

УДК 550.361

ТЕПЛОЙ ПОТОК КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВЫХ ЗОН – НОВЫЙ ПОДХОД К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ

© 2024 г. М. Д. Хуторской*, Е. А. Тевелева

Геологический институт РАН, Пыжжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

*e-mail: mdkh1@yandex.ru

Поступила в редакцию 31.08.2023 г.

После доработки 15.09.2023 г.

Принята к публикации 20.02.2024 г.

Рассмотрены особенности распределения теплового потока в Байкальской рифтовой зоне, в рифте Шаньси–Ляохэ, в рифте Иордана, в трого Орла (Стурё) на севере Свальбардской плиты, а также в рифтовой зоне Исландии. Отмечается асимметрия теплового потока относительно осевой линии рифта в сравнении со смежными районами на фоне его повышенного значения. Природа такой асимметрии связана не только с разной проницаемостью разломов на бортах рифтовой структуры, но и с планетарными факторами, в частности, с силой Кориолиса. В рассмотренных рифтовых структурах меридионального простирания, расположенных в Северном полушарии, на их восточных флангах по сравнению с западными флангами увеличение теплового потока согласуется с вектором действия силы Кориолиса в Северном полушарии Земли. Отмечавшаяся ранее геотермическая асимметрия в дивергентных зонах океанической коры проявляется также в структурах pull-apart континентальных рифтовых зон.

Ключевые слова: тепловой поток, температура, асимметрия, континентальная рифтовая зона, сила Кориолиса, дивергентная зона, ригидная литосфера

DOI: 10.31857/S0203030624030044, EDN: JQIRMP

ВВЕДЕНИЕ

“Рифтовые зоны (и рифтовые пояса, в которые они объединяются) представляют собой обширные ... полосовидные области повышенного, нередко и очень высокого термического режима, в которых происходит подъем нагретого мантийного материала...”. Такое определение рифтовым зонам дал Е.Е. Милановский [1985, с. 6], подчеркивая одни из основных признаков таких структур: высокий тепловой поток и активный теплоперенос.

Зоны современных континентальных и океанических рифтов характеризуются высокими значениями градиента вертикальных и горизонтальных движений и наличием проницаемых разломов, ограничивающих рифтовые зоны.

Продолжая развитие идеи о геотермической асимметрии в дивергентных зонах Мирового

океана [Хуторской, Тевелева, 2020], был проведен статистический анализ распределения теплового потока Байкальской рифтовой зоны в России, рифта Шаньси–Ляохэ в Китае, Иорданского рифта в Израиле и Иордании, а также трого Орла на севере Свальбардской плиты. Это наиболее изученные в геотермическом отношении рифтовые зоны на континентах, в которых количество измерений составляет десятки и первые сотни оценок теплового потока.

Изучение рифтовых зон позволяет ретроспективно представить себе начальные фазы формирования современных океанов, осадочных бассейнов, складчатых поясов, трансформных разломов. Рифтовые зоны, как правило, характеризуются контрастными и аномальными геофизическими полями, формируемыми структурными неоднородностями коры и литосферы в целом. Эти неоднородности обуславливают дифференцированные перемещения

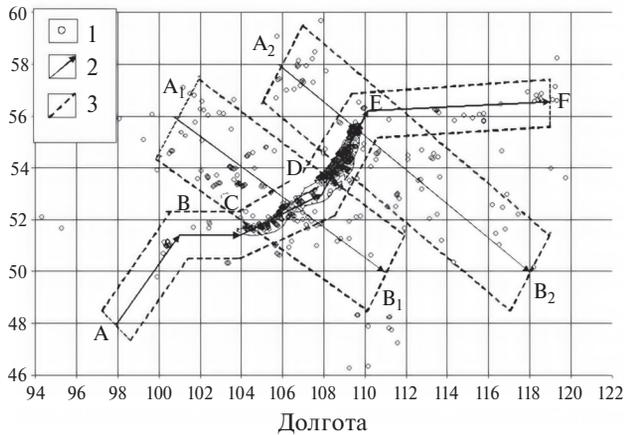


Рис. 1. Расположение станций измерения теплового потока в Байкальской рифтовой зоне, смежных регионах и зонах профилирования.

1 – пункты измерения теплового потока; 2 – направления профилирования; 3 – границы интервалов профилирования.

мантйных масс, декомпрессионное плавление на их фронтах, интрузивный магматизм. Но в отличие от океанских рифтов в условиях дивергенции коры вдоль всей рифтовой зоны, на континентах глубокие рифтовые депрессии возникают при суперпозиции сжатия, растяжения и сдвиговых проявлений [Милановский, 1985].

Целью работы является рассмотрение характера распределения теплового потока в континентальных рифтовых зонах, проверка статистически значимой геотермической асимметрии и обсуждение причин этого феномена.

ТЕПЛОЙ ПОТОК В РИФТОВЫХ ЗОНАХ

Байкальская рифтовая зона

К Байкальской рифтовой зоне, кроме акваториальной части озера, относятся крупные впадины: Хубсугульская, Тункинская, Верхнеангарская, Муйская и Чарская, а также целый ряд более мелких впадин.

Байкальская рифтовая зона (БРЗ) является наиболее хорошо геотермически изученной областью Центрально-Азиатского складчатого пояса. Однако, в наземной ее части имеется лишь около 70 определений теплового потока. Они выполнены в глубоких скважинах (до 2000 м), пробуренных в Баргузинской, Усть-Селенгинской, Тункинской впадинах, а также в относительно мелких (~400 м) скважинах в Хубсугульской

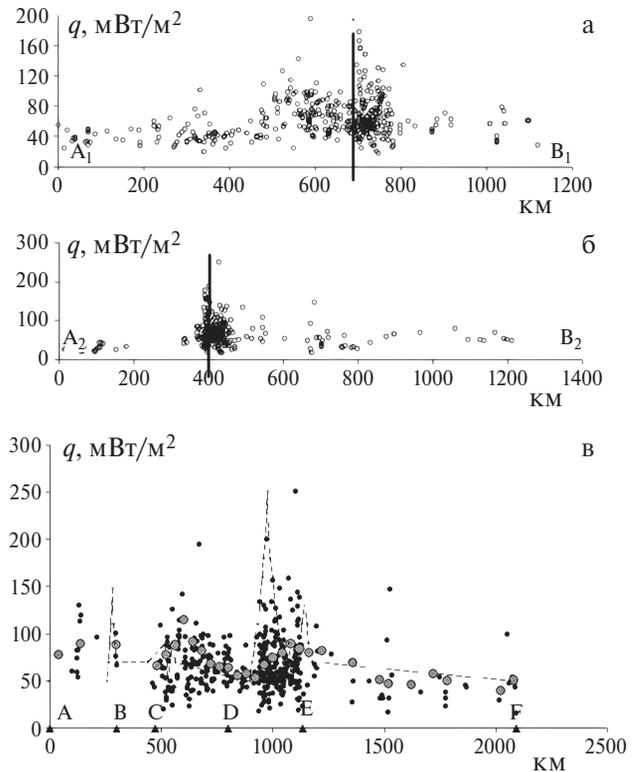


Рис. 2. Изменчивость величины теплового потока вдоль геотермических профилей.

а – профиль А1–В1; б – профиль А2–В2; в – профиль А–В–С–Д–Е (см. рис. 1). Вертикальные линии на профилях (а) и (б) – положение оси Байкальской рифтовой зоны.

На профиле (в) пунктирной линией показан результат оцифровки карты теплового потока в изолиниях [Голубев и др., 1987]; черные точки – индивидуальные значения теплового потока; серые кружки – значения величины кондуктивного теплового потока, полученные осреднением исходных значений в интервале 20 км.

впадине и на отдельных хребтах. Основная информация о тепловом потоке зоны получена на оз. Байкал (более 350 измерений) [Голубев, 1982] и оз. Хубсугул (около 20 измерений) [Хуторской и др., 1990] (рис. 1).

