилось в основном в среднем карбоне, после чего Уральский пояс надолго превратился в сводовое поднятие.

Главная геотермическая особенность Уральского пояса – аномально низкие значения плотности теплового потока (20-35 мВт/м²), которые существенно меньше среднепланетарных значений для структур с тем же тектоническим возрастом (48-55 мВт/м²). Обнаружение аномально низких тепловых потоков в линейных палеозойских складчатых зонах является, по-видимому, планетарной закономерностью, учитывая низкий практически такой же, как на Урале, тепловой поток в Аппалачах (Roy et al., 1968), в Салаире (Дучков и др., 1978), в Южно-Монгольском складчатом поясе (Хуторской, 1996). Понижение теплового потока в линейных складчатых поясах связано с отмеченной выше специфической геодинамической обстановкой формирования и эволюции земной коры в таких зонах, обусловившей широкое развитие в них разномасштабных шарьяжно-надвиговых структур.

Количественные модели эволюции теплового поля в аллохтонных пластинах («модели надвигов») были впервые рассмотрены в (Хуторской, 1985). Ситуация, когда геотермический градиент отрицателен, естественно, является нестационарной, т.к. недра Земли нагреты сильнее, чем поверхность. Эта ситуация возникает в земной коре при развитии надвигов. Такая теплофизическая структура будет постепенно релаксироваться, пока не достигнет квази-

стационарного термического состояния. Расчеты с помощью численных методов показали, что нарушенный тектоническими перемещениями квазистационарный тепловой режим в перекрывающей и подстилающей пластинах восстанавливается очень медленно. При мощности аллохтонной пластины $h = 1$ км тепловой поток с точностью 5% приходит к стационарному режиму через 5 млн. лет. Если же в образовании надвигов участвует вся литосфера (как это могло бы быть при трансформации океанической коры в континентальную), то время релаксации растягивается на сотни млн. лет. Продемонстрируем это на примере модели, изображенной на рис. 7.

В теплофизическом отношении модель представляет собой чередование слоев, в каждом из которых заданы значения коэффициентов теплопроводности и радиогенной теплогенерации. Эти значения выбраны по средне-статистическим данным, характеризующим теплофизический разрез коры переходного и континентального типов. Начало решения ($\tau = 0$) приурочено к моменту возникновения слоисто-надвиговой структуры. Предполагается, что в процессе ее образования участвовала вся палеоокеаническая литосфера мощностью 60 км.

В начальный момент ($\tau = 0$) на этой глубине температурный градиент отрицателен из-за «быстрого» надвигания литосферной пластины с температурой 1200 °С на ее подошву на другую литопластину с температурой 0 °С на ее кровле (Рис. 7). В модели принято, что толщина слоя, где реализуется отрицательный температурный градиент, составляет 10 км.

На подошве нижней пластины тепловой поток считается постоянным. В данном случае на глубине 130 (60+60+10) км он принят равным 20 мВт/м², соответствующая

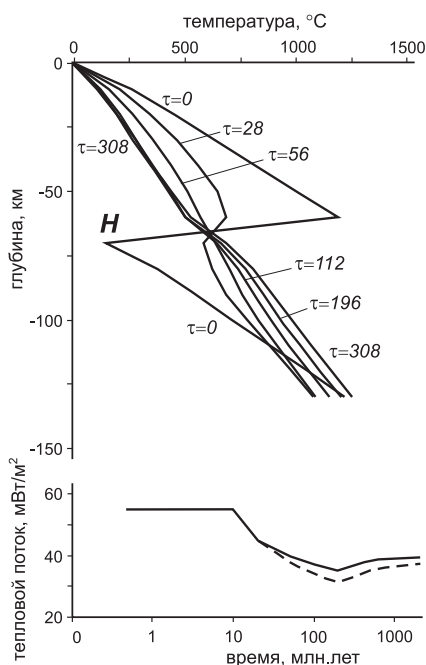


Рис. 7. Изменение геотермического поля в условиях надвига при граничных условиях II рода на нижней границе. Вверху – изменение температуры после образования надвига во времени τ ; внизу – изменение теплового потока во времени с учетом (сплошная линия) и без учета (пунктирная линия) выделения тепла фазовых переходов.

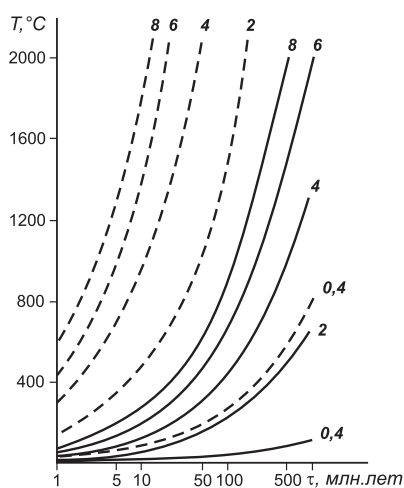


Рис. 8. Номограмма величины фрикционного разогрева при мощности аллохтонной пластины 15 км (сплошные линии) и 70 км (пунктирные линии). Цифры у кривых – скорость надвигания (см/год).

величине мантийного потока в современных конвергентных зонах Западной Пацифики. На кровле нижней пластины (точка «Н») задавалась температура не 0 °С, а 150 °С за счет выделения фрикционного тепла, влияние которого подробнее будет рассмотрено ниже.

С течением времени подошва верхнего блока остывает, а кровля нижнего блока разогревается. Примерно через 25 млн. лет после образования такого надвига отрицательный градиент температуры на плоскости сместителя исчезнет, еще через 75 млн. лет на этой плоскости установится квазистационарная температура, а через 325 млн. лет после образования надвига квазистационарное распределение температур установится во всей литосфере. Тепловой поток через поверхность Земли с течением времени уменьшается примерно в два раза. До минимума он опускается через 225-275 млн. лет после надвига, а через 325 млн. лет становится, как и геотемпературное поле, квазистационарным, но примерно в два раза ниже, чем в «доперестроечный период».

При задании граничных условий второго рода на нижней границе области моделирования «идеальное» стационарное состояние не достигается даже за бесконечно большое время, хотя приращение температуры на каждом последующем временном шаге экспоненциально убывает. В реальных условиях это не имеет значения, т.к. за 1 млрд. лет после начала процесса релаксации температурной аномалии изменится тепловой поток из мантии из-за истощения радиоактивных элементов. Но даже при неизменном теплотоке из мантии в течение 2 млрд. лет фракционное плавление произошло бы лишь в нижних 35-40 км литосферы.

Таким образом, для моделей надвигов характерно образование минимумов теплового потока, и затем выход на асимптоту, свидетельствующий о начале квазистационарного состояния. Эти два момента являются отличительной особенностью тепловой модели надвигов. Время их наступления зависит от суммарной мощности аллохтонной пластины. Чем больше мощность пластины, тем больше временные интервалы до наступления стационарного состояния, а также между минимумом и вы-

ходом на стационарный режим. Так, если мощность надвигающей пластины равна 10 км, то этот интервал составляет 15 млн. лет, а для надвига мощностью 50 км – приблизительно, 100 млн. лет. Заметим, что в моделях надвигов одновременно объясняется и факт увеличения геотермического градиента с глубиной из-за приближения к автохтонному блоку, который эмпирически установлен, например, в скважине СГ-4 в Тагильском синклинии (Щапов и др., 1997).

Выше, рассматривая тепловой режим трансформных разломов, мы уже затронули проблему выделения при сдвиговых деформациях тепла тектонического трения. Уместно еще раз обратить внимание на этот эффект в связи с трением между аллохтонным и автохтонным блоками при образовании шарьяжно-надвиговых структур. Тепловая энергия Q , выделяющаяся при трении на поверхности скольжения, зависит от мощности плиты, т.е.

нормального давления (p) на поверхности скольжения, скорости надвигания (v) и вязкости (h), которая, в свою очередь, зависит от температуры (Гогель, 1978): $Q = F(p, v, h = f(T))$. Вопрос о роли фрикционного тепла неоднократно обсуждался при разработке моделей субдукции в зонах перехода от океана к континенту (напр., Ушаков, Галушкин, 1979; Turcotte & Schubert, 1973). В этих работах показано, что тепло трения играет демпфирующую роль при погружении холодной плиты в более горячую мантию. Однако при субгоризонтальном движении пластин, принятом в наших моделях, тепло трения будет вызывать дополнительный разогрев поверхности скольжения, а при продолжительном движении пластин наступает момент, когда такой разогрев проявится в увеличении восходящего с этой поверхности кондуктивного теплового потока.

Как видно из рисунка 8, для 15-километрового блока даже за неправдоподобно большое время движения плавление мантийных пород за счет фрикционного тепла может произойти только при скоростях свыше 4 см/год. Для 70-километрового блока плавление при скорости надвигания 2 см/год возможно уже через 50 млн. лет. Однако доказательств существования непрерывного движения плит за такое продолжительное время пока нет. Напротив, исследования по проекту глубоководного бурения показывают, что эти движения носят прерывистый, импульсный характер, происходят с переменными скоростями и чередуются с состояниями относительного покоя (Пейве, Савельев, 1982; Van Andel et al., 1977 и др.). В этом случае величина разогрева за счет тектонического трения будет существенно меньше. Приведенное решение представляет собой экстремальный случай, хотя оно полезно для максимальной оценки возможного фрикционного разогрева. Таким образом, можно констатировать, что эффект тектонического трения в тепловой эволюции литосферы играет подчиненную роль и не может быть причиной значительных структурных перестроек.

Главной же геотермической особенностью линейных складчатых поясов является отмеченное выше возникновение долгоживущих минимумов теплового потока.

Кроме эффекта шарьирования литосферных пластин, рассматривались и другие возможные причины этих минимумов: пониженное содержание в коре источников радиогенного тепла, нисходящая фильтрация подземных вод, влияние палеоклимата. Оказалось, однако (Kukkonen, 1997), что ни одна из этих причин не способна количественно объяснить наблюдаемый феномен, который, как показал проведенный анализ, имеет тектоническую природу.

Центрально-Казахстанская складчатая область по механизму трансформации земной коры и характеру теплового поля контрастно отлична от Уральского линейного пояса. Считается, что в таких «мозаичных» (изометричных) складчатых областях процесс преобразования океанической коры в континентальную растягивается на более долгое время и характеризуется постепенным наращиванием гранитно-метаморфического слоя от периферии к центру пояса. В них, по мнению А.В. Пейве и его последователей (Моссаковский, 1975; Пейве и др., 1976; Перфильев, 1979 и др.), как и в других подобных мозаичных складчатых областях преобладал автохтонный механизм трансформации коры – ее вещественная перестройка происхо-

дила за счет дифференциации поднимающегося мантийного материала при постепенном наращивании гранитно-метаморфического слоя от периферии к центру области и длилась дольше, с начала рифея до конца палеозоя. Так, в Кокчетавском антиклинории поля гранито-гнейсовых куполов возникли еще 1,6 млрд. лет назад (Антонюк и др., 1977). Южнее, в Селетинском синклинории элементы гранитно-метаморфического слоя («комплексы-показатели» его становления (Тектоника..., 1980)) сформировались, как считается, в середине кембрия-конце ордовика. Ближе к центру области, в Тектурмасском антиклинории, эти элементы моложе, отвечая ордовику-силуру. Еще южнее, в Жаман-Сарысуйском антиклинории и Успенской тектонической зоне их представляет еще более молодой комплекс франских вулканитов. Наконец, в центре области – в Токрауской впадине Северного Прибалхашья этими элементами являются отложения нижней молассы визейско-башкирского возраста с вулканитами каркаралинской и калмакэмэльской свит и гранитоидами балхашского и топарского комплексов, а самыми молодыми – ультракислые граниты пермо-триасового акчатауского комплекса (Антонюк и др., 1977).