В Южной и Средней впадинах Байкала наблюдается закономерное асимметричное распределение теплового потока вкост озера: в полосе, примыкающей к западному берегу, тепловой поток не превышает 60 мВт/м². Такие же значения зафиксированы и по скважинам, примыкающим к западному берегу. Ширина полосы относительно пониженного теплового потока в южной части озера составляет 5–7 км, в средней – она расширяется до 15–20 км.

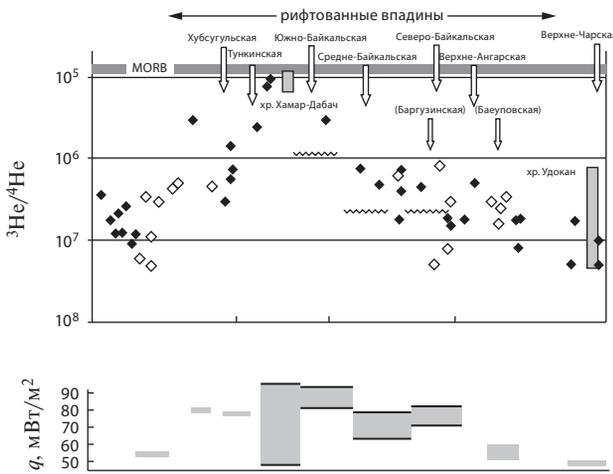


Рис. 3. Распределение величин отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ (вверху) и плотности теплового потока (внизу) вдоль простирания Байкальской рифтовой зоны [Поляк, 1988].

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 [Поляк, 1988]. Волнистыми линиями показаны уровни значений отношения $^3\text{He}/^4\text{He}$ в газах, растворенных в воде оз. Байкал.

К юго-восточному берегу тепловой поток возрастает до 80–100 мВт/м². В этом же направлении возрастают и амплитуды аномалий. Так, наряду с высокими значениями теплового потока у восточного берега встречаются и аномально низкие (15 мВт/м²) (рис. 2). Это объясняется экранированием глубинного теплового потока оползневыми массами, турбидными потоками, а также гидротермальной циркуляцией, при которой геотермический градиент кондуктивного теплового потока может снижаться до нулевых значений.

Максимальный тепловой поток по линии вдоль простирания БРЗ относится к Тункинской впадине (рис. 3), а если говорить об акваториальной части БРЗ, то в пределах южной и средней впадин Байкала. Измерения в районе Посольской банки дали значения 165 мВт/м², что в 2–3 раза выше, чем в других частях озера. На Посольской банке почти полностью отсутствуют рыхлые осадки, а по трещинам в отложениях песков и глин эоцена—олигоцена разгружаются горячие подземные воды. В сторону

Академического хребта тепловой поток несколько снижается (до 70–90 мВт/м²), но он все же выше, чем в западной части озера (в среднем, 55 мВт/м²). Тункинская впадина характеризуется также максимальными значениями изотопного отношения гелия, достигающего в пробах источников Аршан и Жемчуг значений $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 10^{-5}$, т. е. на три порядка выше, чем в смежных районах юга Сибирской платформы [Поляк, 1988] (см. рис. 3).

В северной части озера отмечаются узкие положительные аномалии теплового потока у западного и восточного берегов и относительно низкие и устойчивые значения в центре акватории (см. рис. 2, профиль А₂–В₂). Вблизи западного берега зафиксирована рекордная для всего Байкала аномалия — 474 мВт/м². Ее форма, амплитуда, повышение придонных температур и термограмма в осадочных породах позволяют однозначно заключить, что аномалия обусловлена разгрузкой гидротерм на дно озера [Голубев и др., 1987].

В осевой части Байкальской континентальной рифтовой зоны фиксируется повышенный тепловой поток (100–120 мВт/м²) и наблюдаются асимметричные латеральные его вариации как вкрест, так и по простиранию рифта. Эти вариации коррелируются с изменением изотопного отношения гелия, что должно свидетельствовать либо о разной степени деструкции континентальной плиты, либо о разновозрастности процессов ее раскрытия [Поляк, 1988]. Проникновение разогретого глубинного материала в верхние горизонты коры происходит вследствие разрыва ее сплошности. Такую модель рифтогенеза принято называть пассивной [Милановский, 1985]; при этом обстановка растяжения формируется за счет процесса *pull-apart*.

Возникновение в кайнозое рифтовых структур на древней континентальной коре объясняется с позиции тектоники плит коллизией Индостанской и Евразийской плит. Основные формы рельефа Центральной Азии: протяженные субширотные хребты Тянь-Шань, Нань-Шань и Лунг-Меншань образовались в зонах мощных сдвиговых и надвиговых деформаций, сокращения площади и утолщения коры. Одновременно происходило образование нормальных сбросов с расширением коры, таких как

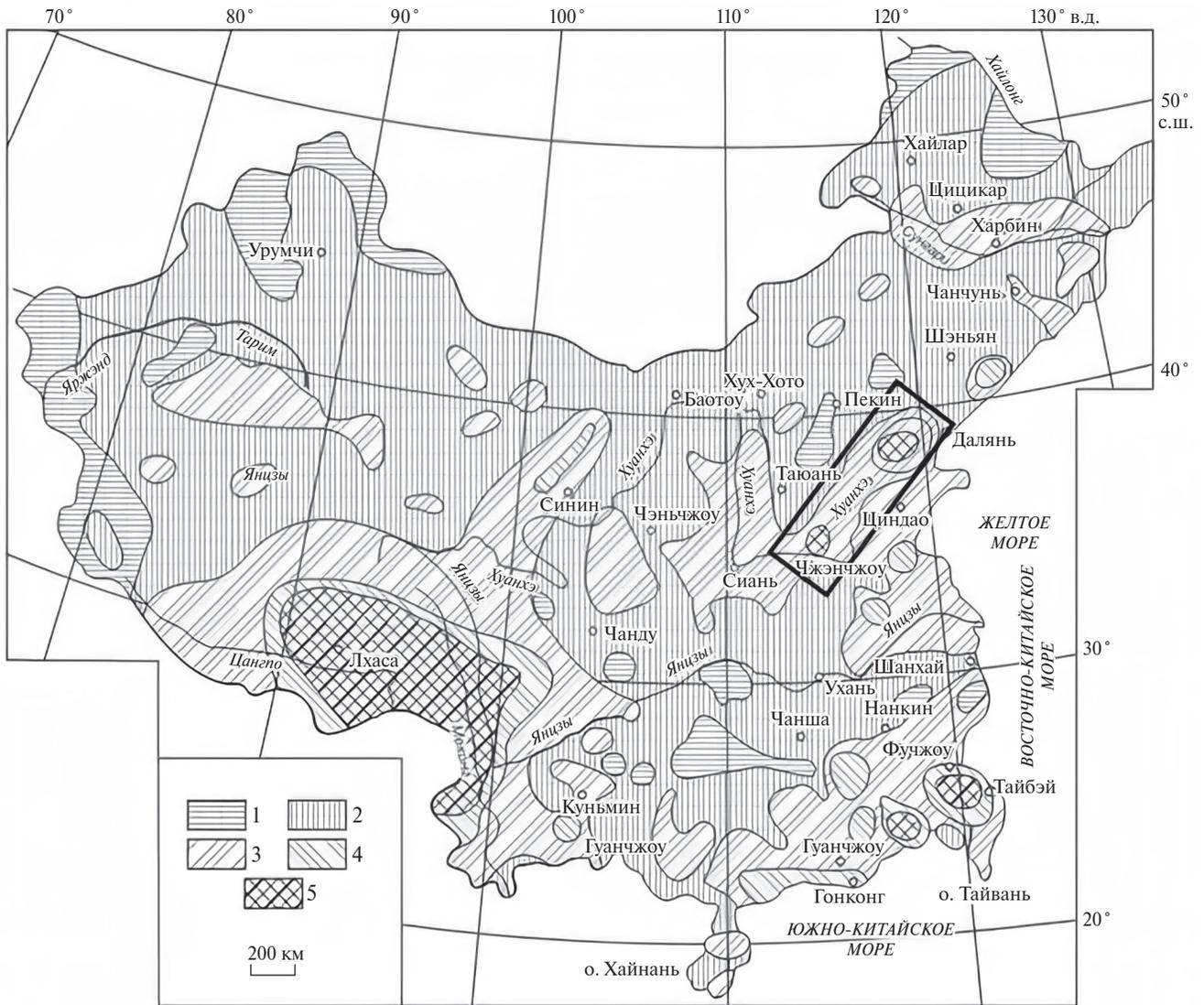


Рис. 4. Современная геотермальная активность литосферы континентального Китая (по [Лысак, 2009] с изменениями).

1–5 – геотермальная активность ($\text{мВт}/\text{м}^2$): 1 – слабая (<40); 2 – умеренная ($40\text{--}60$); 3 – повышенная ($60\text{--}80$); 4 – высокая ($80\text{--}100$); 5 – очень высокая (>100).

В рамке показана зона континентальных рифтов Шаньси–Ляохэ.

система рифтовых впадин Байкальской зоны или грабены Шаньси–Ляохэ [Зоненшайн и др., 1990]. Образование ортогональных узких поясов расширения, как правило, сопровождается коллизией плит. Это можно проследить на примере Рейнского грабена относительно Альп или грабенов Раф–Крик–Кентукки относительно Южных Аппалач.

Рифты Шаньси и Ляохэ (Северо-Восточный Китай)

Значительную часть территории континентального Китая занимает древняя Северо-Китайская платформа, становление консолидированного

фундамента которой закончилось в архее-нижнем протерозое [Huang Chi-cheng, 1978; Ma, 1987]. Но в фанерозое и верхний ярус платформы, и фундамент испытывали многократную тектономагматическую активизацию, особенно интенсивную в позднем мезозое и кайнозое, когда на стабильных блоках появились активные разломы, образовались наложенные впадины и рифтовые зоны, заполненные терригенными осадками, флишевыми толщами, иногда продуктами щелочного вулканизма [Hu et al., 2000].

В это время на северо-востоке Китая образовалась Восточно-Китайская рифтовая зона,

состоящая из многочисленных рифтовых грабен (Шаньси, Бохай, Ляохе, Хуанхе и др.) и разделяющих их поднятий (рис. 4). В рифтовых впадинах в эоцене и в олигоцене накопились толщи континентальных отложений мощностью до 3–6.5 и даже до 10–12 км (Бохайский рифт), в которых, по данным бурения, имеются потоки и линзы толеитовых и субшелочных базальтов мощностью до 0.5–2 км, погребенные вулканические аппараты и рои даек, приуроченные к сбросам [Милановский, 1991].

Тепловой поток в рифтовых впадинах Шаньси и Ляохэ составляет 69–71 мВт/м² [Hu et al., 2000]. Это незначительно выше, чем среднее значение для всего Северо-Восточного блока Китайской платформы (59±3 мВт/м²). Геотермальную активность континентальных рифтов подтверждает наличие спонтанно разгружающихся термальных источников [Лысак, 2009]. Однако, их температура относительно невысока (до 60°C). В других тектонических провинциях Китая встречены источники с температурой разгрузки 80–95°C.

Вариации геотермальной активности на территории континентального Китая генетически обусловлены тектонической активизацией верхних горизонтов литосферы и уменьшением ее толщины в зонах подъема астеносферных диапиров, контролируемых выносом глубинного тепла по разломам [Hu et al., 2000], среди которых наиболее термически активны кайнозойские сбросы и сбросо-сдвиги, характерные для рифтовых впадин; менее активны — надвиги и сдвиги.

В районах повышенной или аномально высокой геотермальной активности земная кора утонена до 32–37 км. Слои высокой проводимости, ассоциируемые с астеносферными диапирами, обнаружены на глубинах 67–82 км, т. е. максимально приближены к подошве коры. Это позволяет полагать, что в таких районах преобладает мантийный (гравигенный) тепловой поток. По расчетам [Wang, Wang, 1988], в Восточно-Китайской рифтовой зоне, в частности, в рифте Ляохе, вклад мантийной составляющей в поверхностный тепловой поток достигал 75% в стадию активного рифтогенеза, но монотонно снижался в течение пострифтовой стадии, и сейчас, исходя из расчета вклада радиогенного тепла, оценивается как 30%.

Аномалии теплового потока, связанные с мантийными тепловыми источниками Северо-Восточного Китая, на рифтовой стадии развития были обусловлены не столько кондуктивным, сколько конвективным выносом тепла при быстром продвижении магматических расплавов в земную кору по разломам и трещинам. После внедрения интрузий в земную кору в виде небольших по размеру тел последующее распространение глубинного тепла, вероятно, происходило кондуктивно [Hu et al., 2000].

Анализ термического состояния земных недр и его сопоставление с вариациями других геодинамических параметров свидетельствует об активной роли внутриземного тепла при тектонических перестройках в литосфере Китая, так как выявленным геотермическим аномалиям соответствует повышение интенсивности современных тектонических движений, разломообразование, уменьшение толщины земной коры и литосферы.

Иорданский рифт

О тектонической активности рифта Иордана (РИ) известно из библейских книг. В них содержится информация о землетрясениях, вулканических извержениях, нарушениях гидрогеологического режима. В них можно найти описание известных библейских эпизодов: землетрясений при иссушении Иордана и разрушении стен Иерихона, камнепад у горы Вефорон, выброс сероводорода во время содомской катастрофы и извержение на горах Синай и Есевон.

В наши дни никаких активных геодинамических проявлений за исключением сейсмических событий с магнитудой не более 4.0–4.5 в этих районах не наблюдается. Значит, если верить создателям библии, РИ на территориях Израиля и Иордании прошел активную стадию своего развития 3 тыс. лет назад. Но свидетельства его геодинамических проявлений до сих пор видны в геофизических аномалиях, в том числе, в характере теплового поля.

Морфологической особенностью так называемого Иорданского рифта является то, что для него характерны сдвиговые дислокации. По существу — это трансформный разлом между типичным рифтом Красного моря и небольшим Пальмирским поясом сжатия на территории Сирии. Севернее этот трансформный разлом

сочленяется с печально знаменитым Восточно-Анатолийским разломом [Smit et al., 2010], куда мигрировал РИ, обладая концентрацией энергии, как в моделях “propagating fissing”.

Как видно из рис. 5, к северу от Тивериадского озера постепенно увеличивается тепловой поток, что подтверждает предложенную модель “продвигающейся трещины” [Ben-Avraham et al., 1978].

Тип раскрытия РИ, как полагают [Petrunin, Sobolev, 2008], соответствует модели *pull-apart* со скоростью 0.6 см/год и низким (0.1–0.2) коэффициенте трения.

Тепловой поток в РИ выше, чем фоновый вне зоны рифта. На западном берегу Иордана он составляет 60–63 мВт/м², а на восточном – 80–82 мВт/м². Заметим, что на территории Израиля, Палестины и Иордании фоновые значения оцениваются как 52±17 мВт/м² [Экштейн, 1982], но единичное измерение в районе Тель-Авива (скважина Тамар-9) составляет 463 мВт/м². В этой скважине геотермический градиент, измеренный в доломитовых известняках в интервале глубин 80–120 м, равнялся 130±30 мК/м. Можно предположить, что такая аномалия связана с гидродинамическим фактором. Это подтверждают результаты гидрогеологических исследований, установивших, что доломитовый водоносный горизонт пронизывается потоком горячих вод, поднимающихся под действием гидравлического напора [Eckstein, 1978].

Сейсмическое профилирование МОВ и КМПВ подтвердило существование структурной асимметрии РИ в верхней коре [Ginzburg, Kashai, 1981; Ginzburg et al., 1979]. Эти исследования показывают постепенное уменьшение мощности земной коры в западном направлении от 32–37 км под Мертвым морем до примерно 25 км под восточным Средиземноморьем, что связывают с активным рифтогенезом в юре [Mechie et al., 2009]. Граница Мохо под Мертвым морем прослеживается нечетко, а в литосферной мантии появляется узкая зона сейсмической анизотропии [Rümpker et al., 2003].