Омоложение элементов гранитно-метаморфического слоя к центру зоны коррелирует с ростом фонового (глубинного) теплового потока. Так, в Кокчетавском антиклинории его плотность, мВт/м², составляет 35 ($\sigma = 8$), в Селетинском синклинории – 39 ($\sigma = 4$), на востоке Успенской зоны, вблизи сочленения с каледонидами Чингизского антиклинория, – 40-44, на границе Жаман-Сарысуйского антиклинория и Токрауской впадины – 67-69, а в центральной части Токрауской впадины (на месторождении Акчатау) – 70 ($\sigma = 5$) мВт/м². При удалении от Токрауской впадины на запад, в сторону Западно-Балхашского синклинория и Джекказганской впадины на каледонском основании, тепловой поток несколько уменьшается (до 55 мВт/м²) (Хуторской, 1996). Такое распределение теплового потока в Центрально-Казахстанской складчатой области представляет собой региональный пример универсальной зависимости плотности фонового (глубинного) кондуктивного теплового потока от возраста тектономагматической активности в континентальной коре (Поляк, Смирнов, 1968), получившей у англоязычных геотермиков название «heat flow-age dependence».

Наблюдаемое в мозаичных складчатых зонах закономерное изменение теплового потока в зависимости от возраста тектоно-магматической активности, продуцировавшей в коре вулcano-плутонические породные ассоциации, можно объяснить остыванием внедрившегося в материковую литосферу мантийного диапира (астенолита). Приведем модельный расчет тепловой эволюции литосферы из-за внедрения в нее разогретого вещества с большей глубины.

Предположим, что в начальный момент времени $\tau = 0$ кровля астенолита остановилась на глубине ~ 20 км, что соответствует положению верхней границы астеносферы в современных зонах ареального спрединга, а ниже температура нарастает с адиабатическим градиентом. Рассмотрим изменение температуры и теплового потока в течение следующего миллиарда лет. Результаты расчетов приведены на рис. 9. Задача решалась с краевым условием 2-го рода (постоянным тепловым потоком на нижней

границе) на глубине 350 км, которое в данной модели физически более правдоподобно, чем условие постоянства температуры. Допущение об инвариантности теплового потока из мантии на этой глубине в течение $\sim 10^9$ лет тоже относительно, так как за это время должно происходить уменьшение потока из-за соответствующего истощения его источников.

Моделирование показало, что с течением времени в верхней части литосферы (на глубинах до ~ 200 км) происходит кристаллизация вещества с уменьшением температуры и геотермического градиента. Глубже, наоборот, температуры растут из-за малой скорости кондуктивной теплопередачи. Так, через 50 млн. лет температура на глубине 350 км повышается на 200°C , а через 100 млн. лет – на 250°C . Со временем темп приращения температуры уменьшается. При этом на промежуточных глубинах продолжает существовать сокращающаяся по мощности зона с адиабатическим градиентом температуры. В момент времени $\tau = 10$ млн. лет эта зона располагается в интервале глубин 80-240 км, для $\tau = 50$ млн. лет – 160-220 км, для $\tau = 80$ млн. лет – 180-210 км. Эти зоны адекватны, по-видимому, астенолинзам или астенопластинам в терминологии (Пейве и др., 1976), расположенным внутри более вязкой литосферы. Через 50 млн. лет после начала процесса геотермограмма пересечет кривую солидуса мантийного вещества на глубине ~ 360 км. С этого времени происходит фракционное плавление при более высокой температуре, соответствующей термодинамической обстановке на данной глубине, куда перемещается верхняя граница астеносферы. Затем граница фракционного плавления будет смещаться вверх. В результате фазового перехода будет поглощаться тепловая энергия и соответственно уменьшаться тепловой поток. Однако заметим, что эквивалентная плотность теплового потока фазового перехода примерно на порядок ниже глубинного теплового потока (Грин, Рингвуд, 1969).

Через 10^9 лет в распределении температуры наступает квазистационарное состояние, при котором глубина фракционного плавления составляет 250-260 км. Этой же величиной оценивается мощность литосферы в Центральном Казахстане по магнитотеллурическим данным (Альмуханбетов и др., 1977).

Изменение теплового потока с поверхности Земли («нейтрального слоя») в данной модели можно сравнить с изменением теплового потока в континентальной коре в зависимости от возраста последней стадии тектоно-магматической активизации (кривая 2 на рис. 9Б). Сходство кривых объясняется тем, что при выявлении общей зависимости использовались, в основном, данные по мозаичным структурам с возрастом более 50 млн. лет, а измерения теплового потока в линейных поясах, искаженного в этих структурах развитием надвигов, тогда были немногочисленны.

Таким образом, модель остывания и кристаллизации астеносферы удовлетворяет наблюдаемому распределению геотермического поля в мозаичных складчатых зонах. Это позволяет предложить физическое объяснение наблюдаемой зависимости: тепловой поток – возраст магматической активности. Отклонения же от этой зависимости связаны с рассмотренными выше нестационарными возмущениями геотермического поля тектоническими

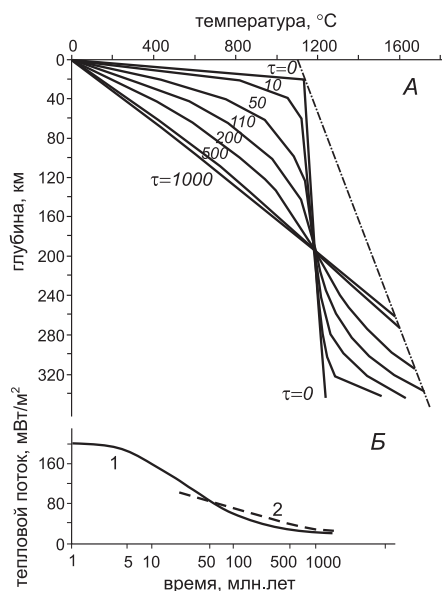


Рис. 9. Эволюция геотермического поля в условиях остывания и кристаллизации вещества при граничных условиях II рода на нижней границе А – изменение температуры литосферы; Б – изменение теплового потока на поверхности в данной модели (1) и в эмпирической зависимости (2) (Поляк, Смирнов, 1968)). Штрих-пунктирной линией показана геотерма солидуса «сухого» базальта.

кими движениями или с влиянием другого фактора, «определяющего» тепловой поток – радиогенной теплогенерации в горных породах. Поэтому уместно оценить выделение радиогенного тепла в коре изученных регионов и долю его в тепловом потоке, наблюдаемом у поверхности Земли.

Как известно, радиогенное тепло выделяется при распаде радиоактивных ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K . Этот эффект выше в породах кислого состава, так что в толеитовых базальтах и ультрабазитах он в 12-15 раз ниже, чем в гранитоидах. Если среднюю поверхностную теплогенерацию 2 мВт/м^3 приписать верхним 30-40 км разреза континентов, то этот процесс обеспечил бы все кондуктивные теплотери, наблюдаемые в материковом блоке. Но тепловой поток из мантии – второй компонент измеряемого у поверхности теплового потока – под континентами не может быть нулевым и тем более отрицательным. Нет и универсальной корреляции между плотностью теплового потока и мощностью коры. Эти ограничения побудили разработать термические модели литосферы, в которых теплогенерация уменьшается с глубиной (Birch et al., 1968; Roy et al., 1968).

Оба компонента теплового потока разделяют на основании линейной связи между его величиной в разбуренном интервале глубин и теплогенерацией (Birch et al., 1968):

$$q_{\text{пов}} = q_{\text{ман}} + D \cdot A_{\text{пов}},$$

где $q_{\text{пов}}$ и $q_{\text{ман}}$, соответственно, теплоток, измеренный у поверхности, и мантийный, поступающий к подошве слоя теплогенерации (практически к подошве коры, т.е. с поверхности мантии), $A_{\text{пов}}$ – поверхностная теплогенерация, D – коэффициент линейной регрессии, численно равный глубине слоя активной теплогенерации.

Теплогенерации, уменьшающейся с глубиной, могут соответствовать, как минимум, три модели распределения радиоактивных элементов.

В ступенчатой модели от поверхности до глубины D теплогенерация остается постоянной, а ниже уменьшается скачками до величин, адекватных геохимическим и геофизическим свойствам соответствующих слоев.

В линейной модели (Lachenbruch, 1968) теплогенерация уменьшается с глубиной по закону:

$$A_z = A_{\text{пов}} \cdot [1 - (z/2D)];$$

0 < z < 2D, где z – глубина.

В экспоненциальной модели (Roy et al., 1968) уменьшение теплогенерации описывается зависимостью:

$$A_z = A_{\text{пов}} \cdot \exp(-z/D).$$

Распределение теплогенерирующих элементов в разрезе коры контролируется разноглубинными процессами, включающими первичную дифференциацию коры, и циркуляцию флюидов, сопровождающую магматизм и метаморфизм. Если учесть различие глубинного параметра D для U, Th и K, то формула линейной регрессии примет следующий вид:

$$q_{\text{пов}} = q_{\text{ман}} + D_U A_{\text{пов}U} + D_{\text{Th}} A_{\text{пов}Th} + D_K A_{\text{пов}K}.$$

Величины параметра D в слое от поверхности до глубины H определяются значениями концентраций элементов:

$$D_i = \int_0^H C_i(z) / C_i(0) dz,$$

где $C_i(z)$ и $C_i(0)$, соответственно, концентрации элемента i на глубине z и на поверхности.

С использованием этих подходов был проведен анализ теплового потока в структурах Центрально-Азиатского пояса, в ходе которого для Южного Урала и Казахстана применялась «ступенчатая» модель, а для Монголии, где структура земной коры недостаточно ясна – «экспоненциальная».

Интегральная радиогенная теплогенерация в слое плотностью ρ (г/см³) согласно (Roy et al., 1968) оценивается по формуле

$$A_{\text{пов}} (\text{мкВт/м}^3) = 0,132 \cdot \rho (0,718U + 0,193\text{Th} + 0,262 K),$$

где U, Th – концентрации урана и тория, г/т, K – то же, вес. %; ρ – плотность, г/см³. По литературным данным для Южного Урала и Центрального Казахстана (Хуторской, 1996), были приняты следующие величины A (мкВт/м³):

Гранитно-метаморфический слой –	1,55
верхняя часть –	2,31
нижняя часть –	1,26
Базальтовый слой –	0,46
верхняя часть –	0,67
нижняя часть –	0,25
Верхняя мантия –	0,008

Основываясь на найденных величинах $A_{\text{пов}}$, D, термометрии скважин и структуре коры по данным (Борисов, 1967), были выяснены латеральные вариации измеренного у поверхности ($q_{\text{пов}}$), радиогенного ($q_{\text{рад}}$ или корового) и мантийного ($q_{\text{ман}}$) теплового потока. Последний, часто называемый редуцированным, рассчитывался как разность: $q_{\text{ман}} = q_{\text{пов}} - D \cdot A_{\text{пов}}$. Эти вариации отражены на рис. 10. Показанные на нем профили построены по данным детального исследования ряда месторождений, на каждом из которых тепловой поток был измерен в нескольких скважинах и определена по образцам керна его радиогенная (коровая) составляющая. В пределах Центрально-Казахстанской складчатой области (от Тобола до Балхаша, рис. 10) она не зависит от возраста тектонических структур, с которым коррелируют как поверхностный тепловой поток, так и мантийный. Последний в Центральном Казахстане увеличивается по мере омоложения земной коры от 15 мВт/м² для позднерифейского возраста до 32 мВт/м² для среднекарбонного, а поверхностный в тех же структурах – от 35 до 60 мВт/м². Таким образом, коровая (радиогенная) компонента теплового потока составляет для большинства объектов от 40 до 50% его наблюдаемой величины. Лишь для района Токрауской впадины (участок Акчатау) радиогенный тепловой поток (45 мВт/м²) составляет 60% от фоновой величины (74 мВт/м²), что объясняется большой концентрацией в гранитном плутоне Акчатау литофильных элементов (Боголепов и др., 1975), с которыми в верхнюю часть коры выносятся U и Th (Jaupart et al., 1981).

В линейном поясе Южного Урала (район р. Таналык, Рис. 10) мантийная компонента теплового потока самая низкая – 8 мВт/м² (Сальников, 1984), что составляет 25% от фонового теплового потока. Таким образом, аномально низкий тепловой поток в линейном складчатом поясе Урала обусловлен понижением и коровой, и мантийной компонент теплового потока.

Осадочные бассейны

В отличие от разновозрастных складчатых поясов, которые слагают кратонизированную часть разреза земной коры, осадочные бассейны образуют ее чехол. При общем сходстве этих зон аккумуляции сравнительно рыхлых отложений, осадочные бассейны более или менее различаются по морфологии и размерам – от относительно узких орогенных и тафрогенных прогибов до обширных платформенных впадин, созданных эпейрогеническими движениями, – по возрасту базальных горизонтов, т.е. длительности формирования, и, что важнее всего, по геодинамическим особенностям их возникновения и развития, отразившихся в их подразделении на «бассейны нагрузки» и «бас-

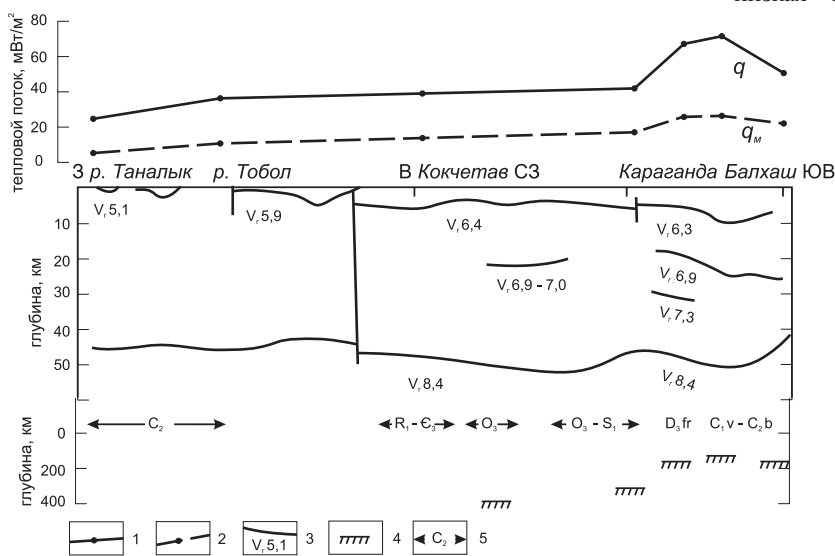


Рис. 10. Геотермический профиль Южный Урал – Балхаш: 1, 2 – тепловой поток (1 – через поверхность Земли; 2 – через поверхность Мохо); 3 – сейсмические границы и граничные скорости (км/с) по данным ГСЗ; 4 – верхняя граница астеносферы, рассчитанная по геотермическим данным; 5 – время становления гранитно-метаморфического слоя (по (Моссаковский, 1975)).

сейны растяжения» (Oxburgh et al., 1986 и др.). Это отражается и в их определенной геотермической специфике.

В последние 20-30 лет геолого-геофизическое изучение осадочных бассейнов находится в центре внимания геологов (Осадочные бассейны..., 2004). Это вызвано не только важностью этих исследований для решения общих проблем формирования и эволюции земной коры, но и их практической значимостью для прогнозирования и поиска месторождений полезных ископаемых, особенно углеводородов. В изучение осадочных бассейнов вовлечены тектонисты, литологи, стратиграфы, геофизики, гидрогеологи, математики. Комплексирование этих разносторонних исследований дало многочисленные результаты: сформировался аппарат бассейнового анализа с моделированием процессов седиментации в пространстве и времени, разработаны методы сейсмической стратиграфии, сделаны термодинамические оценки процессов диа-, мета- и катагенеза, изучался флюидный и термический режимы осадочных бассейнов. Модельные расчеты и графические построения велись не только в одном или двух измерениях, но и в трехмерном пространстве, а в сочетании с реконструкциями темпов прогибания и седиментации – в четырехмерном.

Изучение термического режима осадочных бассейнов за эти годы также ознаменовалось большим прогрессом как в разработке технико-методических приемов получения и обработки данных, так и в накоплении конкретного материала о термодинамических условиях в осадочных бассейнах различного типа (Галушкин, 2007; Галушкин, Смирнов, 1987; Левашкевич, 2005; Хуторской и др., 2004; 2008; 2003; 2010).

Использование трехмерного геотермического моделирования, или метода термической томографии (Хуторской и др., 2003) продемонстрировало возможность обнаружения аномалий температуры и теплового потока, которые не проявляются при анализе одно- или двухмерного распределения этих параметров.

Особенно ярко большая информативность 3D-геотермических моделей по сравнению с 1D- и 2D-моделями заметна в изометричных структурах, которыми во многих случаях являются впадины осадочных бассейнов.

Практическое значение метода термической томографии заключается в нахождении температурных границ, контролирующих процессы генерации или трансформации

вещества. Например, для прогнозирования нефтегазоносности этим методом оценивается глубина температурного интервала катагенеза органического вещества. С помощью той же методики можно найти глубину температурных границ, контролирующих гидротермальное рудообразование и термические условия фаций регионального метаморфизма, глубину изотермы Кюри и т.п. Таким образом, термотомография представляет собой новый инструмент для визуализации фактических геотермических данных и более достоверной их интерпретации.

Методика построения термотомографических моделей изложена в (Хуторской и др., 2003; 2009; 2010). В этих работах показана связь температурных аномалий с нефтегазоносностью недр в Печорском бассейне Баренцева моря, в Южно-Карской впадине, в южной части Моря Лаптевых, в ряде районов Прикаспия, в Припятской и Северо-Германской впадинах. Было предложено понятие «термический купол» как визуальное проявление этой связи, т.к. локализация месторождений углеводородов приурочена к зонам подъема изотерм. При двухмерном термическом моделировании термические купола не выделяются, т.к. такое моделирование не позволяет «заглянуть за линию профиля». Таким образом, 3D-геотермические модели дали дополнительный признак для поисков углеводородов в осадочных бассейнах как на суше, так и в акваториях.

Физический смысл природы «термических куполов» – связи температурных максимумов и нефтегазоносных площадей заключается в том, что такие купола отражают сосуществование двух факторов: контраст теплопроводности слоев осадочного чехла и отклонение их залегания от плоскопараллельного, т.е. наличие структурно-теплофизических неоднородностей. Поэтому латеральное распределение температур в таких случаях фактически отражает локализацию структур-ловушек.

В данной работе мы рассмотрим только три примера термотомографического моделирования для осадочных «бассейнов нагрузки» (Западно-Арктический шельфовый бассейн и Прикаспийский бассейн, совпадающий с Прикаспийской впадиной) и «бассейнов растяжения» (Паннонская впадина). Геологические особенности строения и эволюции этих бассейнов подробно описаны в монографии (Осадочные бассейны..., 2004), поэтому мы остановимся только на характеристике геотермического поля

этих структур.

В Западно-Арктическом регионе наибольшие значения геотермических градиентов наблюдаются в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря, прилегающих к Канину п-ову, о-ву Колгуев и арх. Новая Земля, а также в Южно-Карской впадине. Это, естественно, вызывает появление положительных температурных аномалий на глубинных срезах. Амплитуда аномалий температуры относительно фоновых значений меняется от +20 °С на глубине 3 км (при фоновых температурах 90-100 °С) до +40°С на глубине 5 км (при фоновых температурах 125-140 °С). Однако эти аномалии связаны не с вариациями теплового потока, значения которого отражены в табл. 2, а

Скважина (участок, номер)	Координаты		Интервал измерений, м	Геотер- мический градиент, мК/м	Теплопро- водность, Вт/(м·К)	Плотность теплового потока, мВт/м ²
	с.ш.	в.д.				
Штокмановская, 1	73,0	44,0	2000-2150 2722-3070	30.0 24.4	2.43 2.84	71
Арктическая, 1	71,7	43,6	2500-2570 2640-2670 2845-2925	31.4 31.4 31.3	2.43 2.42 2.45	77
Адмиралтейская, 1	75,65	53,15	1050-2610	38.4	2.4	92
Крестовая, 1	74,5	50,46	1600-3000	29.1	2.4	70
Сев.-Кильдинская, 82	71,58	37,1	2973-3098	35.2	2.39	84
Лудловская, 1	74,86	46,78	1305-1710	39.7	1.8	71
Мурманская, 26	69,9	41,7	2030-2530	30.8	2.2	68
Куренцовская, 1	70,45	47,2	210-380	36.4	1.6	58
Приразломная, 1	69,316	54,751	2429-2802	24.7	2.45	60

Табл. 2. Плотность теплового потока в глубоких скважинах юго-восточной части Баренцева моря (Левашкевич, 2005).

с относительно пониженной теплопроводностью разреза, т.к. в сторону континента увеличивается мощность низко-теплопроводных осадочных пород и сравнительно низко-теплопроводного гранитно-метаморфического слоя. Рефракция глубинного теплового потока выражается в 3D-распределении температур подъемом изотермических поверхностей в юго-восточной и восточной частях Баренцева моря (Рис. 11), в том числе и тех, которые контролируют интервал катагенеза органического вещества. С этим, по-видимому, связана приуроченность найденных нефтегазовых месторождений к этому «температурному куполу», что хорошо видно на рис. 11.

Точность расчетов при построении термотомографических 3D-моделей оценивалась по двум критериям: во-первых, по совпадению модельного и измеренного в скважинах теплового потока; во-вторых, по совпадению температур на пересечении профилей. Метод наименьших квадратов, примененный для оценки погрешности глубины нахождения изотерм в створе пересечения профилей, показал, что она составляет ± 150 м, что при средней глубине расчета температур 30 км дает относительную погрешность 0,5%.

В Прикаспийской впадине основой для построения трехмерной картины геотермического поля явились данные термометрии скважин с равновесным (восстановившимся после процесса бурения) распределением глубинных температур, результаты измерения теплопроводности основных литологических групп терригенных и хемогенных пород, вскрытых бурением, а также структура коры, определенная по данным сейсмопрофилирования МОВ-ОГТ.

Особенностью строения осадочного чехла Прикаспийской впадины является присутствие в нем эвапоритов кунгурского возраста, имеющих форму куполов и штоков вследствие тектонической и гравитационной неустойчивости. Они представлены, в основном, каменной солью с редкими включениями сульфатов и прослоями аргиллитов и песчаников. Углы падения слоев осадочных пород на бортах этих куполов изменяются от нескольких градусов до 75° , что связано с пластическим перемещением соли из межкупольных зон в ядра соляных массивов.

Теплопроводность каменной соли очень высока. Она

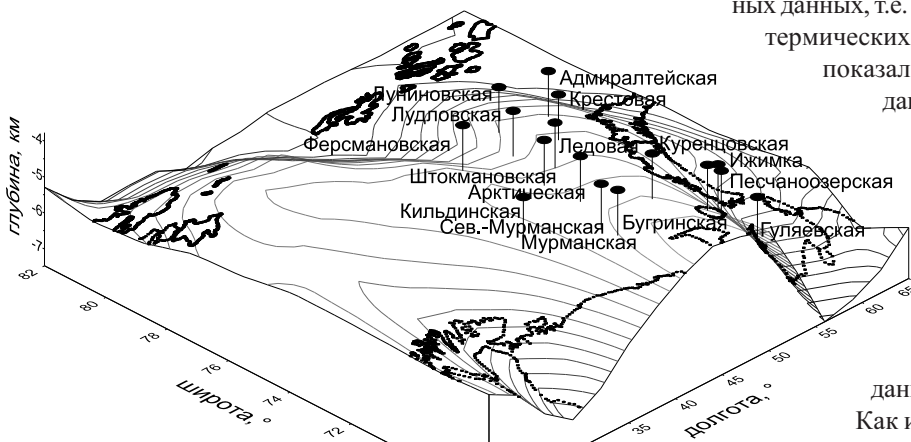


Рис. 11. Положение изотермической поверхности 140°C и локализация (залитые точки) месторождений углеводородов в восточной части Баренцева моря, приуроченная к «термическому куполу».