Реология земной коры и наличие дактильной нижней коры вдоль РИ доказывається изучением ксенолитов основного и ультраосновного состава, содержащих метасоматический флюид [Nasir, 1992]. Переход от ригидной к дактильной

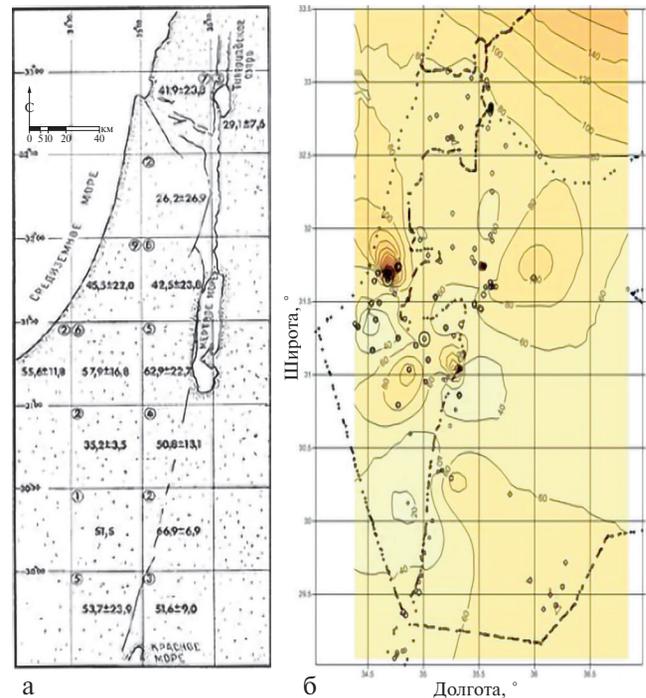


Рис. 5. Региональный тепловой поток в Израиле.

а – карта построена методом осреднения измерений по квадратам 0.5°×0.5° [Экштейн, 1982]; б – карта теплового потока в изолиниях (мВт/м²). Кружками показана локализация пунктов измерения (диаметр кружков пропорционален значению теплового потока).

реологии, по мнению этого автора, осуществляется на глубине 27 км – верхней границе расположения гипоцентров землетрясений.

Такая оценка глубины реологического перехода в РИ подобна тем, которые были ранее приведены для Байкальской [Солоненко и др., 1993] и Восточно-Африканской рифтовых зон [Shudofsky et al., 1987]. Однако, другие исследователи [Andersons et al., 2003; Salamon et al., 2003], соглашаясь с оценкой глубины гипоцентров землетрясений, считают, что перехода от ригидной к дактильной литосфере на этой глубине не существует. Они мотивируют это расчетами глубинных температур под Мертвым морем. Экстраполируя температуру на глубину с учетом наблюдаемого теплового потока при средней теплопроводности литосферы 3.0 Вт/(м·К), на уровне 27 км получена оценка температуры 400–410°С. Авторы работы [Andersons et al., 2003] считают, что при такой температуре вязкость литосферы не уменьшается, а гипоцентры располагаются в широком диапазоне глубин – от 27 до 35–40 км. Обсуждая проблему

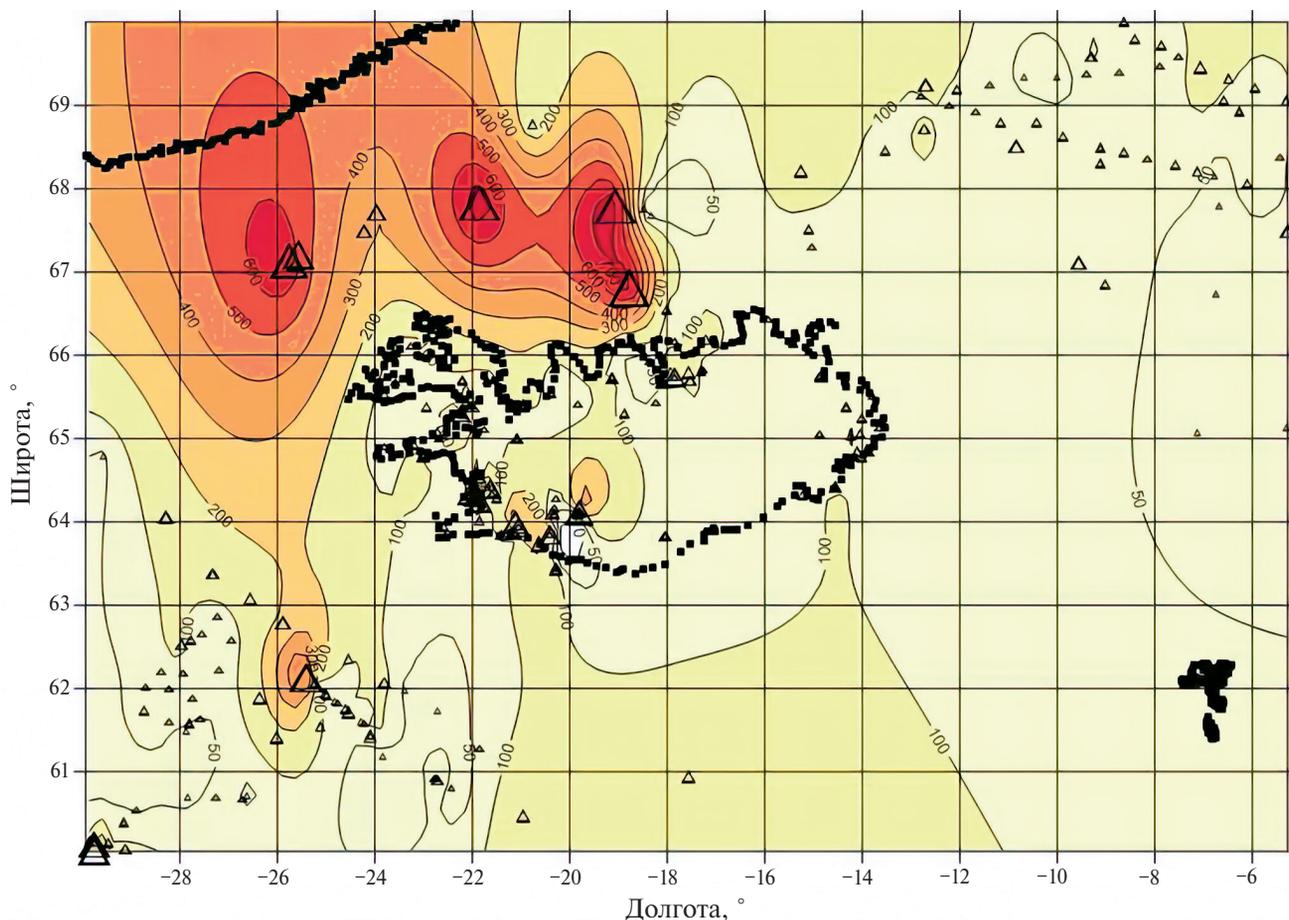


Рис. 6. Карта теплового потока Исландии и смежных акваторий (изолинии – в мВт/м²). Треугольники – пункты измерений теплового потока. Их размер пропорционален величине теплового потока.

сейсмичности РИ и “прочности литосферы” [Janssen et al., 2007], утверждается, что сейсмичность не является однозначным показателем длительной прочности. Горизонтальные флексуобразные смещения блоков коры без разрыва сплошности могут происходить и при пониженной вязкости вещества, что коррелируется с моделью низкого коэффициента трения [Petrinin, Sobolev, 2008]. При этом, однако, крайне редко происходят сейсмические события с магнитудой более 4.0 [Кочарян, 2016; Ito, 1990].

Характеризуя в целом тепловой поток в области рифта Иордана, можно сказать, что он подвержен влиянию гидродинамических процессов, обусловленных близким расположением областей питания и разгрузки, что объясняет неоднородность значений кондуктивного теплового потока (см. рис. 5). Асимметричное распределение теплового потока относительно РИ объясняется асимметричным проявлением

сдвиговых деформаций. Как отмечается в работе [Smit et al., 2010] амплитуда горизонтального сдвига на правом фланге РИ больше, чем на левом. Это согласуется с характером теплового поля. Как отмечалось выше, тепловой поток восточнее оси РИ больше, чем западнее.