составляет 5,0-5,5 Вт/(м·К), значительно превышая теплопроводность вмещающих терригенных пород, которая лежит в пределах 1,6-2,0 Вт/(м·К). Такой резкий контраст теплопроводности при крутых углах наклона границ раздела сред обуславливает сильное перераспределение глубинного теплового потока – он концентрируется в теле соляных куполов и, соответственно, уменьшается в межкупольных зонах. Такая рефракция теплового потока – главная причина локальных неоднородностей геотермического поля в районах солянокупольной тектоники.

Характер регионального распределения геотермического поля в Прикаспийской впадине был установлен трехмерной интерполяцией фактических данных по неравномерной сетке, «привязанной» к координатам скважин и простирающую сейсмических профилей (Рис. 12А), вдоль которых выполнялись двухмерные расчеты глубинных температур. Параметры интерполяции задавались таким образом, чтобы избежать необоснованных фактическими данными скачков глубинных температур в межскважинном и межпрофильном пространстве.

На рис. 12Б видно повышение глубинных температур в интервале 0-5 км с северо-востока на юго-запад. В восточной части впадины температуры на глубине 2 и 3 км минимальны и составляют, соответственно, $40-45$ и $60-65^\circ\text{C}$, а в районе Южной Эмбы и Мангышлака на тех же глубинах – $55-60$ и $70-75^\circ\text{C}$. Это указывает на снижение теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины, причиной чего были нестационарные процессы экранирования глубинного теплового потока на Южном Урале и в Мугоджарах, что подробно обсуждалось во второй части статьи.

Другая трехмерная температурная модель была рассчитана для интервала глубин 0-50 км, включающего всю кору в Прикаспийской впадине (Рис. 12В). Для ее построения были использованы данные о структуре впадины и пластовых скоростях сейсмических волн по профилям (Булин, Егоркин, 2000; Неволин и др., 1993; Осадочный чехол..., 1984; Сейсмические модели..., 1980), вдоль которых с помощью численного моделирования были рассчитаны глубинные температуры (Хуторской и др., 2004).

Построение трехмерной матрицы температур основано на объемной интерполяции всех полученных численных данных, т.е. измерений по скважинам и расчетных геотермических данных по сейсмическим профилям. Как показало сравнение эмпирических и расчетных данных для скважин, лежащих на линии профилей, или для створов пересечений профилей, невязка в определении глубины нахождения одноименных изотерм весьма невелика. Она составляла всего ± 50 м при глубинах до 5 км или ± 150 м при глубинах до 40 км. Таким образом, относительная погрешность модельной аппроксимации фактических данных не превышает 1%.

Как и в разбуренном интервале, температуры в земной коре до глубины 50 км плавно увеличиваются в юго-западном направлении (Рис. 12В). На границе Мохо температура в восточной части впадины составляет 400°C , совпадая с рассчитанной под складчатостями сооружениями Южного Урала и Мугоджар (Хуторской,

1996), но в Центрально-Прикаспийской депрессии и особенно в районе Южной Эмбы она несколько выше, достигая 450-500 °С.

Поднимаясь от меридиана Мугоджар в западном направлении, изотермы образуют несколько куполов, вершины которых приурочены к районам Южной Эмбы, сора Мертвый Култук и Северного Мангышлака, а также Астраханского и Бузулукского сводовых поднятий (Хуторской и др., 2010).

Заметим, что и в Прикаспии проявляется пространственная ассоциация температурных куполов и зон промышленной нефтегазоносности, отмеченная выше в Баренцево-Карском регионе.

Паннонская впадина на территории Венгрии представляет собой наиболее изученный разносторонними геологическими, геофизическими и геохимическими исследованиями бассейн, возникший благодаря растяжению литосферы. Оно началось здесь 19 млн. лет назад, приведя к подъему астеносферы, утонению коры до 25-30 км и компенсирующей аккумуляции мио-плиоценовых вулканогенно-осадочных толщ общей мощностью, по данным МОВ-ОГТ, до 7 км (Николаев, 1986). Продуцировавший их вулканизм – наглядный результат разгрузки в бассейне

глубинного тепло-массопотока, что подтверждается геотермическими данными. Такие данные, полученные до наших исследований, были обобщены Л. Ленкей в его обстоя-

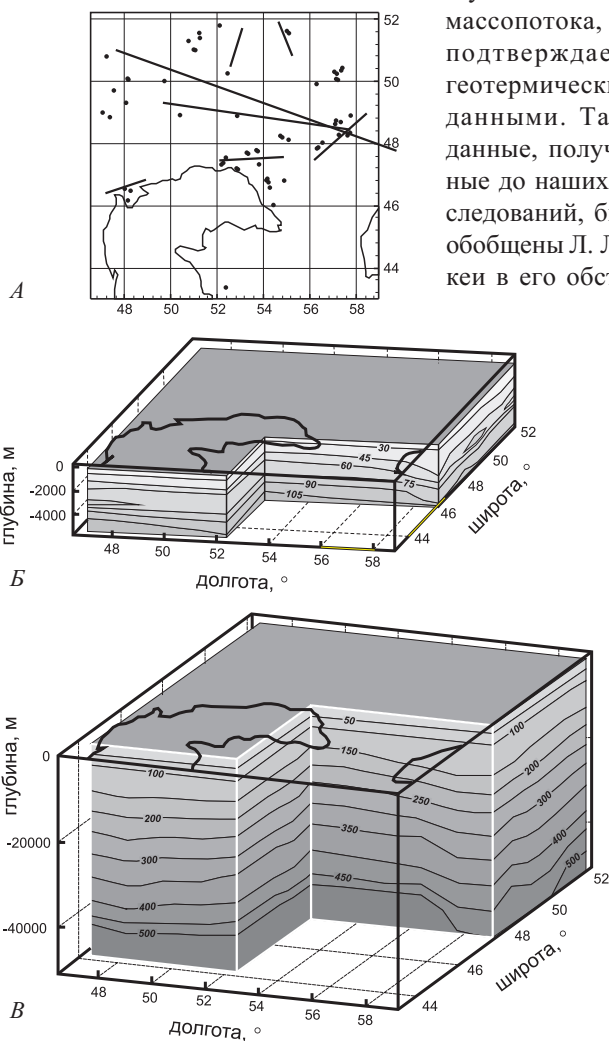


Рис. 12. Трехмерные модели распределения глубинных температур в Прикаспийской впадине: А – расположение скважин и сейсмических профилей, использованных при геотермическом моделировании; Б – распределение температур в интервале бурения скважин (0-5 км), В – то же, в земной коре (0-50 км).

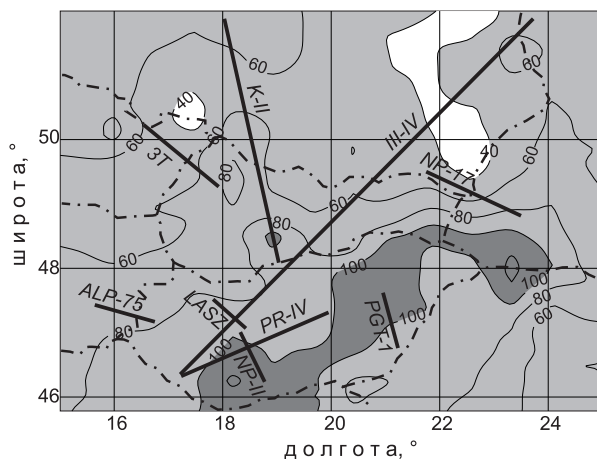


Рис. 13. Карта изолиний теплового потока в Центральной Европе и расположение профилей, использованных при геотермическом моделировании.

тельной монографии (Lenkey, 1991).

По этим данным, температуры в Паннонской впадине достигают 200 °С на глубине 5 км, а среднее значение теплового потока составляет 101 ± 6 мВт/м² при локальных максимумах до 130-140 мВт/м² (Рис. 13). Зона аномально повышенного теплового потока имеет северо-восточное простираие и протягивается в Закарпатскую впадину Украины. При таких высоких параметрах геотермического поля изотерма солидуса базальта может быть встречена здесь на глубине 40-50 км. Таким образом, Паннонская впадина – это термически активизированная в мио-плиоцене структура с аномально тонкой корой и литосферой. Пониженная вязкость разогретой литосферы обуславливает релаксацию в ней упругих напряжений. По-видимому, этим можно объяснить относительно пониженную сейсмичность района: в Паннонской впадине зафиксированы только единичные события с $M = 4.0$ (Lenkey, 1991).

Для расчета глубинных температур в литосфере Паннонского бассейна и смежных территорий нами было проведено моделирование глубинных температур и теплового потока по сети сейсмических профилей (Рис. 13), выполненных в период с 1980 по 2004 гг. группами исследователей из Венгрии, Австрии, Чехии, Польши и Украины. При модельном расчете геотермического поля на нижнюю границу области моделирования задавался редуцированный тепловой поток, который был измерен в полосе каждого из профилей. Моделирование не проводилось для профилей, не обеспеченных измерениями теплового потока.

Трехмерная модель, построенная методом объемной интерполяции по 2D-профилям (Рис. 14) выявила конфигурацию зоны утонения литосферы под Паннонским бассейном. На рис. 14 видно, что прогнозируемый под ним выступ субсолидусных температур продолжается в северо-восточном направлении под Закарпатскую впадину, где фиксируется существование локальной астенолинзы. По-видимому, проникновение фракционно расплавленного вещества под Закарпатскую впадину происходило не снизу, а со стороны Паннонского бассейна в конце миоцена, уже после образования астеносферного выступа под Паннонским бассейном. Следовательно, мы наблюдаем неостывшую астенолинзу под Закарпатской впадиной, что объясняет ее «локализацию». Термальная активизация обеих структур, выделяющая их на относительно спокой-

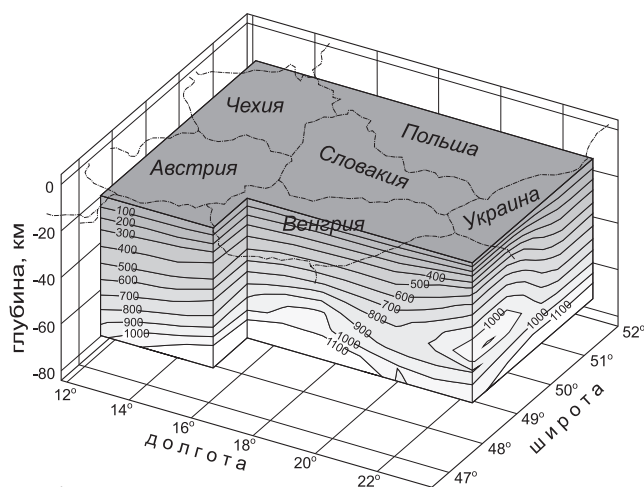


Рис. 14. 3D-геотермическая модель Центрально-Европейского региона.

ном геотермическом фоне Центральной Европы, проявляется не только в высоком кондуктивном тепловом потоке, но и выходах термальных источников, а также проявлениях позднекайнозойского вулканизма.