Исландская рифтовая зона

При интерпретации геодинамики Исландского рифта роль геотермии и анализ распределения теплового потока, как ни странно, оказались второстепенными. Это можно объяснить двумя причинами. Во-первых, прогноз теплового потока сложно было составить из-за суперпозиции влияния мантийного плюма и спрединга Срединно-Атлантического хребта [Ito, van Keken, 1997]. Исландская модель представлялась сложнее, чем модель плюма в центре океанической плиты (гавайская или маскаренская). Во-вторых, измерения теплового потока на дне океана по обе стороны от срединного хребта, а также в скважинах на территории

Исландии продемонстрировали низкий тепловой поток, намного ниже, чем он должен был бы быть для литосферы с возрастом 40 млн лет и моложе. Отчасти это объясняется влиянием конвективного теплопереноса, который снижает фоновую кондуктивную компоненту потока тепла [Stein, Stein, 1992]. Следовательно, было неясно, как охарактеризовать “нормальный” фоновый тепловой поток, который априорно для рифтовых и плюмовых моделей должен быть намного выше наблюдаемого из-за миграции глубинного материала. В данном случае миграция может осуществляться как вертикально из подлитосферной недеплетированной мантии, так и горизонтально, вместе с океанической плитой [White, McKenzie, 1995]. Это должно поднять температуру в литосфере и, соответственно, тепловой поток, но положение аномалии теплового потока будет определяться тем, “какая из миграций сильнее”.

На рис. 6 показана карта теплового потока этого региона. Как видно из этого рисунка, максимумы теплового потока находятся на простирании хребта Колбейнсей и северо-западнее Исландии в Датском проливе, т. е. на Северо-Американской плите.

Если обратиться к той реконструкции движения Северо-Американской плиты над горячей точкой Исландии, которая обсуждается в работе [Janssen et al., 2007] (рис. 7), то мы видим, что максимальные значения теплового потока формируются из-за адвекции магматического материала в условиях дивергенции Срединно-Атлантического хребта и влияния мантийного плюма, максимальное воздействие которого приурочено к положению плиты для времени $\tau = 30$ Ма.

Именно в это время нынешний район Датского пролива находился над плюмом. Причину такой локализации аномалии теплового потока мы обсуждали в статье [Хуторской, 2020].

Таким образом, тепловой источник связан с выступом астеносферы, который образовался за счет поступления тепла в астеносферный слой из нижележащей мантии. Налицо суперпозиция трех геодинамических источников, формирующих аномалии теплового потока: теплоперенос вещества из недеплетированной мантии, который привел к увеличению энтальпии астеносферного резервуара,

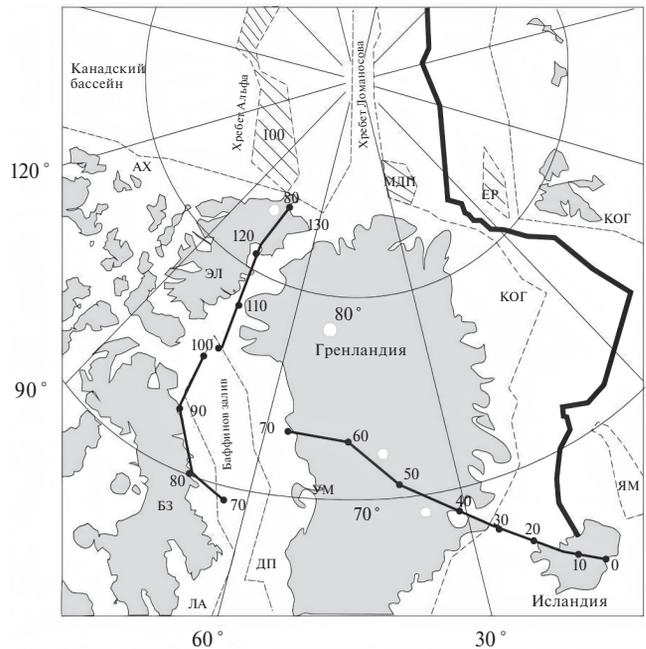


Рис. 7. Трек Северо-Американской плиты в районе Гренландии над Исландской “горячей точкой” за время от 130 Ма до 0 Ма.

Большие черные точки – палеопозиция плиты для каждые 10 млн лет; АХ – о. Аксел Хелберг; БЗ – Баффинова Земля; ДП – Дэвисов пролив; ЭЛ – о. Элсмир; ЯМ – Ян-Майен; КА – лавовое плато Кангерлюаск, Восточная Гренландия; КО – хребет Колбейнсей; ЛА – Лабрадорское море; МДП – плато Моррис-Джессоп; МЕ – хребет Менделеева; РЕ – хребет Рейкьянес; УМ – лавовое плато Уманак-фьорда, Западная Гренландия; ЕР – плато Ермак; КОГ – граница континентальной и океанической коры по данным батиметрии.

Белые кружки показывают положение плюма – по [Forsyth et al., 1986].

кондуктивный перенос тепла из этой активизированной астеносферы и дрейф Северо-Американской плиты над исландской “горячей точкой”. Из-за одновременного воздействия этих трех геодинамических источников наблюдается асимметрия теплового потока – максимальные его значения приурочены не к оси рифта, а смещены на 200–250 км.

Трог Орла (Стурё)

На северной окраине Свальбардской плиты развита система желобов (трогов), выраженных в рельефе дна. Они ориентированы меридионально, ортогонально к краю шельфа, и “раскрываются” по направлению к континентальному склону. Это хорошо известные желоба: Орла (Стурё), Воронина, Святая Анна, Франц-Виктория, а также менее крупные

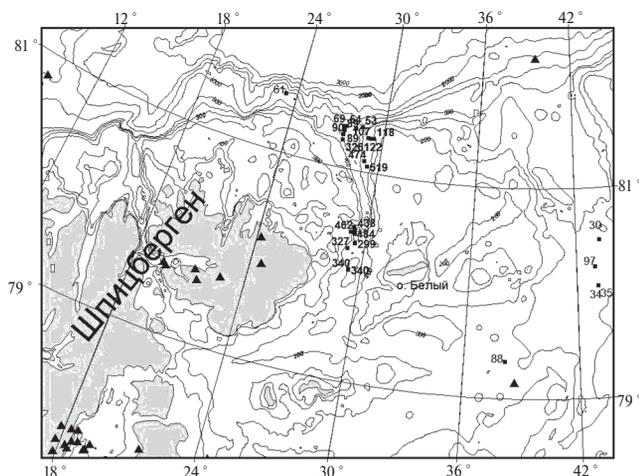


Рис. 8. Измерения теплового потока и его значение ($\text{мВт}/\text{м}^2$) в трого Орла и в смежных акваториях. Треугольники – эпицентры землетрясений в XXI веке; белые прямоугольники – четвертичные вулканы; изобаты в интервале глубин 0–500 м проведены через 100 м, глубже – через 500 м.

структуры – желоба Британский канал во внутренней части архипелага Земля Франца-Иосифа и Хинлопен в архипелаге Шпицберген.

Трог Орла (Стурё) из перечисленных крупных депрессионных структур занимает самое западное положение и по своим морфологическим характеристикам близок к структурам меридионального простирания приблизительно такого же масштаба на островах Шпицбергена. На острове Западный Шпицберген это система фьордов Бокк-фьорд, Вуд-фьорд и Вейде-фьорд, а также упомянутый пролив Хинлопен.

Трог Орла (Стурё) простирается от архипелага Короля Карла на юге до начала континентального склона Котловины Нансена на севере (рис. 8). Название трого (желоба) варьирует в географических источниках. В разных работах он носит название “желоб Орла”, “трог Орла” и “грабен Орла”. Еще раньше в отечественной литературе он описывался под названием “желоб Стуре” (или Стурё) по имени расположенного поблизости от него острова Стурейя (Storøya). Поэтому, во избежание неясностей, в данной статье используется двойное название – “трог Орла (Стурё)”.

Трог 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 он выражен на протяжении почти 200 км при ширине около 50 км.

Тектоническая природа этой структуры была не ясна, и в литературе о ней имеются лишь отрывочные данные. Но многие авторы [Богданов, 2004; Мусатов, 1997, 2004 и др.] считают ее тектоническим образованием рифтовой природы. Определяющее значение для решения этого вопроса сыграли проведенные в районе трого геотермические исследования.