Это «горячее пятно Европы», как некогда назвал Паннонский бассейн Ф. Хорват (Хорват и др., 1982), выделяется не только физическими проявлениями геотермальной активности. Как и в зонах рифтогенеза, эти проявления сопровождаются появлением в подземных флюидах мантийного гелия. Максимальное в Паннонском бассейне значение отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$, измеренное в термальных водах из плиоценовых кислых туфов, достигает $550 \cdot 10^{-8}$ (Cornides et al., 1986), что всего вдвое ниже изотопной метки резервуара MORB. Почти такие же значения $(200-320) \cdot 10^{-8}$ найдены в источниках Выгорлат-Гутинской вулканической гряды Закарпатской депрессии с температурами до 55°C (Поляк и др., 1996). Присутствие мантийного гелия в подземных флюидах этих и им подобных депрессий оправдывает их определение как «бассейнов растяжения» (extension basins) (Oxburgh et al., 1986), в отличие от краевых прогибов складчатых поясов и синеклиз древних платформ (Ibid). Так, в газах большей части Восточно-Европейской платформы, в том числе ее экзогональных Тимано-Печорской и хуже изученной в этом отношении Прикаспийской впадин, как и в краевых, Предкарпатском и Предкавказских прогибах, изотопно-гелиевое отношение отвечает каноническому радиогенному для земной коры $\sim (2 \pm 1) \cdot 10^{-8}$ (Мамырин, Толстихин, 1980; Поляк и др., 1979 и др.). Такой гелий образуется в породах, заполняющих эти депрессии, относимые к «бассейнам нагрузки» (loading basins) (Oxburgh et al., 1986).

Возраст рассмотренных бассейнов сильно различается: в Баренцево-Карском и Прикаспийском регионах основные этапы прогибания приходились на средне-позднепалеозойское и раннемезозойское время, а в Паннонском четверть всей мощности земной коры приходится на кислые вулканогенные толщи миоцена (Николаев, 1986). Если реконструировать тепловой режим рассмотренных «бассейнов нагрузки», то во время их заложения – ~ 300 млн. лет назад в Арктике и ~ 270 млн. лет назад в Прикаспии – она могла превышать современную не более, чем на 20 мВт/м^2 , и была бы все равно примерно вдвое ниже наблюдаемой сегодня в Паннонском «бассейне растяжения», которая к тому же значительно снижена потре-

нием глубинного теплового потока быстро накапливавшимися осадками (Lenkey, 1999). Следовательно, основной причиной резкого контраста теплового потока в разнотипных бассейнах является не разное время их заложения, а возраст и интенсивность тектоно-термальной активности, которая в пределах Паннонского бассейна выразилась в подъеме кровли астеносферы и аномальном прогреве вышележащей толщи. Этим история литосферы Паннонского бассейна очень схожа с предполагаемой в Тирренском море, что давно отметили М. Боккалетти с соавторами (Boccaletti et al., 1976). По-видимому, можно констатировать определенное сходство геодинамических обстановок в «зонах рассеянного спрединга» и в недрах «осадочных бассейнов растяжения», хотя направленность эволюции тех и других требует дальнейших специальных исследований.

Под «бассейнами нагрузки» процессы, наблюдаемые в литосфере Паннона, даже в начале их прогибания не происходили. Возможно, что причиной прогибания там было утяжеление коры при эклогитизации ее нижних горизонтов. Эту модель в свое время предложили М.Е. Артемьев и Е.В. Артюшков для объяснения прогибания Байкальской впадины, а затем ее последовательно отстаивал Е.В. Артюшков (Артюшков, 1993), находя в гравиметрических данных признаки эклогитизации низов коры в разных бассейнах нагрузки.

Таким образом, главный вывод, вытекающий из геотермических исследований осадочных бассейнов – это заметное различие плотности теплового потока в бассейнах нагрузки и растяжения. В первых тепловой поток в чехле зависит от возраста фундамента, но подвергается влиянию поверхностных искажающих факторов, из которых главными являются структурно-теплофизические неоднородности, формирующиеся в условиях контрастной теплопроводности (особенно ярко это заметно в областях солянокупольной тектоники) и гидродинамический фактор. Это обуславливает появление локальных аномалий температуры в осадочном чехле, которые, как оказалось, пространственно совпадают с локализацией нефтегазоносных районов и месторождений. В бассейнах растяжения тепловой поток аномально высокий, и это связано с уменьшением мощности литосферы в них по сравнению с бассейнами нагрузки. Бассейны растяжения – это, по-видимому, структуры, соответствующие начальной стадии развития зон ареального спрединга.

Заключение

Представленные в этой работе материалы свидетельствуют о специфике геотермического поля в разных структурных элементах земной коры. Они выражаются и в величинах параметров поля, прежде всего, плотности теплового потока, и в особенностях их пространственного распределения, и в характере их эволюции во времени. В этих чертах отразились различия геодинамических обстановок возникновения и развития тех или иных структур. Структуры, исследованные нами, относятся к трем крупным тектоническим «таксонам» (зоны рифтогенеза, складчатые пояса, осадочные бассейны) и в то же время представляют их разнотипные элементы – зоны океанического спрединга и континентальные рифты, линейные и мозаичные пояса, бассейны растяжения и нагрузки. Как выяс-

нилось, в той или иной мере геотермически контрастны и рассмотренные таксоны в целом, и их элементы.

Зоны рифтогенеза отличаются наибольшей геотермальной активностью во всех ее формах – в виде вулканической деятельности, разгрузки гидротерм и максимальной плотности кондуктивного теплового потока. Средние (фоновые) значения последней в осевых частях СОХ превосходят среднепланетарные в 5-6, а одиночные – примерно в 30 раз, и резко снижаются на флангах хребтов. Несколько ниже, но того же порядка эти значения в «центрах» рифтогенеза на континентах. Но, в отличие от СОХ, плотность кондуктивного теплопотока снижается не только вкострости простирающихся этих структур, но и, как показало изучение Байкальской рифтовой зоны, вдоль него в обе стороны от «центра рифтогенеза». Такая упорядоченная изменчивость теплового потока коррелирует с понижением отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ от максимального значения в «центрах» рифтогенеза (близкого местами к мантийному) до приближающегося к коровому радиогенному. В СОХ этого не происходит из-за их одинаковой «степени раскрытия», а не разной, как в БРЗ и других континентальных рифтах.

В палеозойских складчатых поясах современные величины фонового кондуктивного теплопотока гораздо ниже. В мозаичных поясах они варьируют согласно известной зависимости среднего наблюдаемого теплового потока от возраста тектоно-магматической активности, составляя, например, в Центральном Казахстане от 38 до 70 мВт/м². Эта активность обусловлена появлением в недрах время от времени дополнительных источников тепла, каковыми априорно считаются мантийные диапиры. Возрастная зависимость теплового потока, обнаруженная в фанерозойских складчатых зонах, наглядно показывает нестационарность геотермического поля континентов на этом отрезке геологической истории. Эта нестационарность усугубляется действием факторов, искажающих глубинный тепловой поток, из которых сильнейшими являются тектонические движения. Именно поэтому в линейных складчатых поясах – на Урале, в Аппалачах и пр., они существенно меньше, опускаясь до 25-28 мВт/м² из-за долговременных возмущений естественного геотермического поля горизонтальными тектоническими движениями, сформировавшими в таких поясах мощные шарьяжно-надвиговые структуры.

В осадочных бассейнах аномалий такого происхождения не возникает. В них, однако, могут возникать нестационарные термоаномалии из-за быстрого накопления «холодных» осадков, на нагревание которых до фоновых температур расходуется часть глубинного теплового потока. В бассейнах нагрузки средний кондуктивный теплопоток более или менее соответствует возрасту фундамента, но структурно-теплофизические неоднородности осадочного чехла (особенно солянокупольная тектоника) и циркуляция вод могут приводить к деформациям глубинного потока и создавать термические купола, перспективные, как в Западной Арктике или Прикаспийской впадине, для поисков углеводородов, так что разброс наблюдаемых значений теплового потока довольно широк – от 34 до 70 мВт/м². В бассейнах же растяжения современный тепловой поток зависит от возраста и степени тектоно-термальной активизации литосферы под этими депрессиями. Активизация та-

ких бассейнов отражается и в повышенной примеси мантийного гелия во флюидах, циркулирующих в осадочном чехле, которой не наблюдается в бассейнах нагрузки. В геотермических данных обнаруживается сходство глубинных обстановок в недрах бассейнов растяжения и в зонах рассеянного спрединга.

Благодарности. Авторы хотели бы выразить искреннюю признательность за ценные советы и конструктивную критику всем коллегам, с которыми мы обсуждали разные аспекты данного исследования. Это Ю.Г. Леонов, М.П. Антипов, В.Р. Ахмедзянов, Ю.А. Волож, А.В. Ермаков, Э.П. Радионова (все ГИН РАН), А.М. Городницкий (ИО РАН), А.Я. Гольмшток (С.-Петербургский филиал ИО РАН), И.Л. Каменский и И.Н. Толстихин (оба – ГИ КНЦ РАН), В.Г. Левашевич и Л.А. Цыбуля (оба – ИГГ НАН Белоруссии, Минск), Л.В. Подгорных (ВНИИОкеангеология), Э.М. Прасолов (СПбГУ–ВСЕГЕИ). Важные геолого-геофизические материалы по Паннонскому бассейну были нам любезно предоставлены Л. Ленкеи (Университет им. Л. Этвеша, Будапешт). С благодарностью и грустью мы вспоминаем помощь, которую оказали нам ушедшие из жизни В.И. Кононов (ГИН РАН) и В.Е. Сальников (ИГ Уфимского НЦ РАН).

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00047), Программы №8 Фундаментальных исследований ОНЗ РАН «Взаимодействие геосфер: геофизические поля и массоперенос», а также ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» (проект № 8672).

Литература

- Альмуханбетов Д., Алипбеков Е., Галкин А.С., Тулегенов С. Исследование земной коры и верхней мантии в Казахстане магнитотеллурическими методами. Алма-Ата: Наука. 1977. 152 с.
- Антонов Р.М., Ляпичев Г.Ф., Маркова Н.Г. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана. *Геотектоника*. 1977. №5. С.71-82.
- Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Недра. 1979. 268 с.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука. 1993. 364 с.
- Богданов Н.А. Тектоника Арктического океана. *Геотектоника*. 2004. №3. С.13-30.
- Боголепов В.Г., Гуляева Н.А., Сафин Д.А. и др. К методике поисков рудных тел на редкометалловом месторождении Акчатау (Центральный Казахстан). *Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений*. Л.: Наука. 1975. С.55-65.
- Борисов А.А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра. 1967. 303 с.
- Булин Н.К., Егоркин А.В. Региональный прогноз нефтегазонасыщенности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: ГЕОН. 2000. 194 с.
- Галушкин Ю.И. Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазонасыщенности. М.: Научный мир. 2007. 455 с.
- Галушкин Ю.И., Смирнов Я.Б. Термическая история осадочных бассейнов; экспресс-методы оценки теплового потока. *Геология и геофизика*. 1987. № 11. С.105-112.
- Галушкин Ю.И., Смирнов Я.Б., Бертольд А., Ольсзак Г. Характеристика термической истории Восточно-Эльбской части Северо-Западного европейского бассейна и Днепровско-Донецкой впадины: механизм развития и оценка положения зон нефтегазонасыщенности. *Тектоника плит и палеозойские ископаемые*. М.: Недра. 1985. С. 132-147.
- Гогель Ж. Геотермия. М.: Мир. 1978. 171 с.
- Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: «ГЕО». 2007. 220 с.
- Гольмшток А.Я. Эффект влияния осадконакопления на глубинный тепловой поток. *Океанология*. 1979. Т. 19. № 6. С.1133-1138.
- Грачев А.Ф., Друбецкой Е.Р., Мартынова М.А., Прасолов Э.М., Деденков Ю.Н., Суханов А.А. Первые данные об изотопном составе гелия в породах Байкальского рифта и воде оз. Байкал. *Матер. IX Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии*. М.: ГЕОХИ АН СССР. 1982. С.114-116.

- Грин Т., Рингвуд А.Э. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. *Петрология верхней мантии*. М.: Мир. 1969. С. 118-131.
- Друбецкой Е.Р., Грачев А.Ф. Базальты и ультраосновные ксенолиты Байкальской рифтовой зоны: изотопия гелия и аргона. *Глубинные ксенолиты и строение литосферы*. М.: Наука. 1987. С. 54-63.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С., Соловьева З.А., Хайковский З.С. Тепловой поток западной части Алтае-Саянской области. *Геология и геофизика*. 1978. № 4. С. 96-100.
- Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. Мин-во природных ресурсов РФ. СПб: ВНИИОкеангеология. 2000. 123 с.
- Зоненшайн Л.П. Учение о геосинклиналях и его приложении к Центрально-Азиатскому поясу. М.: Недра. 1972. 240 с.
- Левашкевич В.Г. Закономерности распределения геотермического поля окраин Восточно-Европейской платформы (Баренцево-морский и Белорусско-Прибалтийский регионы). *Автореф. докт. дисс.* М.: МГУ. 2005. 42 с.
- Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы, решения. *Геотектоника*. 2001. № 2. С. 3-16.
- Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск: Наука, Сиб. отд. 1988. 198 с.
- Мамырин Б.А., Толстухин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат. 1980. 222 с.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозой Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука. 1975. 314 с.
- Мусатов Е.Е. Неотектоническая структура. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5, кн.1. Арктические моря. С-Пб: ВСЕГЕИ. 2004. С. 26-31.
- Неволин Н.В., Ковылин В.М., Масляев Г.А. и др. Геолого-геофизическое моделирование нефтегазоносных территорий. М.: Недра. 1993. 206 с.
- Николаев В.Г. Паннонский бассейн (строение осадочного чехла и развитие). М.: Наука, 1986. 103 с.
- Осадочные бассейны: методика изучения, строения и эволюции. Ред. Ю.Г. Леонов, Ю.А. Волож. М.: Научный мир. 2004. 525 с.
- Осадочный чехол дна Мирового океана и суши (по данным сейсморазведки). М.: Наука. 1984. 175 с.
- Пейве А.В., Савельев А.А. Структуры и движения в литосфере. *Геотектоника*. 1982. № 6. С. 5-24.
- Пейве А.В., Штрейх Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозой Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. *Сов. геология*. 1972. №12. С. 7-25.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой Тектонической карты). *Геотектоника*. 1976. № 5. С. 6-23.
- Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука. 1979. 188 с.
- Подводные геологические исследования с обитаемых аппаратов. М.: Наука. 1985. 230 с.
- Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука. 1988. 192 с.
- Поляк Б.Г. Спрединг и рифтогенез – изотопно-гелиевая специфика. *Геотектоника*. № 6. 2004. С.19-32.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б. Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. *Геотектоника*. 1968. № 4. С.3-19.
- Поляк Б.Г., Кононов В.И., Хуторской М.Д. Тепловой поток и строение литосферы Исландии в свете новых данных. *Геотектоника*. № 1. 1984. С.111-119.
- Поляк Б.Г., Гордиенко В.В., Чешко А.Л. и др. Изотопы гелия в подземных флюидах Восточных Карпат. *Доклады РАН*. 1999. Т. 367. № 2. С.244-249.
- Поляк Б.Г., Лаврушин В.Ю., Чешко А.Л., Прасолов Э.М., Каменский И.Л. Новейшая тектоно-магматическая активизация Колючинско-Мичиганской зоны Чукотского полуострова (по данным о составе газов гидротерм). *Геотектоника*. 2010. № 6. С. 102-114.
- Поляк Б.Г., Толстухин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза. *Геотектоника*. 1979. № 5. С.3-23.
- Попова А.К., Смирнов Я.Б., Хуторской М.Д. Геотермическое поле трансформных разломов. *Глубинные разломы океанского дна*. М.: Наука. 1984. С.78-87.
- Пушаровский Ю.М. Предисловие. Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука. 1985. С. 3-4.
- Романов В.А. Тектоника Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: ИГ БФ АН СССР. 1985. 112 с.
- Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. М.: Наука. 1984. 79 с.
- Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. М.: Наука, 1980. 183 с.
- Сорохтин О.Г. Тепловые потоки через срединно-океанические хребты. *Океанология. Геофизика океана. Т 2 (геодинамика)*. М.: Наука, 1979. С. 178-181.
- Тектоника Северной Евразии (Объясн.зап. к Тектонической карте Северной Евразии м-ба 1:5 млн.). М.: Наука. 1980. 222 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы. М.:Наука. 1986. 215 с.
- Ушаков С.А., Галушкин Ю.И. Литосфера Земли (по геофиз. данным). Ч.2. Континентальная литосфера. М.: ВИНТИ. 1979. Т. 4. 221 с.
- Хорват Ф., Бодри Л., Оттлик П. Геотермия Венгрии и тектонофизика «красного пятна» Паннонской впадины. *Тепловое поле Европы*. Под. ред. В. Чермак, Л. Рибак. М.: Мир. 1982. С.176-190.
- Хуторской М.Д. Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана. *Геотектоника*. 1985. № 3. С.77-88.
- Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН. 1996. 289 с.
- Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины. *Геотектоника*. №1. 2004. С. 63-72.
- Хуторской М.Д., Вискунова К.Г., Подгорных Л.В., Супруненко О.И., Ахмедзянов В.Р. Геотемпературная модель земной коры Баренцева моря: исследования вдоль геотраверсов. *Геотектоника*. №2. 2008. С. 36-54.
- Хуторской М.Д., Городницкий А.М., Гольмшток А.Я., и др. Тепловой поток, базальтовый вулканизм и строение литосферы Тирренского моря. *Геотектоника*. №5. 1986. С. 116-123.
- Хуторской М.Д., Подгорных Л.В., Грамберг И.С., Леонов Ю.Г. Термотомография Западно-Арктического бассейна. *Геотектоника*. 2003. №3. С. 79-96.
- Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты. *Докл. РАН*. Т.424. №2. 2009. С. 227-233.
- Хуторской М.Д., Тевелева Е.А., Цыбуля Л.А., Урбан Г.И. Тепловой поток в солянокупольных бассейнах Евразии – сравнительный анализ. *Геотектоника*. №4. 2010. С.3-19.
- Шенгер А.М., Натальин Б.А. Рифты мира. М: ГЕОКАРТ. 2009. 186 с.
- Щапов В.А., Юрков А.К., Демежко Д.Ю., Николаев В.В. Геотермические исследования Уральской сверхглубокой скважины. *Тепловое поле Земли и методы его изучения*. М.: Изд-во РУДН. 1997. С. 195-198.
- Barberi F., Bizonard H., Ferrara G., Gasparini P. et al. Age and nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain. *Initial Rep. DSDP. Leg 42a. Site 373a*. 1978. Pp. 509-513.
- Birch F., Roy R.F., Decker E.R. Heat flow and thermal history in New England and New York. Chapt. 33. *Studies in Appalachian Geology*. N.Y. 1968. Pp. 437-451.
- Blackman, D.K., Karson, J.A., Kelley, D.S., Cann, J.R., Fruh-Green, G.L., Gee, J.S., Hurst, S.D., John, B.E., Morgan, J., Nooner, S.L., Ross, D.K., Schroeder, T.J., and Williams, E.A. Geology of the Atlantis Massif (MAR 30°N): implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex. *Mar. Geophys. Res.* 2004. 23. Pp. 443-469.
- Boccaletti M., Horvath F., Loddo M. et al. The Tyrrhenian and Pannonian basin: a comparison of two Mediterranean interarc basins. *Tectonophysics*. V.35. 1976. Pp. 45-69.
- Boccaletti M., Nicolich R., Tortorici L. The Calabrian arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean. *Marine Geol.* 1984. V.55. Pp. 219-245.
- Bonatti E., Hartman K., Innocenti F., Kay R. Basalt drilled at the Vema fracture zone. *Initial Rep. DSDP. Leg 39*. 1977. Pp.507-511.
- Cornides I., Takaoka N., Nagao K., Matsuo S. Contribution of mantle derived gases to subsurface gases in a tectonically quiescent area, the Carpathian Basin, Hungary, revealed from noble gases measurements. *Geochem. J.* 1986. V.20. Pp. 119-125.
- Della Vedova B., Pollis G., Foucher I.P., Rehault J.P. Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea. *Marine Geol.* 1984. V. 55. Pp. 271-289.
- Folinsbee R.A. Heat flow over the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Degree Master of Sci. diss. Massachus. Inst. Technology*. 1969. 68 p.

Gregory J.W. The Great rift valley. London: Seeley Service. 1896. 64 p.

Griesshaber E., O'Nions R.K., Oxburgh E.R. Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine graben and Black Forest. *F.R.G. Chemical Geology*. 1992. V. 99. Pp. 213-235.

Heezen B., Gray C., Segre A.G., Zarudski E.F.K. Evidence of faulted continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea. *Nature*. 1971. V. 229. Pp. 327-329.

Hutchinson I. The effect of sedimentation and compaction on oceanic heat flow. *Geophys. Roy. Astron. Soc.* 1985. V. 82. Pp. 439-459.

Jaupart C., Sclater J.G., Simmons G. Heat flow studies: constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 52. Pp. 328-344.

Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V. et al. Low geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*. 1997. V. 276. Pp. 63-85.

Lachenbruch A.H. Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. Pp. 6977-6989.

Lachenbruch A.H., Sass J.H. Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone. *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. N B11. Pp. 6185-6222.

Langseth M., Hobart M. Interpretation of heat flow measurements in the Vema fracture zone. *Geophys. Res. Lett.* 1974. V. 3. N 5. Pp. 241-244.

Lenkey L. Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. Netherlands Research School of Sedimentary geology, Amsterdam. 1999. 215 p.

Lubimova E.A., Nikitina V.N. On heat flow singularities over mid-ocean ridge. *J. Geophys. Res.* V.80. Is.2. 1975. Pp.232-243.

McKenzie D.P. The variation of temperature with time and hydrocarbon maturation in sedimentary basins formed by extension. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 55. Pp. 87-98.

Marty B., Tolstikhin I.N. CO₂ fluxes from mid-oceanic ridges, arcs and plumes. *Chem. Geol.* 1998. V.145. Pp. 233-248.

Mohr R.A. The Cenozoic volcanic succession in Ethiopia. *Bull. volcanol.* 1968. V. 32. N 1. Pp. 5-14.

Oxburgh E.R., O'Nions R.K., Hill R.I. Helium isotopes in sedimentary basins. *Nature*. V. 324. N 3-4. 1986. Pp. 632-635.

Parsons B., McKenzie D.P., Mantle convection and the thermal structure of plates. *J. Geophys. Res.* 1978. 83. Pp. 4485-4496.

Rehault J.P., Mascle J., Fabbri A. et al. The Tyrrhenian Sea before Leg 107. *Initial Report. ODP. Leg 107*. 1987. Pp. 9-35.

Roy R.F., Decker E.R., Blackwell D.D., Birch F. Heat flow in the United States. *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. N 16. Pp. 5202-5221.

Sengx A.M.C., Burke K. Relative timing of rifting and volcanism on the Earth and its tectonic implication. *Geophys. Res. Lett.* 1978. V. 5. Pp. 419-421.

Turcotte D.L., Schubert G. Frictional heating of the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.* 1973. V. 78. Pp. 5876-5878.

Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J.G., Hay W.W. Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years. *J. Geology*. 1977. V. 85. N 6. Pp. 651-698.

Williams D., Green K., van Andel T. et al. The hydrothermal mounds of the Galapagos rift: observations with DSRV "Alvin" and detailed heat flow studies. *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. N B13. Pp. 85-100.

Сведения об авторах

Михаил Давыдович Хуторской – доктор геол.-мин. наук, профессор, заслуженный деятель науки РФ, академик РАЕН, зав. лабораторией тепломассопереноса Геологического института РАН, Председатель Научного совета РАН по проблемам геотермии, член редколлегии журнала «Георесурсы».



Борис Григорьевич Поляк – доктор геол.-мин. наук, академик РАЕН, главный научный сотрудник лаборатории тепломассопереноса Геологического института РАН.



119017 Москва, Пыжевский пер, 7.
Тел: +7-495-9592756.