В трого Орла (Стурё) и на его продолжении в пределах континентального склона было выполнено 24 измерений теплового потока в 25-м и 27-м рейсах НИС “Академик Николай Страхов” (см. рис. 8), принесших, без преувеличения, “сенсационные” результаты. Тепловой поток составлял от 300 до 520 $\text{мВт}/\text{м}^2$, что почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока для Баренцева моря.

Идеальная форма записи температуры датчиков в грунте [Хуторской и др., 2009] не оставляет сомнений в достоверности полученных результатов. На всех “аномальных” станциях термограммы имеют линейную форму. Это свидетельствует о чисто кондуктивной природе измеренного теплового потока. Искривление термограмм, что свидетельствовало бы о конвективной разгрузке глубинного флюида, здесь не наблюдалось. Аномально высокий тепловой поток характерен для всего трого и для его продолжения на континентальном склоне до изобаты 1200 м. Только при больших глубинах отмечается снижение теплового потока, хотя и на глубине от 1400 м до 1870 м измерены повышенные относительно фоновых значения – 89 и 90 $\text{мВт}/\text{м}^2$.

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине около 8 км под дном моря здесь могут быть встречены солидусные температуры 1200–1250°C (а температура Кюри (570°C) находится на глубине 4–4.5 км) (рис. 9). Это говорит о том, что деформация континентальной коры произошла на всю ее мощность, и горячее мантийное (?) вещество внедрилось в фундамент, а возможно, проникло в нижние слои осадочного чехла. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного тепломассопотока на дне может быть обусловлено накоплением терригенного и моренного материала, который экранирует

или затушевывает эффект проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой. Впрочем, принимая во внимание наличие современных гидротерм на архипелаге Шпицберген [Гидрогеология ..., 1983], нельзя исключить, что признаки субаквальной разгрузки пока просто не обнаружены.

Особое значение для понимания новейшей тектонической активности субмеридиональных желобов (грабен) и ограничивающих их систем разрывов имеют молодые вулканы Шпицбергена. Вулканические аппараты этого возраста сосредоточены в северо-западной части архипелага вблизи заливов Бокк-фьорд и Вуд-фьорд.

По данным [Евдокимов, 2000], продукты излияний представлены лавами и пирокластикой субщелочных оливиновых базальтов. Возраст наиболее древних извержений по изотопным данным определяется в интервале от 2.7 ± 1.0 до 2.0 ± 1.0 млн лет. Самые поздние извержения — совсем недавние: по геологическим данным (вулканогенный материал в морских террасах) они датируются временем 10 тыс. лет. В работе [Сироткин, Шарин, 2006] уточняется время последних двух эпизодов вулканизма в неоплейстоцене-голоцене, второй из которых в районе вулкана Сверре, датируется средним голоценом. В этих же районах наблюдается современная гидротермальная активность, выраженная двумя группами ныне действующих термальных источников с обнаруженной Э.М. Прасоловым и И.Л. Каменским заметной примесью мантийного гелия [Гидрогеология ..., 1983; Хуторской и др., 2009].

Показательны следующие характерные особенности вулканизма: а) приуроченность проявлений вулканической и гидротермальной активности к разломным зонам меридионального простирания; б) присутствие в вулканическом материале ксенолитов, что показывает глубину и масштабность процессов; в) направленное изменение состава в сторону возрастания щелочности в северном направлении и омоложение в том же направлении возраста вулканизма, что расценивается как следствие более общего процесса раскрытия Норвежско-Гренландского бассейна и бассейна Северного Ледовитого океана [Евдокимов, 2000]. Заметим, что севернее Шпицбергена, на плато Ермак

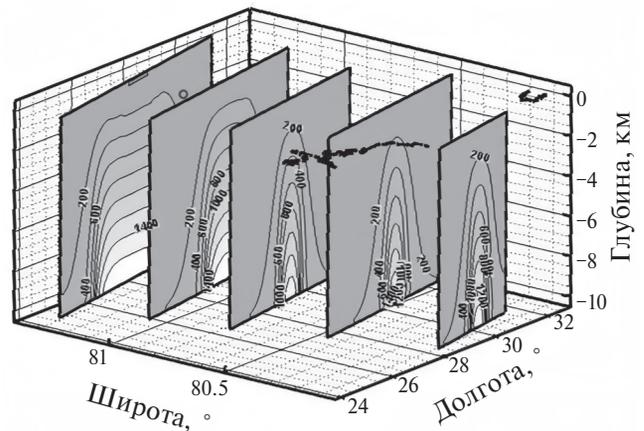


Рис. 9. Распределение температур ($^{\circ}\text{C}$) на профилях вкрест простирания трога Орла (Стурё). На рисунке показана береговая линия о. Северо-Восточная Земля Шпицбергена и о. Белый.

получены аномальные значения теплового потока ($110\text{--}125\text{ мВт/м}^2$) и есть признаки наличия подводных вулканов. Получается убедительная аналогия с наблюдениями в троге Орла (Стурё), свидетельствующая о сходных тенденциях развития этих структур.

Таким образом, система упомянутых структур — желобов, или трогов, обладает рядом общих черт. Не все они в полном наборе установлены в каждой конкретной структуре. Но, суммируя данные по совокупности структур, можно воссоздать обобщающую модель их строения, в достаточно полной степени обладающую признаками структур рифтового типа (морфология желобов; структура грабен на суше; четвертичный, вплоть до голоцена вулканизм и современные термальные проявления; активная тектоника) — признаками, отражающими процесс современной деструкции континентальной коры. Это предполагалось и ранее, но для доказательства не хватало решающих аргументов. Обнаружение аномально высокого теплового потока в троге Орла (Стурё) сыграло роль такого решающего аргумента.

Если говорить о совокупных проявлениях вулканической и тектонической активности трогов на северной окраине Свальбардской плиты, то видно явное затухание этих процессов с запада на восток — от заливов Шпицбергена в сторону трога Франц-Виктория и далее, к трогу Святая Анна. Очевидно, что Баренцевоморская континентальная окраина находится под воздействием двух взаимно

Таблица 1. Расчет критерия Крамера–Вэлча

Регион	Иорданский рифт		Байкальский рифт		Шаньси–Ляохэ	
	запад	восток	запад	восток	запад	восток
Среднее значение теплового потока	52.7	59.5	70.9	80.9	111.09	127.09
Среднеквадратическое отклонение	18.92	23.92	50.12	46.59	69.36	85.02
Количество измерений	54	160	177	421	100	129
Значение критерия Крамера–Вэлча	1.89		2.35		1.53	
Доверительная вероятность	0.94		0.98		0.87	

перпендикулярных спрединговых хребтов – Книповича и Гаккеля [Крапивнер, 2007; Шипилов и др., 2006]. Наверно, в самой общей форме и для кайнозойской истории в целом это справедливо. Однако, на поздних этапах этой истории (плиоцен–квартер) и в отношении рассматриваемой группы структур и связанного с ними магматизма влияние хребта Гаккеля, скорее всего, минимально. Первую скрипку, очевидно, играют процессы, вызвавшие формирование хребта Книповича и связанных с ним структур в океанической и континентальной литосфере, параллельных по простиранию хребту Книповича. Этим можно объяснить общее затухание проявлений рифтовой активизации с запада на восток.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Нами проанализировано распределение теплового потока в некоторых рифтовых зонах континентальной и океанической коры. Можно уверенно констатировать вслед за многими исследователями геотермического режима рифтовых зон, что он характеризуется повышенными значениями в тех структурах, где проявляются растягивающие или сдвиговые (*pull-apart*) процессы. Но еще одной особенностью локализации теплового потока в пределах рифтов является его асимметричное распределение относительно условно выделяемой оси, которую можно ассоциировать с линией максимальной амплитуды вертикальных и горизонтальных подвижек.