Reflection of Contrasting Geodynamic Conditions in the Thermal Field

M.D. Khutorskoy, B.G. Polyak

Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Russia, Moscow, mkhutorskoy@ginras.ru

Abstract. This paper deals with peculiarities of heat flow distribution and abyssal temperature in axial spreading areas of mid-ocean ridges, “dissipated spreading” of backarc basins, active parts of transform faults, intercontinental and pericontinental rift zones, Paleozoic linear and mosaic fold belts, sedimentary basins of stress and tension. There are contrast differences of heat flow values in these structures (from 15 to 1500 mW/m²), and deep range of thermal lithosphere position accordingly. Radiogenic heat generation as determining factor is estimated quantitatively for fold belts. Nature of positive and negative geothermal anomalies is explained.

Keywords: geothermy, heat flow, temperature, lithosphere, rift zones, fold belts, sedimentary basins, 2D- and 3D-simulation.

References

Al'mukhanbetov D., Alipbekov E., Galkin A.S., Tulegenov S. Issledovanie zemnoy kory i verkhney mantii v Kazakhstane magnitotelluricheskimi metodami [Study of the Earth's crust and upper mantle in Kazakhstan by magnetotelluric methods]. Alma-Ata: Nauka. 1977. 152 p.

Antonyuk R.M., Lyapichev G.F., Markova N.G. et al. Struktury i evolyutsiya zemnoy kory Tsentral'nogo Kazakhstana [Structure and evolution of the Earth's crust in Central Kazakhstan]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1977. № 5. Pp. 71-82.

Artyushkov E.V. Geodinamika [Geodynamics]. Moscow: Nedra. 1979. 268 p.

Artyushkov E.V. Fizicheskaya tektonika [Physical Tectonics]. Moscow: Nauka. 1993. 364 p.

Bogdanov N.A. Tectonics of the Arctic Ocean. *Geotektonika*. 2004. №3. Pp. 13-30. (In Russian)

Bogolepov V.G., Gulyaeva N.A., Safin D.A. et al. K metodike poiskov rudnykh tel na redkometal'nom mestorozhdenii Akchatau (Tsentral'nyy Kazakhstan) [Method of prospecting for ore bodies on the Akchatau rare metal field (Central Kazakhstan)]. *Mineralogiya i geokhimiya vol'framovykh mestorozhdeniy* [Mineralogy and geochemistry of tungsten deposit]. Leningrad: Nauka. 1975. Pp. 55-65.

Borisov A.A. Glubinnaya struktura territorii SSSR po geofizicheskim dannym [Deep Structure of the USSR territory using geophysical data]. Moscow: Nedra. 1967. 303 p.

Bulin N.K., Egorkin A.V. Regional'nyy prognoz neftegazonosnosti nedr po glubinnym seismicheskim kriteriyam [Regional oil-and-gas potential by deep seismic criteria]. Moscow: GEON. 2000. 194 p.

Galushkin Yu.I. Modelirovanie osadochnykh basseynov i otsenka ikh neftegazonosnosti [Modeling of sedimentary basins and their oil-and-gas potential assessment]. Moscow: Nauchnyy mir. 2007. 455 p.

Galushkin Yu.I., Smirnov Ya.B. Termicheskaya istoriya

- osadochnykh basseynov; ekspress-metody otsenki teplovogo potoka [The thermal history of sedimentary basins; express method for heat flow estimating]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics]. 1987. № 11. Pp. 105-112.
- Galushkin Yu.I., Smirnov Ya.B., Bertol'd A., Ol'szak G. Kharakteristika termicheskoy istorii Vostochno-El'bskoy chasti Severo-Zapadnoevropeyskogo basseyna i Dneprovo-Donetskiy vpadiny: mekhanizm razvitiya i otsenka polozheniya zon neftegazonosnosti [Characteristics of the thermal history of the Eastern Elbe part of the North Western Basin and the Dnieper-Donetsk Basin: the mechanism of development and assessment of oil and gas bearing zones]. *Tektonika plit i paleozoyskie iskopaemye* [Plate Tectonics and Paleozoic fossils]. Moscow: Nedra. 1985. Pp. 132-147.
- Gogel' Zh. Geotermya [Geothermy]. M.: Mir. 1978. 171 p.
- Golubev V.A. Konduktivnyy i konvektivnyy vynos tepla v Baykal'skoy riftovoy zone [Conductive and convective heat loss in the Baikal rift zone]. Novosibirsk: GEO. 2007. 220 p.
- Gol'mshtok A.Ya. Effekt vliyaniya osadkonakopleniya na glubinnyy teplovoy potok [Effect of sedimentation on the deep heat flow]. *Okeanologiya* [Oceanology]. 1979. T. 19. № 6. Pp. 1133-1138.
- Grachev A.F., Drubetskoy E.R., Martynova M.A., Prasolov E.M., Dedenkov Yu.N., Sukhanov A.A. Pervye dannye ob izotopnom sostave geliya v porodakh Baykal'skogo rifta i vode oz. Baykal. Materialy IX simpoz. po stabil'nym izotopam v geokhimii [Proc. IX Symp. «Stable isotopes in Geochemistry»]. Moscow: GEOKhI AN SSSR. 1982. Pp. 114-116.
- Grin T., Ringvud A.E. Proiskhozhdenie magmicheskikh porod izvestkovno-schelochnoogo ryada [Origin of igneous rocks of calc-alkaline series]. *Petrologiya verkhney mantii* [Petrology of the Upper Mantle]. Moscow: Mir. 1969. Pp. 118-131.
- Drubetskoy E.R., Grachev A.F. Bazal'ty i ul'traosnovnye ksenolity Baykal'skoy riftovoy zony: izotopiya geliya i argona [Basalts and ultramafic xenoliths of the Baikal Rift Zone: isotopes of helium and argon]. *Glubinnyye ksenolity i stroenie litosfery* [Deep xenoliths and lithosphere structure]. Moscow: Nauka. 1987. Pp. 54-63.
- Duchkov A.D., Sokolova L.S., Solov'eva Z.A., Khaykovskiy Z.S. Teplovoy potok zapadnoy chasti Altae-Sayanskoy oblasti [Heat flow of western part of the Altai Sayans area]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics]. 1978. № 4. Pp. 96-100.
- Evdokimov A.N. Vulkany Shpitsbergena [Volcanoes of Spitzbergen]. St. Petersburg: VNIIOkeangeologiya. 2000. 123 p.
- Zonenshayn L.P. Uchenie o geosinklinalyakh i ego prilozhenie k Tsentral'no-Aziatskomu ponyasu [Study of geosynclines and its application to the Central Asian belt]. Moscow: Nedra. 1972. 240 p.
- Levashkevich V.G. Zakonomernosti raspredeleniya geotermicheskogo polya okrain Vostochno-Evropeyskoy platformy (Barentsevomorskiy i Belorussko-Pribaldiyskiy regiony) [Distribution of regularities of the geothermal field margins of the East European Platform (Barents and Baltic Belorussian regions)]. Avtoref. dokt. diss. [Abstract Dr. diss.] Moscow: MGU. 2005. 42 p.
- Leonov Yu.G. Kontinental'nyy riftogenez: sovremennyye predstavleniya, problemy, resheniya [Continental rifting: modern ideas, problems and solutions]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2001. № 2. Pp. 3-16.
- Lysak P.P.V. Teplovoy potok kontinental'nykh riftovykh zon [heat flow of the continental rift zones]. Novosibirsk: Nauka, Sib. otd. 1988. 198 p.
- Mamyryn B.A., Tolstikhin I.N. Izotopy geliya v prirode [Helium isotopes in nature]. Moscow: Energoizdat. 1980. 222 p.
- Mossakovskiy A.A. Orogennyye struktury i vulkanizm paleozoid Evrazii i ikh mesto v protsesse formirovaniya kontinental'noy zemnoy kory [Orogenic structure and Paleozoic volcanism of Eurasia and formation of continental crust]. Moscow: Nauka. 1975. 314 p.
- Musatov E.E. Neotektonicheskaya struktura [Neotectonic structure]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Rossii. Arkticheskie morya* [Geology and natural resources. Arctic seas]. V.5. B.1. St. Petersburg: VSEGEI. 2004. Pp. 26-31.
- Nevolin N.V., Kovylin V.M., Maslyayev G.A. et al. Geologo-geofizicheskoe modelirovanie neftegazonosnykh territoriy [Geological and geophysical modelling of oil-and-gas bearing deposits]. Moscow: Nedra. 1993. 206 p.
- Nikolaev V.G. Pannonskiy basseyn (stroenie osadochnogo chekhla i razvitiye) [Pannonian basin (structure of the sedimentary cover and development)]. Moscow: Nauka, 1986. 103 p.
- Osadochnyye basseyny: metodika izucheniya, stroeniya i evolyutsii [Sedimentary basins: methods of studying, formation and evolution]. Red. Yu.G. Leonov, Yu.A. Volozh. Moscow: Nauchnyy mir. 2004. 525 p.
- Osadochnyy chekhol dna Mirovogo okeana i sushi (po dannym seysmorazvedki) [Sedimentary cover of the sea and land (by seismic data)]. Moscow: Nauka. 1984. 175 p.
- Peve A.V., Savel'ev A.A. Struktury i dvizheniya v litosfere [Structure and movements of lithosphere]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1982. № 6. Pp. 5-24.
- Peve A.V., Shtreys N.A., Mossakovskiy A.A. et al. Paleozoidy Evrazii i nekotorye voprosy evolyutsii geosinklinal'nogo protsesssa [Paleozooids of Eurasia and some questions of geosynclinal evolution process]. *Sov. geologiya* [Soviet Geology]. 1972. № 12. Pp. 7-25.
- Peve A.V., Yanshin A.L., Zonenshayn L.P. et al. Stanovlenie kontinental'noy zemnoy kory Severnoy Evrazii (v svyazi s sostavleniem novoy Tektonicheskoy karty) [Formation of continental crust in North Eurasia (due to the construction of new Tectonic Map)]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1976. № 5. Pp. 6-23.
- Perfil'ev A.S. Formirovanie zemnoy kory Ural'skoy evgeosinklinali [Formation of the Earth crust of Ural evgeosinklinali]. Moscow: Nauka. 1979. 188 p.
- Podvodnyye geologicheskie issledovaniya s obitaemykh apparatov [Underwater geological investigations using manned vehicle]. Moscow: Nauka. 1985. 230 p.
- Polyak B.G. Teplomassopotok iz mantii v glavnykh strukturakh zemnoy kory [Heatmassflow from mantle in the main Earth crust structures]. Moscow: Nauka. 1988. 192 p.
- Polyak B.G. Spreading and rifting: Specific character of helium isotopic compositions. *Geotektonika* [Geotectonics]. № 6. 2004. Pp. 19-32. (In russian)
- Polyak B.G., Smirnov Ya.B. Svyaz' glubinnogo teplovogo potoka s tektonicheskimi stroeniyami kontinentov [Connection between deep heat flow and tectonic continents formation]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1968. № 4. Pp. 3-19.
- Polyak B.G., Kononov V.I., Khutorskoy M.D. Teplovoy potok i stroenie litosfery Islandii v svete novykh dannykh [Heat flow and formation of lithosphere of Island in the context of new data]. *Geotektonika* [Geotectonics]. № 1. 1984. Pp. 111-119.
- Polyak B.G., Gordienko V.V., Cheshko A.L. et al. Izotopy geliya v podzemnykh flyuidakh Vostochnykh Karpat [Isotopes of helium in underground fluids of Eastern Carpathians]. *Doklady Akademii Nauk*. 1999. T. 367. № 2. Pp. 244-249.
- Polyak B.G., Lavrushin V.Yu., Cheshko A.L., Prasolov E.M., Kamenskii I.L. Recent tectonomagmatic reactivation of the Kolyuchino-Mechigmen zone of the Chukchi Peninsula from data on the composition of gases in hydrothermal springs. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2010. № 6. Pp. 102-114. (In russian)
- Polyak B.G., Tolstikhin I.N., Yakutseni V.P. Izotopnyy sostav geliya i teplovoy potok – geokhimicheskii i geofizicheskii aspekty tektogeneza [Helium isotopes composition in heat flow geochemical and geophysical aspects of tectogenesis]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1979. № 5. Pp. 3-23.
- Popova A.K., Smirnov Ya.B., Khutorskoy M.D. Geotermicheskoe pole transformnykh razlomov. Glubinnyye razlomy okeanskogo dna [Geothermic field of transform fault. Deep faults of deep-sea floor]. Moscow: Nauka. 1984. Pp. 78-87.
- Puscharovskiy Yu.M. Predislovie. Kontinental'nyy i okeanskiy riftogenez [Introduction. Continental and ocean rifting]. Moscow: Nauka. 1985. Pp. 3-4.
- Romanov V.A. Tektonika Magnitogorskogo megasinklinali [Tectonics of Magnitogorsk megasynclinal]. Ufa: IG BF AN SSSR. 1985. 112 p.
- Sal'nikov V.E. Geotermicheskii rezhim Yuzhnogo Urala [Geothermic regime of South Urals]. Moscow: Nauka. 1984. 79 p.
- Seismicheskie modeli litosfery osnovnykh geostruktur territorii SSSR [Lithosphere seismic models of main geosynclines of USSR territory]. Moscow: Nauka. 1980. 183 p.
- Sorokhtin O.G. Teplovy potoki cherez sredinno-okeanicheskie khreby [Heat flow through mid-ocean ridges]. *Okeanologiya. Geofizika okeana*. [Oceanology. Geophysics of the Ocean]. V.2. Moscow: Nauka. 1979. Pp. 178-181.
- Tektonika Severnoy Evrazii [Tectonics of North Eurasia]. Moscow: Nauka. 1980. 222 p.
- Tektonicheskaya rassloennost' litosfery [Tectonic lithosphere sheeting]. Moscow: Nauka. 1986. 215 p.
- Ushakov P.P.A., Galushkin Yu.I. Litosfera Zemli (po geofiz.