Для оценки статистической значимости асимметрии теплового потока использовался

параметрический критерий Крамера–Вэлча (T), значение которого находят по формуле:

$$T = \frac{\sqrt{nm} |\bar{x} - \bar{y}|}{\sqrt{ns_x^2 + ms_y^2}},$$

где n , \bar{x} , s_x^2 и m , \bar{y} , s_y^2 соответственно количество данных, выборочные средние, и дисперсии по двум сравниваемым выборкам. Выборки были сформированы путем фильтрации значений теплового потока западнее и восточнее оси рифта. Проверка осуществлена для трех континентальных рифтов, в которых имеются представительное количество измерений теплового потока на флангах структуры. Это БРЗ, рифт Иордана и рифт Шаньси–Ляохэ.

Если $T < \varphi(1 - \frac{\alpha}{2})$, где $\varphi(1 - \frac{\alpha}{2})$ – значение обратной функции нормального распределения φ от уровня значимости α ; $\alpha = 1 - P$, где P – доверительная вероятность, то принимают гипотезу об однородности средних значений теплового потока, то есть существование асимметрии не подтверждается.

Если же $T \geq \varphi(1 - \frac{\alpha}{2})$, то принимают гипотезу о неоднородности средних значений рассматриваемых выборок и асимметрия подтверждается. В нашем случае получены результаты, представленные в табл. 1.

Расчеты подтвердили статистически значимую асимметрию теплового потока в трех исследованных рифтах – восточные фланги характеризуются более высокими значениями теплового потока.

Асимметрию в структуре рифтовых зон отмечал Ю.М. Пушаровский [1985, с. 4]. В “Предисловии” к материалам Всесоюзного совещания по проблемам рифтовых зон 1982 г. он писал: “Для ряда рифтов, имеющих меридиональное или близкое к нему простирание, устанавливается асимметричное строение, выражающееся в различных структурных особенностях бортов. Это можно видеть в Исландии, в рифтах Срединного хребта Северной Атлантики, в Красноморском рифте. Такую асимметрию можно объяснить, если привлечь представление о влиянии на тектогенез вообще и рифтогенез, в частности, изменений в режиме вращения Земли”.

Не вызывает сомнения геодинамическая модель, объясняющая происхождение геотермических аномалий в рифтовых зонах. Это модель внедрения магматического материала (“большой дайки” по терминологии Ю.А. Зорина [Зорин, 1979]) и/или мощного гидротермального процесса [Голубев и др., 1987]. Однако, эти модели, в качественном и количественном аспектах подтверждающие наблюдаемые аномалии теплового потока, не объясняют явление его асимметрии, поэтому замечание Ю.М. Пушаровского о влиянии “режима вращения Земли” заслуживает специального обсуждения.

Факт структурной асимметрии в морфологии дивергентных зон [Мащенко, Погребницкий, 1995; Нарышкин, Погребницкий, 1986] и асимметричного распределения геофизических полей неоднократно обсуждался и подтвержден на статистическом уровне. Важно отметить, что, например, асимметрия в срединно-океанических хребтах наблюдается во всех геофизических полях: магнитном [Глебовский и др., 1986], гравитационном [Vudanov et al., 1997], тепловом [Подгорных, Хуторской, 1999], а также в структуре коры [Пушаровский и др., 1995].

Природа этого феномена многократно обсуждалась, и предлагались различные геолого-геофизические модели для объяснения существующей асимметрии. Некоторые исследователи отмечают существование различной скорости спрединга океанических плит по разные стороны от оси хребтов [Пушаровский и др., 1995; Шрейдер, 2001], другие полагают, что различаются геодинамические процессы в смежных плитах, и на одной из них режим сжатия,

сменивший первичную обстановку растяжения, создает характерные для сжатия шарьяжно-надвиговые структуры [Погребницкий и др., 1990; Hosford, 2001].

Мы предложили рассмотреть влияние силы Кориолиса [Хуторской, 2020; Хуторской, Тевелева, 2020], которая действует на любую массу, которая движется вдоль радиуса вращающейся Земли и отклоняет эту массу от ортогональной траектории, соответственно, к западу в южном полушарии и к востоку – в северном. В качестве такой “массы” может рассматриваться восходящий поток магмы. Отклонение этого потока от траектории, ортогональной к поверхности планеты, обуславливает наблюдаемую геотермическую асимметрию.

Как известно, на любую материальную точку (массу) Земли (m), находящуюся на географической широте φ , из-за ее вращения против часовой стрелки относительно Северного полюса с угловой скоростью (ω) будет действовать сила Кориолиса

$$F_k = 2m \cdot v \cdot \omega \cdot \sin \varphi,$$

которая в южном полушарии будет смещать массу влево относительно радиуса со скоростью v в ортогональном к оси вращения направлении, а в северном, соответственно, вправо.

В дивергентных зонах такой массой является магма, скопившаяся в астеносферном мантийном резервуаре и перемещающаяся внутри него под действием силы Кориолиса. Из-за этого формируется “избыточная” энтальпия этой массы к востоку от оси рифтовой зоны в северном полушарии и к западу от оси – в южном. Появление большего количества высоко энтальпийной массы на одном из флангов рифта объясняет наблюдаемую асимметрию кондуктивного теплового потока.

БЛАГОДАРНОСТИ

На разных этапах работы мы консультировались и обсуждали полученные результаты с ныне покойными коллегами (Ю.Г. Леонов, Б.Г. Поляк) и здравствующими: с Р.Б. Крапивнером, В.О. Михайловым, А.Л. Собисевичем, С.Ю. Соколовым. Эти консультации и обсуждения во многом способствовали становлению идей о причинах наблюдаемой геотермической асимметрии в океанической и континентальной коре. Мы благодарны также сотрудникам

лаборатории теплопереноса ГИН РАН, оказавшим техническую поддержку при подготовке рукописи.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа подготовлена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 23-17-00019.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Н.А.* Тектоника Арктического океана // Геотектоника. 2004. № 3. С. 13–30.
- Гидрогеология, инженерная геология, геоморфология архипелага Шпицберген / Под ред. Я.В. Неизвестнова и Д.В. Семевского. Л.: Севморгеология, 1983. 82 с.
- Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Осипов В.А.* Структура аномального магнитного поля от срединного хребта до Ангольского шельфа // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта / Под ред. Ю.Е. Погребницкого. Л.: ВНИИОкеангеология, 1986. С. 70–80.
- Голубев В.А.* Геотермия Байкала. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
- Голубев В.А., Лысак С.В., Дорофеева Р.П.* Тепловой поток Байкальской рифтовой зоны // Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука, 1987. С. 121–137.
- Евдокимов А.Н.* Вулканы Шпицбергена. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 123 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР (в 2-х томах). М.: Недра, 1990. 680 с.
- Зорин Ю.А.* Об аномальной мантии и температурном режиме земной коры в Байкальской рифтовой зоне // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1979. № 9. С. 37–43.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Крапивнер Р.Б.* Признаки неотектонической активизации Баренцевоморского шельфа // Геотектоника. 2007. № 2. С. 73–89.
- Лысак С.В.* Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1058–1071.
- Мащенко С.П., Погребницкий Ю.Е.* Симметрия и асимметрия САХ по материалам комплексных геофизических исследований на атлантических геотраверсах // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С. 64–79.
- Милановский Е.Е.* Основные проблемы изучения рифтогенеза // Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 5–29.
- Милановский Е.Е.* Основные этапы рифтогенеза на территории Китая // Тр. Межведомственного геофизического комитета. М., 1991. 148 с.
- Мусатов Е.Е.* Геоморфология северной окраины Баренцевоморского шельфа между архипелагами Шпицберген и Земля Франца-Иосифа // Геоморфология. 1997. № 1. С. 72–77.
- Мусатов Е.Е.* Неотектоническая структура // Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. 1. Арктические моря. СПб.: ВСЕГЕИ, 2004. С. 26–31.
- Нарышкин Г.Д., Погребницкий Ю.Е.* Морфоструктура дна Юго-Восточной Атлантики // Литосфера Ангольской котловины и восточного склона Южно-Атлантического хребта. Л., 1986. С. 10–23.
- Погребницкий Ю.Е., Горячев Ю.В., Осипов В.А., Трухалев А.И.* Строение океанической литосферы по результатам исследований на Анголо-Бразильском геотраверзе // Сов. геология. 1990. № 3. С. 8–22.
- Подгорных Л.В., Хуторской М.Д.* Геотермическая асимметрия срединных хребтов Мирового океана // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–42.
- Поляк Б.Г.* Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
- Пушаровский Ю.М.* Предисловие // Континентальный и океанский рифтогенез. М.: Наука, 1985. С. 3–4.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н., Базилевская Е.С.* Разломные зоны Центральной Атлантики. М.: ГЕОС, 1995. 163 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 495)
- Сироткин А.Н., Шарин В.В.* Соотношение четвертичного вулканизма с процессами морского и ледникового осадконакопления в районе Вуд-Форда (Шпицберген) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 4. Апатиты, 2006. С. 147–151.
- Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С.* Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. 1993. Вып. 1. С. 113–122.
- Хуторской М.Д.* Проявление асимметрии теплового потока в мантийных плюмах // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С. 40–50.

- Хуторской М.Д., Голубев В.А., Козловцева С.В. и др.* Тепловой режим недр МНР. М.: Наука, 1990. 176 с.
- 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. 2009. Т. 424. № 2. С. 227–233.
- Хуторской М.Д., Тевелева Е.А.* Природа асимметрии теплового потока на срединно-океанических хребтах Мирового океана // Океанология. 2020. Т. 60. № 1. P. 125–137.
- Шуилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А.* Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозойе // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 378–383.
- Шрейдер А.А.* Геомагнитные исследования Индийского океана. М.: Наука, 2001. 320 с.
- Экштейн Й.* Тепловой поток и гидрологический цикл: примеры по Израилю // Тепловое поле Европы. М.: Мир, 1982. С. 106–117.
- Aldersons F., Ben-Avraham Z., Hofstetter A., Kissling E., Al-Yazjeen T.* Lower crustal strength under the Dead Sea basin from local earthquake data and rheological modeling // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. P. 129–142.
- Ben-Avraham Z., Haenel R., Villinger H.* Heat flow through the Dead Sea rift // Marine Geol. 1978. V. 28. P. 253–269.
- Budanov V.G., Ermakov B.V., Podgornykh L.V.* Geophysical asymmetry of the wings of mid-Atlantic ridge (MAR): gravity, magnetic fields, heat flow // European Geophysical Society, Annales Geophysical. Part I. Society Symposia, Solid Earth Geophysics & Natural Hazards, Supplement I to V. 15, SE27 Tectonic evolution and thermal structure at mid-ocean ridges. 1997. P. 161.
- Eckstein Y.* Tamar geothermal anomaly, or perils of ignoring hydrogeology in heat flow survey // Isr. J. Earth Sci. 1978. V. 32. P. 119–126.
- Forsyth D.A., Morel-l'Huissier P., Asudsen I. et al.* Alpha Ridge and Iceland: Product of the same plume? // J. Geodynamics. 1986. V. 6. P. 197–214.
- Ginzburg A., Kashai E.* Seismic measurements in the southern Dead Sea // Tectonophysics. 1981. V. 80. P. 67–80.
- Ginzburg A., Makris J., Fuchs K., Prodehl C., Kaminski W., Amitai U.* A seismic study of the crust and upper mantle of the Jordan-Dead Sea Rift and their transition toward the Mediterranean Sea // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 1569–1582.
- Hosford A.* Crustal accretion and Evolution at slow and ultra-slow spreading mid-ocean ridges: Doct. Dissertation. Mass. Inst. Technology, Cambridge, Mass., 02139 & Woods hole ocean. Inst., Woods hole, Mass., 02543. 2001. 254 p.
- Hu S., He L., Wang J.* Heat flow in the continental area of China: a new data set // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 179. P. 407–419.
- Huang Chi-cheng.* An outline of the tectonic characteristics of China // Ecological Geol. 1978. V. 71. № 3. P. 611–635.
- Ito A.* Earthquake swarm activity revealed from high-resolution relative hypocenters – clustering of micro-earthquakes // Tectonophysics. 1990. V. 175. P. 47–66.
- Ito G., van Keken P.E.* Hotspots and melting anomalies / Ed. D. Bercovici // Mantle Dynamics, Treatise on Geophysics. V. 7. Amsterdam, Netherlands: Elsevier Press, 1997. P. 512–526.
- Janssen C., Hoffmann-Rothe A., Bohnhoff M., Wetzel H.U., Matar A., Khatib M.* Different styles of faulting deformation along the Dead Sea Transform and possible consequences for the recurrence of major earthquakes // J. Geodyn. 2007. V. 44. P. 66–89.
- Lawver L.A., Müller R.D.* Iceland hotspot track // Geology. 1994. V. 22 P. 311–314.
- Ma X.* Lithosphere dynamic map of China and adjacent seas (in scale 1:4 000 000) and explanatory notes. Beijing: Publishing House of Geology, 1987. 53 p.
- Mechie J., Abu-Ayyash K., Ben-Avraham Z., El-Kelani R., Qabbani I., Weber M.* DESIRE-Team. Crustal structure of the southern Dead Sea basin derived from project DESIRE wide-angle seismic data // Geophys. J. Int. 2009. V. 178 (1). P. 457–478.
- Nasir S.* The lithosphere beneath the north-western part of the Arabian plate (Jordan): evidence from xenoliths and geophysics // Tectonophysics. 1992. V. 201. P. 357–370.
- Petrinin A.G., Sobolev S.V.* Three-dimensional numerical models of the evolution of pull-apart basins // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2008. V. 171. P. 387–399.
- Rümpker G., Ryberg T., Bock G.* Desert Seismology Group, 2003. Boundary-layer mantle flow under the Dead Sea transform fault inferred from seismic anisotropy // Nature. 2003. V. 425. P. 497–501.
- Salamon A., Hofstetter A., Garfunke, Z., Ron A.* Seismotectonics of the Sinai subplate – the eastern Mediterranean region // Geophys. J. Int. 2003. V. 155. P. 149–173.
- Shudofsky G.N., Cloetingh S., Stein S., Wortel R.* Unusually deep earthquakes in East Africa; constraints on the thermo-mechanical structure of a continental rift system // Geophys. Res. Lett. 1987. V. 14. P. 741–744.
- Smit J., Brun J.-P., Cloetingh S., Ben-Avraham Z.* The rift-like structure and asymmetry of the Dead Sea Fault // Earth and Planet. Sci. Lett. 2010. V. 290. № 1–2. P. 74–82.

- Stein C.A., Stein S.* A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age // *Nature*. 1992. V. 359. P. 123–129.
- Tian Z.Y., Han P., Xu K.D.* The Mesozoic-Cenozoic East China rift system // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 341–363.
- Torsvik T.H., Amundsen H.E.F., Tronnes R.G. et al.* Continental crust beneath southeast Iceland // *Proceed. of National Acad. Sci. of USA (PNAS)*. 2015. № 3. P. 1818–1827.
- Wang J.Y., Wang J.A.* Thermal structure of the crust and upper mantle of the Liaohe rift basin // *Tectonophysics*. 1988. № 145. P. 293–304.
- White R.S., McKenzie D.P.* Mantle plumes and flood basalts // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 17543–7585.

Heat Flow of Continental Rift Zones: A New Approach to Data Evaluation

M. D. Khutorskoy*, E. A. Teveleva

Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

**e-mail: mdkh1@yandex.ru*

The features of heat flow distribution in some rift zones are considered, namely: the Baikal rift zone, the Shanxi–Liaohe rift, the Jordan rift, the Orel Trough (Sture) in the north of the Svalbard plate, as well as the rift zone of Iceland. Heat flow asymmetry relative to the rift centerline is also noted against the increased heat flow background in the rift zone compared to adjacent areas. The nature of such asymmetry is connected not only with the different faults permeability on the sides but also with planetary factors – forces acting on a rotating planet, in particular, with the Coriolis force. Heat flow increase on the eastern flanks compared with the western flanks in the considered rifts of the meridional strike is consistent with the Coriolis force vector in the Earth Northern Hemisphere.

Keywords: heat flow, temperature, asymmetry, continental rift zone, Coriolis force, divergence zone, rigid lithosphere