- dannym) [Earth lithosphere (using geophysical data)]. Ch.2. *Kontinental'naya litosfera* [Continental lithosphere]. Moscow: VINITI. 1979. V. 4. 221 p.
- Khorvat F., Bodri L., Ottlik P. Geotermya Vengrii i tektonofizika «krasnogo pyatna» Pannonskoy vpadiny [Geothermy of Hungary and Tectonophysics of Pannonian depression «red spots»]. *Teplovoye pole Evropy* [Thermal field of Europe]. Ed. V. Chermak, L. Ribakh. Moscow: Mir. 1982. Pp. 176-190.
- Khutorskoy M.D. Teplovoy potok, model' stroeniya i evolyutsii litosfery Yuzhnogo Urala i Tsentral'nogo Kazakhstana [Heat flow, model of the lithosphere structure and evolution of the Southern Urals and Central Kazakhstan]. *Geotektonika* [Geotectonics]. 1985. № 3. Pp. 77-88.
- Khutorskoy M.D. Geotermya Tsentral'no-Aziatskogo skladchatogo poyasa [Geothermy of the Central Asian Fold Belt]. Moscow: RUDN Publ. 1996. 289 p.
- Khutorskoy M.D., Antipov M.P., Volozh Yu.A., Polyak B.G. Temperature field and a 3D geothermal model of the North Caspian Basin. *Geotektonika* [Geotectonics]. №1. 2004. Pp. 63-72. (In Russian)
- Khutorskoy M.D., Viskunova K.G., Podgornykh L.V., Suprunenko O.I., Akhmedzyanov V.R. Geotemperaturnaya model' zemnoy kory Barentseva morya: issledovaniya vdol' geotraversov [Geotemperature model of the Earth crust of Barents Sea: investigations along geotraverses]. *Geotektonika* [Geotectonics]. №2. 2008. Pp. 36-54.
- Khutorskoy M.D., Gorodnitskiy A.M., Gol'mshok A.Ya., et al. Teplovoy potok, bazal'tovyy vulkanizm i stroenie litosfery Tirreneskogo morya [Heat flow, basaltic volcanism and structure of the lithosphere of the Tyrrhenian Sea]. *Geotektonika* [Geotectonics]. №5. 1986. Pp. 116-123.
- Khutorskoy M.D., Podgornykh L.V., Gramberg I.S., Leonov Yu.G. Thermal Tomography of the West Arctic Basin. *Geotektonika* [Geotectonics]. 2003. №3. Pp. 79-96. (In Russian)
- Khutorskoy M.D., Leonov Yu.G., Ermakov A.V., Akhmedzyanov V.R. Anomal'nyy teplovoy potok i priroda zhelobov v severnoy chasti Sval'bardskoy plity [Anomalous heat flow and nature of troughs in northern Svalbard plate]. *Doklady Akademii Nauk*. V.424. №2. 2009. Pp. 227-233.
- Khutorskoy M.D., Teveleva E.A., Tsybulya L.A., Urban G.I. Heat Flow in Salt-Dome Basins of Eurasia: A Comparative Study. *Geotektonika* [Geotectonics]. №4. 2010. Pp. 3-19. (In Russian)
- Shenger A.M., Natal'in B.A. Rifty mira [World Rifts]. Moscow: Geokart. 2009. 186 p.
- Schapov V.A., Yurkov A.K., Demezhko D.Yu., Nikolaev V.V. Geotermicheskie issledovaniya Ural'skoy sverkhglubokoy skvazhiny [Geothermal investigations of Ural super-deep well]. Mezhd. Konf. «Teplovoye pole Zemli i metody ego izucheniya» [Proc. Int. Conf. «The Earth's Thermal Field and Related Research Methods»]. Moscow: RUDN Publ. 1997. Pp. 195-198.
- Barberi F., Bizonard H., Ferrara G., Gasparini P. et al. Age and nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain. *Initial Rep. DSDP*. Leg 42a. Site 373a. 1978. Pp. 509-513.
- Birch F., Roy R.F., Decker E.R. Heat flow and thermal history in New England and New York. Chapt. 33. *Studies in Appalachian Geology*. N.Y. 1968. Pp. 437-451.
- Blackman, D.K., Karson, J.A., Kelley, D.S., Cann, J.R., Fruh-Green, G.L., Gee, J.S., Hurst, S.D., John, B.E., Morgan, J., Nooner, S.L., Ross, D.K., Schroeder, T.J., and Williams, E.A. Geology of the Atlantis Massif (MAR 30°N): implications for the evolution of an ultramafic oceanic core complex. *Mar. Geophys. Res.* 2004. 23. Pp. 443-469.
- Boccaletti M., Horvath F., Loddo M. et al. The Tyrrhenian and Pannonian basin: a comparison of two Mediterranean interarc basins. *Tectonophysics*. V.35. 1976. Pp. 45-69.
- Boccaletti M., Nicolich R., Tortorici L. The Calabrian arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean. *Marine Geol.* 1984. V.55. Pp. 219-245.
- Bonatti E., Hartman K., Innocenti F., Kay R. Basalt drilled at the Vema fracture zone. *Initial Rep. DSDP*. Leg 39. 1977. Pp.507-511.
- Cornides I., Takaoka N., Nagao K., Matsuo S. Contribution of mantle derived gases to subsurface gases in a tectonically quiescent area, the Carpathian Basin, Hungary, revealed from noble gases measurements. *Geochem. J.* 1986. V.20. Pp. 119-125.
- Della Vedova B., Pollis G., Foucher I.P., Rehault J.P. Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea. *Marine Geol.* 1984. V. 55. Pp. 271-289.
- Folinsbee R.A. Heat flow over the equatorial Mid-Atlantic Ridge. *Degree Master of Sci. diss. Massachus. Inst. Technology*. 1969. 68 p.
- Gregory J.W. The Great rift valley. London: Seeley Service. 1896. 64 p.
- Griesshaber E., O'Nions R.K., Oxburgh E.R. Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine graben and Black Forest. *F.R.G. Chemical Geology*. 1992. V. 99. Pp. 213-235.
- Heezen B., Gray C., Segre A.G., Zarudski E.F.K. Evidence of founded continental crust beneath the central Tyrrhenian Sea. *Nature*. 1971. V. 229. Pp. 327-329.
- Hutchinson I. The effect of sedimentation and compaction on oceanic heat flow. *Geophys. Roy. Astron. Soc.* 1985. V. 82. Pp. 439-459.
- Jaupart C., Sclater J.G., Simmons G. Heat flow studies: constraints on the distribution of uranium, thorium and potassium in the continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 52. Pp. 328-344.
- Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V. et al. Low geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? *Tectonophysics*. 1997. V. 276. Pp. 63-85.
- Lachenbruch A.H. Preliminary geothermal model of the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. Pp. 6977-6989.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H. Heat flow and energetics of the San Andreas fault zone. *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. N B11. Pp. 6185-6222.
- Langseth M., Hobart M. Interpretation of heat flow measurements in the Vema fracture zone. *Geophys. Res. Lett.* 1974. V. 3. N 5. Pp. 241-244.
- Lenkey L. Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. Netherlands Research School of Sedimentary geology, Amsterdam. 1999. 215 p.
- Lubimova E.A., Nikitina V.N. On heat flow singularities over mid-oceanic ridge. *J. Geophys. Res.* V.80. Is.2. 1975. Pp.232-243.
- McKenzie D.P. The variation of temperature with time and hydrocarbon maturation in sedimentary basins formed by extension. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. V. 55. Pp. 87-98.
- Marty B., Tolstikhin I.N. CO₂ fluxes from mid-oceanic ridges, arcs and plumes. *Chem. Geol.* 1998. V.145. Pp. 233-248.
- Mohr R.A. The Cenozoic volcanic succession in Ethiopia. *Bull. volcanol.* 1968. V. 32. N 1. Pp. 5-14.
- Oxburgh E.R., O'Nions R.K., Hill R.I. Helium isotopes in sedimentary basins. *Nature*. V. 324. N 3-4. 1986. Pp. 632-635.
- Parsons B., McKenzie D.P., Mantle convection and the thermal structure of plates. *J. Geophys. Res.* 1978. 83. Pp. 4485-4496.
- Rehault J.P., Mascle J., Fabbri A. et al. The Tyrrhenian Sea before Leg 107. *Initial Report. ODP. Leg 107*. 1987. Pp. 9-35.
- Roy R.F., Decker E.R., Blackwell D.D., Birch F. Heat flow in the United States. *J. Geophys. Res.* 1968. V. 73. N 16. Pp. 5202-5221.
- Sengxer A.M.C., Burke K. Relative timing of rifting and volcanism on the Earth and its tectonic implication. *Geophys. Res. Lett.* 1978. V. 5. Pp. 419-421.
- Turcotte D.L., Schubert G. Frictional heating of the descending lithosphere. *J. Geophys. Res.* 1973. V. 78. Pp. 5876-5878.
- Van Andel T.H., Thiede J., Sclater J.G., Hay W.W. Depositional history of the South Atlantic ocean during the last 125 million years. *J. Geology*. 1977. V. 85. N 6. Pp. 651-698.
- Williams D., Green K., van Andel T. et al. The hydrothermal mounds of the Galapagos rift: observations with DSRV "Alvin" and detailed heat flow studies. *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. N B13. Pp. 85-100.

Information about authors

Mikhail D. Khutorskoy – Dr. Sci. (Geol.-Min.), Professor, Honored Scientist of the Russian Federation, Member of the Russian Academy of Natural Sciences, Head of the heat and mass transfer laboratory.

Boris G. Polyak – Dr. Sci. (Geol.-Min.), Member of the Russian Academy of Natural Sciences, Chief Researcher of the heat and mass transfer laboratory.

Institute of Geology, Russian Academy of Sciences, Russia, Moscow, Pyzhevsky lane 7, 119017.

Tel: +7-495-9592756.